

УДК 552.16:551.73 (517.3)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИ- И МОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2019 г. И.К. Козаков^{1,*}, А.М. Козловский^{2,**}, В.В. Ярмолук², Т.И. Киринова³, М.М. Фугзан³, Ц. Оюунчимэг⁴, Ч. Эрдэнэжаргал⁴

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991, Россия

⁴ Институт палеонтологии и геологии Монгольской академии наук
S. Danzan st., 3/1, Ulaanbaatar, Mongolia

*E-mail: ivan-kozakov@yandex.ru, **E-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 04.10.2018 г.
Получена после доработки 03.12.2018 г.
Принята к публикации 21.12.2018 г.

Вдоль южного склона Монгольского и Китайского Алтая, а также в Восточном Казахстане в тектонических пластинах разного масштаба представлены глубокометаморфизованные породы, которые объединены в Южно-Алтайский метаморфический пояс. В этих пластинах фиксируется проявление метаморфизма повышенного давления амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии M_2 . В ряде пластин устанавливаются признаки полиметаморфизма: в них сохраняются структуры и парагенезисы более раннего (повышенной температуры и пониженного давления) метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии M_1 . Ранний эпизод метаморфизма происходил около 390–385 млн лет назад, а поздний ~370–356 млн лет назад. Протолитом для высogradных метаморфических пород служили преимущественно раннепалеозойские терригенные породы с подчиненным количеством вулканических пород, аналогичные слабо или неметаморфизованным породам их северного обрамления. Характерными образованиями тектонических пластин являются дайки и массивы базитов гашунурского комплекса, внедрение которых происходило в интервале между процессами метаморфизма M_1 и M_2 . По геохимическим и Nd-изотопным характеристикам большинство метабазитов сходны с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов или океанических плато. Подчиненная группа расслоенных базитовых тел имеет надсубдукционные геохимические характеристики. Проведенная корреляция метаморфических событий с магматизмом в континентальной (Монгольский и Китайский Алтай) и палеоокеанической (Заалтайская Гоби и Восточная Джунгария) областях позволила предложить геодинамическую модель формирования Южно-Алтайского метаморфического пояса. Вулканогенно-терригенная толща, впоследствии метаморфизованная, формировалась преимущественно в раннем палеозое как аккреционный клин на активной континентальной окраине. Ранний эпизод высокотемпературного метаморфизма M_1 и одновременно масштабный известково-щелочной магматизм происходили на этой же активной окраине после смещения магматического фронта на юг в современных координатах. Формирование роев базитовых тел гашунурского комплекса и синхронный рифтогенез на юге Китайского Алтая были инициированы погружением под активную окраину спредингового хребта океана или задугового бассейна. Повторный метаморфизм повышенного давления M_2 и формирование надвигов в структурах Алтая коррелирует с пологими деформациями и сменой океанического на континентальный вулканизм в Заалтайской Гоби и Джунгарии. Эти тектонические преобразования были вызваны аккрецией системы среднепалеозойских энсиматических островных дуг Заалтайской Гоби и Джунгарии к Алтайской окраине Сибирского палеоконтинента.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, высокоградный метаморфизм, дайковые пояса, геодинамические условия, субдукция, аккреция

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273233-257>

ВВЕДЕНИЕ

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса структурами первого порядка являются позднепротерозойские—раннепалеозойские (каледонские) и средне—позднепалеозойские (герцинские) складчатые области. Первые охватывают ближнее складчатое обрамление Сибирской платформы, включающее большую часть Алтае-Саянской области, Северную Монголию, в том числе структуры Китайского, Монгольского и Гобийского Алтая и Западное Забайкалье. Область средне—позднепалеозойских структур обрамляет их с юга и юго-запада, прослеживаясь через Северо-Восточный Казахстан, Северную Джунгарию и Южную Монголию (рис. 1). Граница этих тектонических структур вдоль южных склонов Монгольского Алтая трассируется выходами высокоградных метаморфических пород. Аналогичные выходы фиксируются и западнее, на границе южной части

Китайского Алтая и Северной Джунгарии и далее вдоль Иртышской сдвиговой зоны (рис. 1). Общая протяженность цепи выходов глубокометаморфизованных пород, объединяемых в Южно-Алтайский метаморфический пояс (ЮАМП) (Козаков и др., 2011), достигает около 1500 км.

Метаморфическая и тектоническая история столь протяженного пояса остаются предметом дискуссии как в отношении *P-T* условий метаморфических событий, их последовательности и изотопного возраста, так и геодинамических обстановок (Бибилова и др., 1992; Козаков и др., 2002, 2011; Полянский и др., 2011; Сухоруков и др., 2016; Burenjargal et al., 2014, 2016; Hanžl et al., 2016; Kröner et al., 2010; Lehmann et al., 2010; Nakano et al., 2014). Некоторые породы ЮАМП претерпели несколько последовательных эпизодов метаморфизма, каждый из которых характеризовался особым стилем деформаций (Козаков и др., 2011).

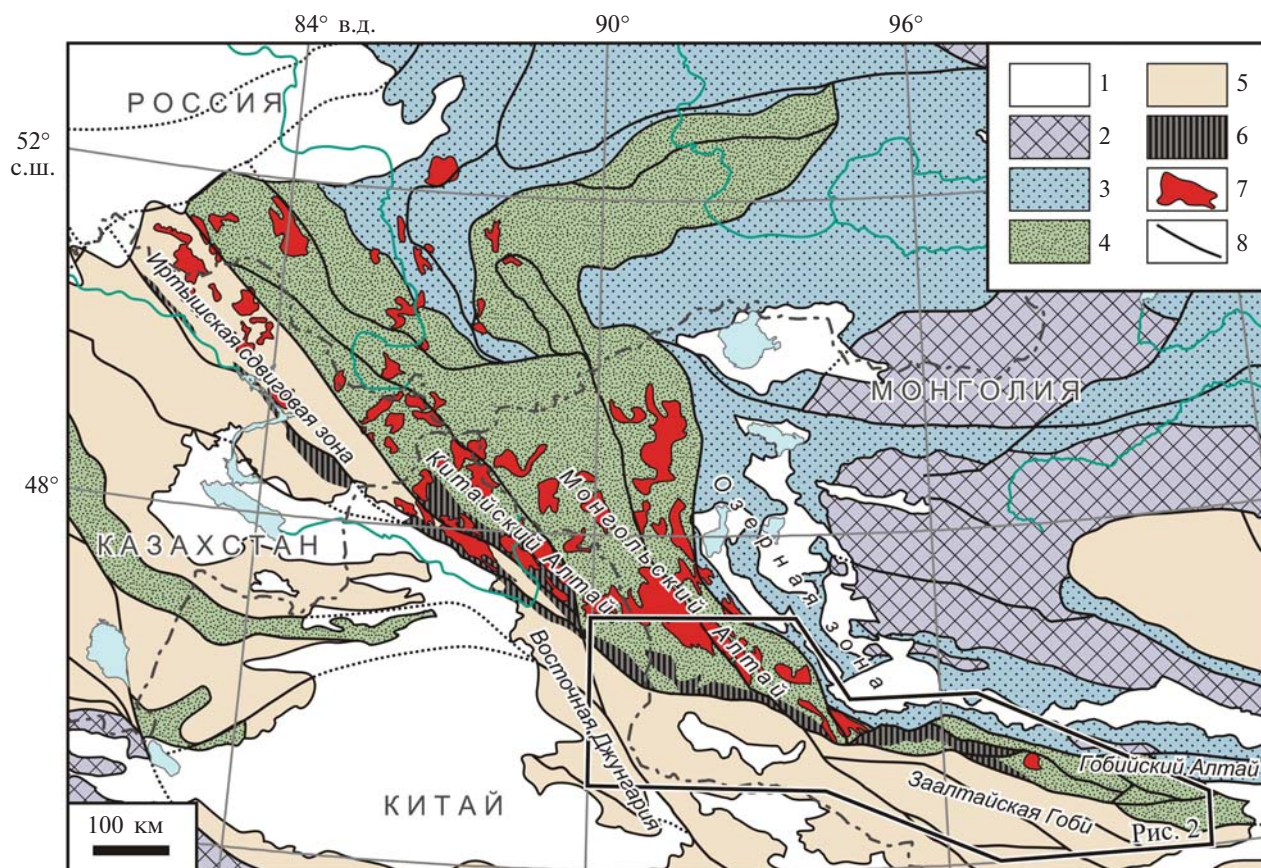


Рис. 1. Положение высокоградных метаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 — Mz—Cz платформенный осадочный и вулканогенный чехол; 2 — микроконтиненты с допозднепротерозойским фундаментом; 3—5 — складчатые области: 3 — позднепротерозойские—раннепалеозойские, 4 — ранне—среднепалеозойские, 5 — средне—позднепалеозойские; 6 — выходы высокоградных метаморфических пород Южно-Алтайского метаморфического пояса; 7 — среднепалеозойские габброидные—гранитоидные массивы Алтайской активной континентальной окраины; 8 — главные разрывные нарушения.

Для таких полиметаморфических пород существует еще проблема соотношения P - T условий метаморфизма, установленных по минеральным парагенезисам, и эпизодов метаморфических преобразований, поскольку без детального структурного анализа метаморфических комплексов определить принадлежность выявленных минеральных парагенезисов к эпизодам метаморфизма и его деформаций невозможно.

В настоящей статье для монгольского сегмента ЮАМП на основе структурно-геологических критериев обосновывается выделение моно- и полиметаморфических комплексов, причем в последних ранние и поздние метаморфические события разделены этапом формирования крупного базитового дайкового пояса, геохимические и изотопно-геохимические исследования пород которого способствовали реконструкции геодинамических условий образования ЮАМП.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

Южный склон Гобийского и Монгольского Алтая, представляющий краевую часть ранне-

палеозойской (каледонской) складчатой области, трассируется выходами кристаллических пород ЮАМП, которые слагают тектонические пластины шириной от сотен метров до 15–20 км и протяженностью от первых до 50–60 км (рис. 2). Наиболее крупные из них известны также, как Цэлский, Цогтский и Бодончинский террейны. С севера они отделены системой сдвиговых зон и разрывов от ранне–среднепалеозойских терригенных с подчиненной долей вулканогенного материала комплексов. При этом в одних случаях отмечаются резкие тектонические контакты высокоградных мигматизированных пород тектонических пластин с неметаморфизованными или зеленосланцевыми породами северного обрамления, в других – кристаллизационная сланцеватость в тектонических пластинах и толщах обрамления имеет одинаковую ориентировку, что создает видимость постепенного перехода.

Высокоградные метаморфические породы тектонических пластин на всем протяжении ЮАМП представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, в подчиненном количестве кварцитами и мраморами, сформирова-

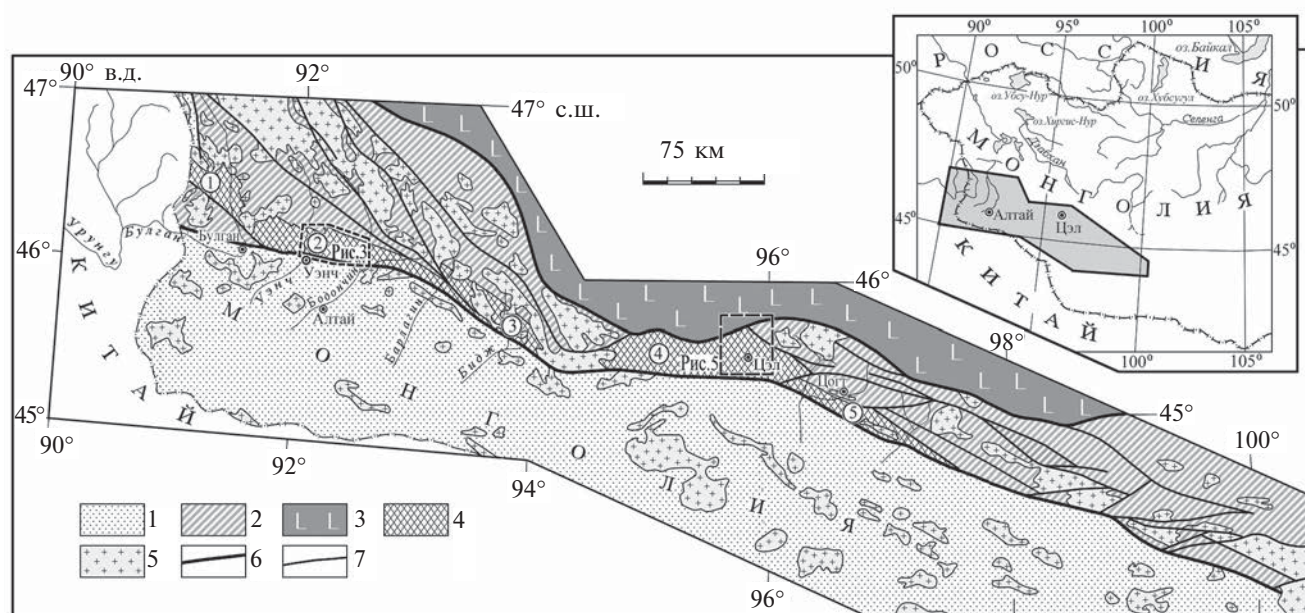


Рис. 2. Схема геологического положения тектонических пластин кристаллических пород монгольского сегмента Южно-Алтайского метаморфического пояса (Козаков и др., 2007, с изменениями).

1 – среднепалеозойские комплексы энсиматической островной дуги Заалтайской Гоби; 2 – ранне–среднепалеозойские вулканогенно-терригенные комплексы Алтайского аккреционного клина; 3 – позднепротерозойские–раннепалеозойские комплексы ювенильной коры Озерной зоны; 4 – тектонические пластины высокоградных метаморфических пород Южно-Алтайского пояса (цифры в кружках 1 – Булганская, 2 – Бодончинская, 3 – Барлагинская, 4 – Цэлская, 5 – Цогтская); 5 – средне–позднепалеозойские гранитоиды; 6 – глубинные разломы, разделяющие основные тектонические структуры; 7 – разломы.

ровавшимися при метаморфизме осадочных и вулканогенных пород. Наиболее характерными образованиями являются гранат-биотитовые гнейсы с кристаллами ставролита и кианита. Среди метаморфических пород развиты тела и массивы гранитоидов и дайковые тела амфиболитов. Как правило, в тектонических пластинах ЮАМП фиксируется проявление зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии M_2 , достигающего уровня амфиболитовой фации. Для наиболее широко развитых на Монгольском Алтае ставролитовых и кианитовых парагенезисов получены значения температур и давлений в диапазоне 560–630°C и 5.5–7.5 кбар (Козаков и др., 2011). Данные парагенезисы широко развиты в тектонических пластинах Китайского Алтая, а также Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана (рис. 1), где для гранат-кианит-биотитовых гнейсов Предгорненской пластины получены близкие значения P - T условий мета-

морфизма (580–600°C и 5.8–6.2 кбар (Козаков и др., 2011)). Все эти значения соответствуют кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Вместе с тем во многих пластинах устанавливаются структурно-геологические и петрологические признаки полиметаморфизма. Об этом свидетельствуют сохранившиеся реликтовые парагенезисы более раннего метаморфизма M_1 андалузит-силлиманитовой фациальной серии, достигавшего условий высокотемпературной амфиболитовой и местами до гранулитовой фации (Козаков и др., 2002). В гранулитах Цогтской пластины Монгольского Алтая (рис. 2) для парагенезиса *плаггиоклаз* + *ортопироксен* + *клинопироксен* + *биотит* + *кварц* определены условия формирования 870°C и 5.7 кбар; в Бодончинской тектонической пластине в более низкотемпературных зонах (в поле устойчивости андалузита) условия метаморфизма определены в интервале 520–560°C и 3–3.6 кбар (Козаков и др., 2011).

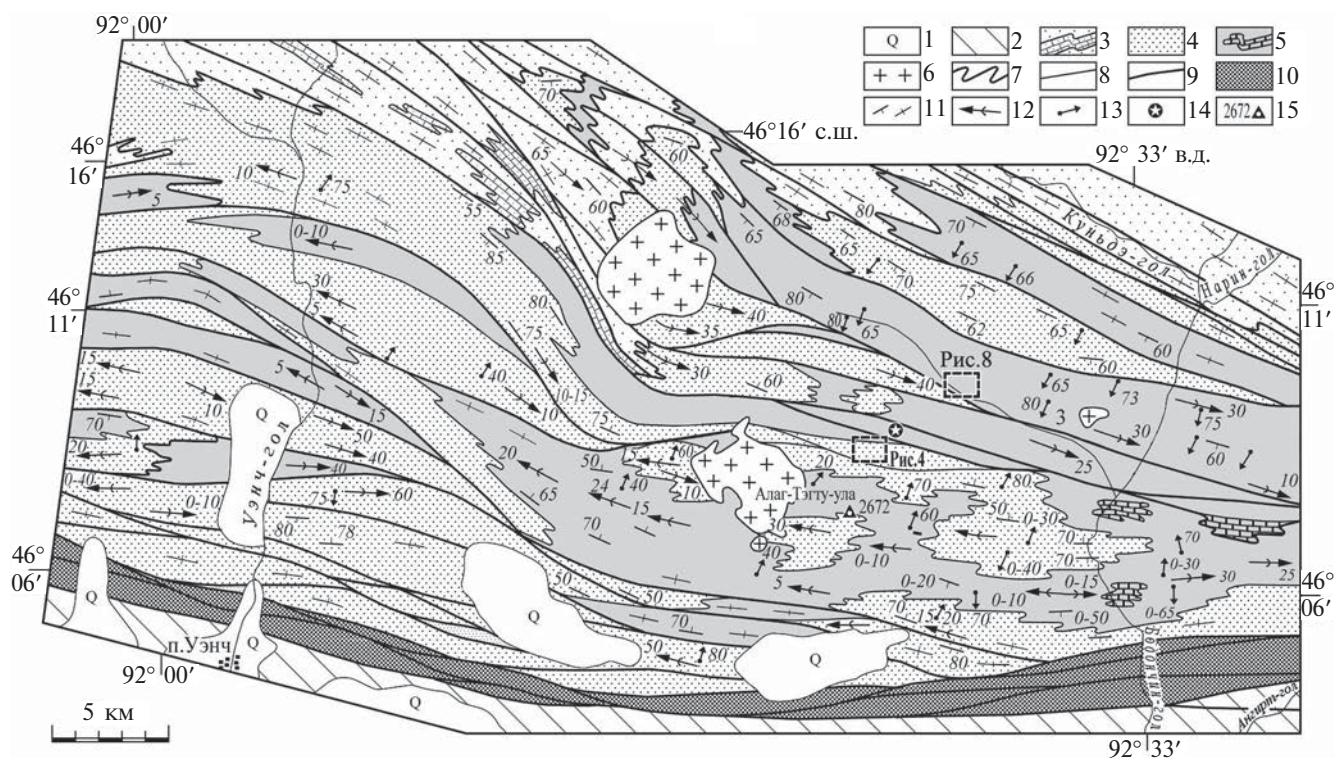


Рис. 3. Схема геологического строения моно- и полиметаморфических пород Бодончинской тектонической пластины (Козаков и др., 2007, с изменениями).

1 — кайнозойские отложения; 2 — среднепалеозойские комплексы энсиматической островной дуги Заалтайской Гоби; 3 — ранне-среднепалеозойские вулканогенно-терригенные зеленосланцевые толщи с горизонтами известняков; 4–5 — полиметаморфические кристаллические породы Бодончинской тектонической пластины: 4 — биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, 5 — толща переслаивания гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, с амфиболитами, кальцифирами и мраморами; 6 — гранатсодержащие аплитовидные граниты; 7 — деформированные поверхности тектонических контактов; 8 — поверхности контактов; 9 — зоны рассланцевания, разломы и сдвиговые зоны; 10 — зона Булганского разлома; 11 — ориентировка сланцеватости и метаморфической полосчатости; 12 — ориентировка линейности и шарниров главных картируемых складок, сопряженных с метаморфизмом M_2 ; 13 — ориентировка линейности и шарниров ранних складок эпизода метаморфизма M_1 ; 14 — место отбора пробы из метаосадка (Козаков и др., 2009); 15 — высотная отметка.

Формирование метаморфических, ультраметаморфических и магматических пород раннего эпизода M_1 коррелирует с более ранними деформациями (Козаков и др., 2011). Структуры этого этапа имеют преимущественно субмеридиональную и северо-восточную ориентировку (рис. 3–5) и интенсивно переработаны при образовании ранних лежащих изоклинальных складок (рис. 6а) и субвертикальных северо-западных складок (рис. 6б), связанных с метаморфизмом M_2 . Ранний метаморфизм M_1 и сопряженные с ним складкообразующие деформации завершаются внедрением жильных тел и массивов посткинematических гранитоидов (рис. 5, 6в, 6г).

Реликты раннего низкобарического метаморфизма M_1 установлены не во всех тектонических пластинах, в то время как позд-

ний метаморфизм повышенных давлений M_2 и сопряженные с ним деформации определяют внутреннюю структуру большинства тектонических пластин ЮАМП, а также толщ нижнего–среднего палеозоя их северного обрамления (рис. 3, 5). При этом в последних не фиксируется признаков проявления раннего метаморфизма M_1 .

В целом в тектонических пластинах ЮАМП установлено сочетание моно- и полиметаморфических комплексов. Формирование парагенезисов, связанных с метаморфизмом M_2 , коррелирует с главными картируемыми северо-западными структурами тектонических пластин – прямыми изоклинальными складками. Однако P - T условия амфиболитовой фации повышенного давления сохранялись и после завершения образования данных ли-

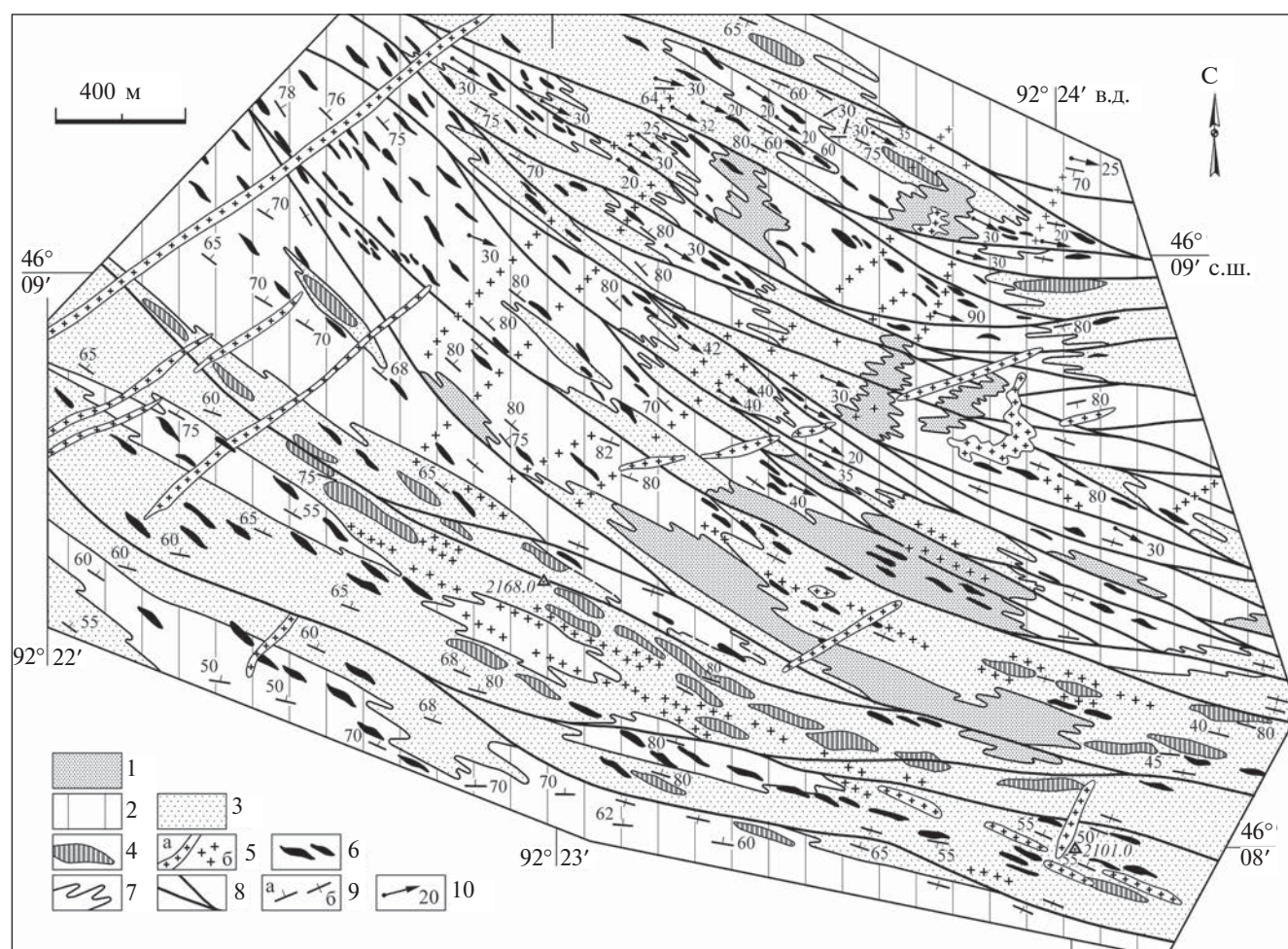


Рис. 4. Геологическая схема центральной части Бодончинской тектонической пластины.

1–3 – полиметаморфические породы: 1 – гранат-биотитовые гнейсы, 2 – биотитовые гнейсы, 3 – толща переслаивания биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с гранат-пироксеновыми сланцами, кальцифирами и амфиболитами; 4 – зоны Fe-Mg метасоматитов, связанных с метаморфизмом M_2 ; 5 – жильные тела (а) и поля (б) гранатовых гранитов и пегматитов; 6 – рои даек гашуннурского комплекса; 7 – деформированные тектонические границы; 8 – сдвиговые зоны, разломы; 9 – кристаллизационная сланцеватость (а – наклонная, б – вертикальная); 10 – ориентировка шарниров складок, сопряженных с метаморфизмом M_2 .

нейных структур. Так, в породах этих структур, а также в зонах развития железо-магнезиальных метасоматитов, связанных с метаморфизмом M_2 (рис. 4), установлено образование посткинematических парагенезисов граната, ставролита и кианита.

Характерными образованиями тектонических пластин ЮАМП являются метабазиты гашунурского комплекса, образующие как отдельные дайковые тела и массивы (Бурэн-Хайрхан, Их-Чингис-Ула), так и рои даек (рис. 4–7). Их внедрение происходило в интервале между эпизодами метаморфиз-

ма андалузит-силлиманитовой M_1 и кианит-силлиманитовой M_2 фациальных серий. В полиметаморфических породах они имеют секущие контакты со структурами раннего эпизода M_1 и превращены в амфиболиты и/или гранатовые амфиболиты при метаморфизме M_2 (рис. 6а, 6в, 6г). В них развиты ранние пологие и субвертикальные структуры, связанные с метаморфизмом M_2 . В Цэлской пластине они прорывают гнейсо-граниты и ультраметагенные жильные граниты, завершающие метаморфизм M_1 , и совместно с ними переработаны в процессе метамор-

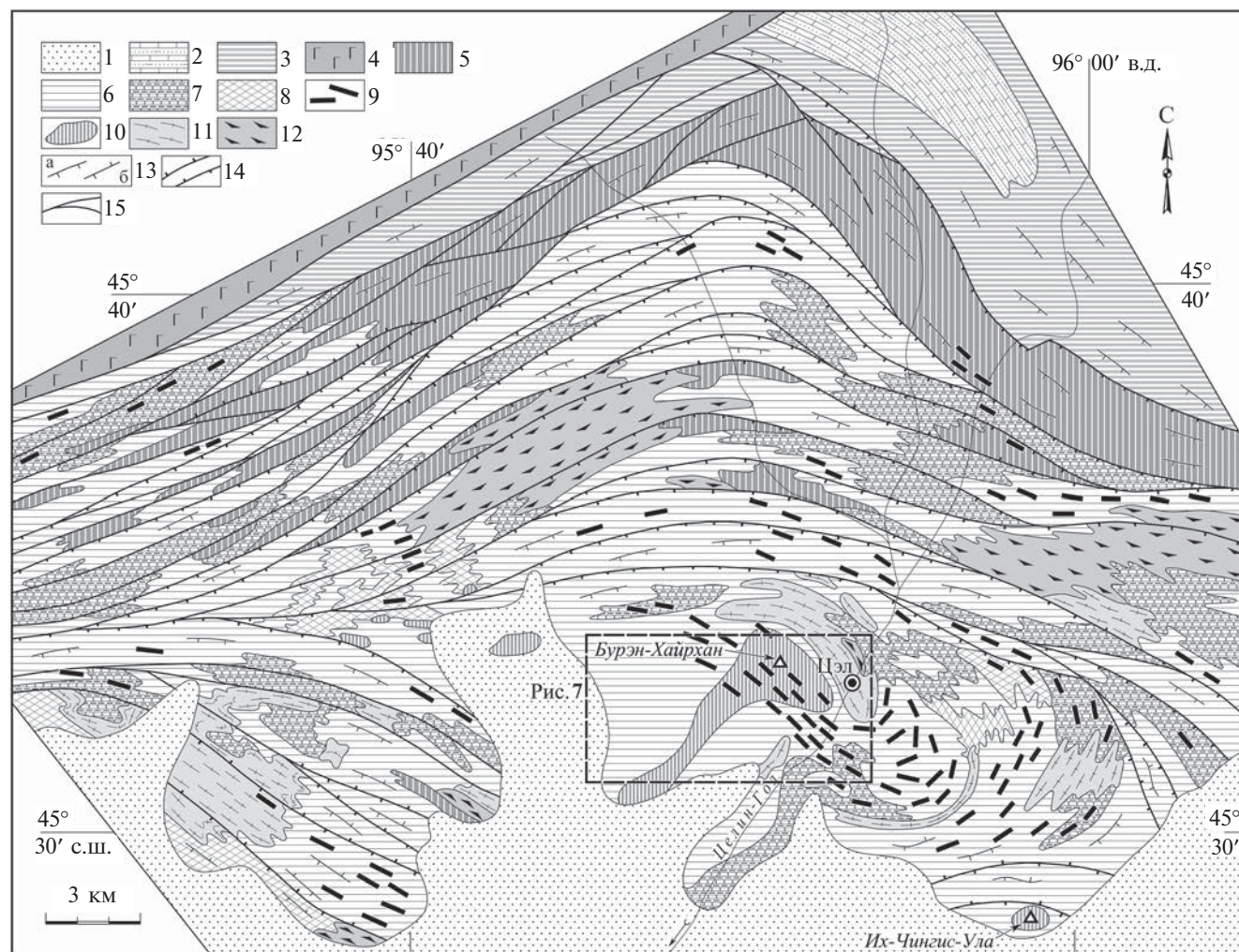


Рис. 5. Схема строения восточной части Цэлской тектонической пластины.

1 — рыхлые отложения; 2 — позднепалеозойские песчаники, аргиллиты, известняки; 3 — раннепалеозойские слабо и неметаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения; 4 — поздненеопротерозойские–раннепалеозойские вулканы основного состава Озерной зоны; 5–14 — цэлский кристаллический комплекс: 5 — монометаморфические биотитовые, биотит-хлоритовые, гранат-биотитовые, амфиболовые гнейсы; 6–8 — полиметаморфические породы: 6 — биотитовые, двуслюдяные и гранат-биотитовые гнейсы; 7 — толща переслаивания биотитовых гнейсов и мраморов, 8 — толща переслаивания мигматизированных амфиболитов и гнейсов; 9–11 — магматические породы, вовлеченные только в метаморфизм M_2 ; 9, 10 — метабазиты гашунурского комплекса: 9 — дайки, 10 — массивы и 11 — гнейсо-граниты, гнейсо-диориты и трондьемиты; 12 — гнейсовидные гранодиориты, трондьемиты, вовлеченные в метаморфизм M_1 ; 13 — кристаллизационная сланцеватость, связанная с метаморфизмом M_2 (а — наклонная, б — вертикальная); 14 — зоны рассланцевания, сдвиговые зоны, связанные с метаморфизмом M_2 ; 15 — разломы.

физма M_2 . В монометаморфических породах дайки гашуннурского комплекса представляют собой типичные дометаморфические образования, слагающие, как правило, пластовые тела, согласные со сланцеватостью, которые рассматривались в составе разреза метаморфического комплекса как метавулканисты (Маркова, Федорова, 1971).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА ЭПИЗодОВ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

Возраст раннего эпизода метаморфизма M_1 фиксируют синметаморфические амфиболовые монцодиориты Цогтской тектонической пластины, локализованные в среднем тече-

нии р. Тугрэгийн-Гол (Бибикова и др., 1992). Они прорывают мигматизированные рогово-обманковые гнейсы с реликтами гиперстеновых гнейсов и в свою очередь прорваны дайками метабазитов гашуннурского комплекса, совместно с которыми были переработаны в условиях амфиболовой фации в ходе метаморфизма M_2 . Дайки превращены в амфиболиты и/или гранатовые амфиболиты, при этом в них в ряде случаев сохраняются вкрапленники идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Значение возраста монцодиоритов в 385 ± 2 млн лет (ID-TIMS, Бибикова и др., 1992) дает оценку времени раннего эпизода метаморфизма M_1 . Близкое значение возраста раннего эпизода метаморфизма оценено по метаморфогенным цирконам из мигматизированных гнейсов с реликтами гранулитов в полиметаморфическом комплек-



Рис. 6. Фото структурных элементов поли- и монометаморфических комплексов ЮАМП.

(а) — лежащие складки этапа M_2 , наложенные на дайки гашуннурского комплекса (вертикальная стенка); (б) — прямые изоклинальные складки северо-западного простирания этапа M_2 (вертикальная стенка); (в) — гашуннурский базитовый дайковый пояс и гранитоиды M_1 ; (г) — пересечение гранитоидов M_1 дайкой гашуннурского комплекса и совместное вовлечение их в деформации M_2 .

се Цогтской пластины в долине р. Гэгэтин-Гол — 384 ± 2 млн лет (ID-TIMS, Козаков и др., 2002). Сходный возраст метаморфизма установлен и в Бодончинской тектонической пластине для метаморфогенных кайм циркона из парагнейсов — 383 ± 9 млн лет, а также синметаморфической жилы лейкогранита 385 ± 3 млн лет (LA-ICP-MS, Jiang et al., 2012) и в Цэлской тектонической пластине для гнейсо-гранита — 385 ± 7 млн лет (LA-ICP-MS, Burenjargal et al., 2014). Проявления высокотемпературного метаморфизма до амфиболитовой фации фиксируются и западнее вдоль южной части Китайского Алтая, где возраст метаморфических преобразований оценивается около 390 млн лет (Jiang et al., 2010).

Возраст метаморфизма M_2 и сопряженных с ним главных картируемых северо-западных структур определяют синметаморфические интрузивные образования габбро-анортозит-диорит-плагиогранитной ассоциации массива Эхний-ус, расположенного в центральной

части Бодончинской тектонической пластины (рис. 8). Внедрение массива Эхний-ус коррелирует с формированием субвертикальных северо-западных структур. В нем отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость по роговой обманке, параллельная осевым поверхностям прямых северо-западных складок вмещающих толщ, а также линейность, ориентированная на юго-восток, как и шарниры этих складок (рис. 6б). Пологие структуры и лежащие складки северо-восточного простирания раннего эпизода метаморфизма M_1 в них не проявлены. В габбро-диоритах присутствуют также ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов, связанных с метаморфизмом M_1 . Аналогичные дислоцированные мигматиты отмечаются и среди вмещающих пород массива. Для циркона из расслоенного габбро ранней фазы массива Эхний-ус определен возраст в 371 ± 2 млн лет, для трондьемита поздней фазы — 365 ± 4 млн лет (ID-TIMS, Бибикова и др., 1992).

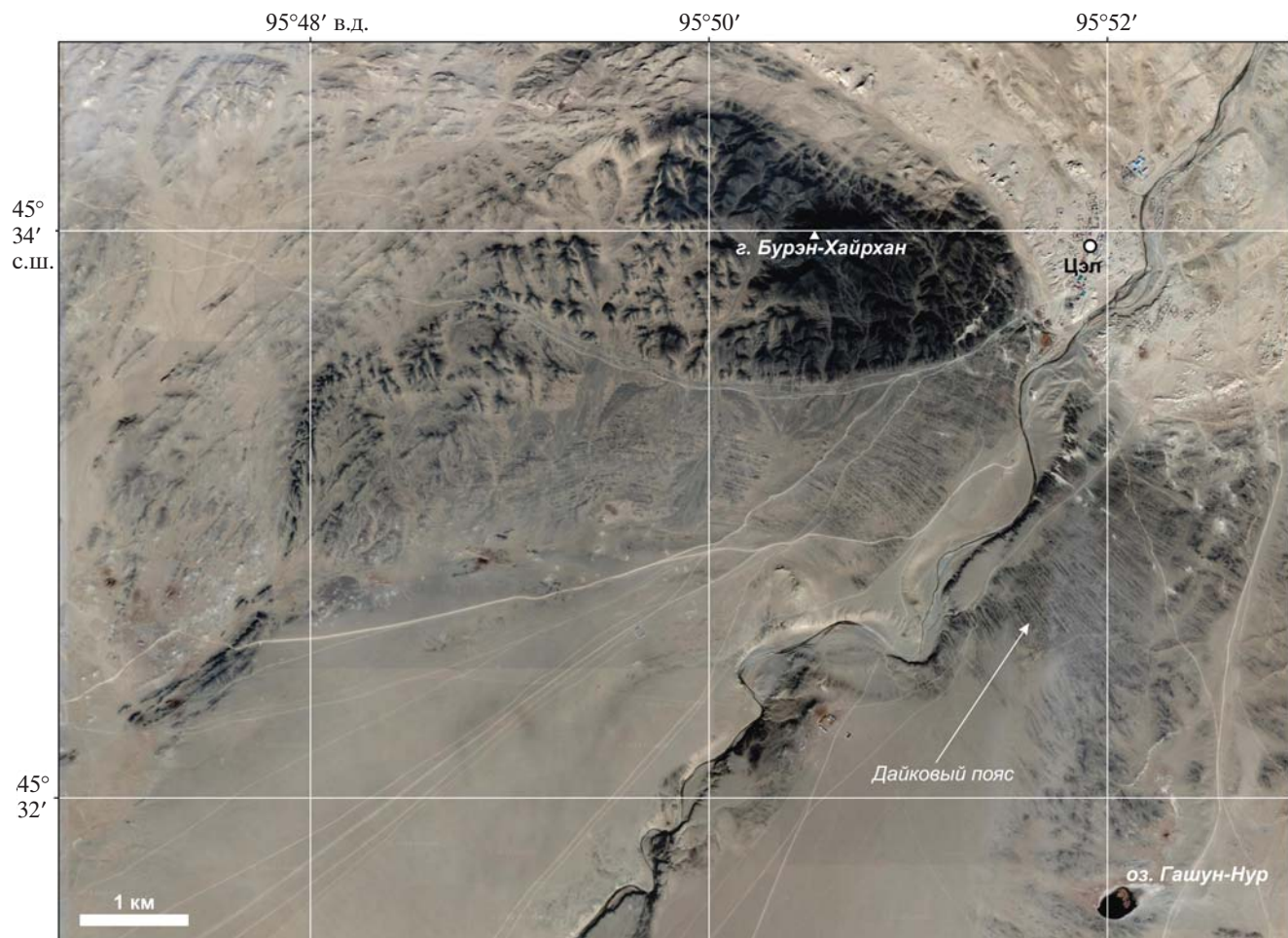


Рис. 7. Космический снимок юго-восточной части Цэлской тектонической пластины с массивом метабазитов Бурэн-Хайрхан и гашуннурского дайкового пояса.

U-Pb датирование метаморфогенных оболочек цирконов из гнейсов Бодончинской тектонической пластины показало аналогичные значения возраста амфиболитового метаморфизма 356 ± 2 млн лет (LA-ICP-MS, Nakano et al., 2014).

Сходные оценки времени позднего эпизода метаморфизма получены для Цогтской тектонической пластины в ее западной части, в долине р. Гэгэтин-Гол для гнейсо-гранитов — 361 ± 1 (Kröner et al., 2007) и метаморфогенного циркона из мигматизирован-

ных гнейсов — 358 ± 6 млн лет (ID-TIMS, Козаков и др., 2002), а в ее восточной части, в долине Дэврэх для тоналитовых гнейсов — 364 ± 4 млн лет (SIMS, Kröner et al., 2010).

Таким образом, в разных тектонических пластинах (Бодончинской, Цэлской и Цогтской) монгольского сегмента ЮАМП два эпизода метаморфизма выявляются не только структурно, но и геохронологически: ранний эпизод высокотемпературного метаморфизма M_1 происходил около 385 млн лет назад, а поздний высокотемпературный метаморфизм M_2 — около

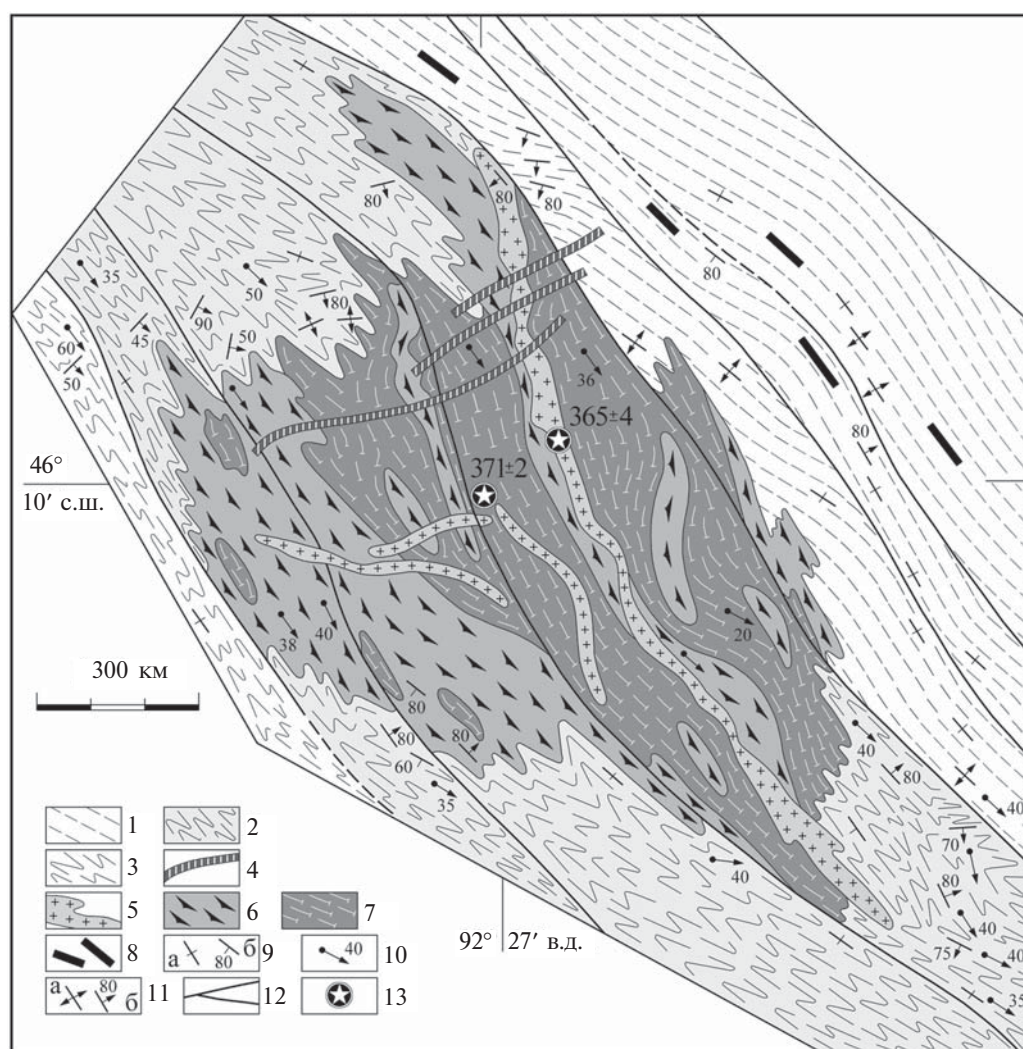


Рис. 8. Схема геологического строения массива Эхний-ус, Бодончинская тектоническая пластина.

1 — толща переслаивания гнейсов, амфиболитов и гранат-кианит-ставролитовых сланцев; 2 — толща переслаивания биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с гранат-пироксеновыми сланцами, кальцифирами и амфиболитами; 3 — толща амфиболовых сланцев; 4 — постметаморфические аплиты и пегматоидные граниты; 5–7 — интрузивные породы массива Эхний-ус, метаморфизованные при позднем эпизоде M_2 : 5 — трондьемиты, 6 — роговообманковые диориты и габбро-диориты, 7 — расслоенное габбро, амфиболитизированные габбро, габбро-пироксениты; 8 — дайки гашунурского комплекса; 9 — кристаллизационная сланцеватость (а — вертикальная, б — наклонная); 10 — ориентировка шарниров складок, связанных с метаморфизмом M_2 ; 11 — ориентировка линейности и шарниров ранних складок, характеризующих структуры метаморфизма M_1 ; 12 — разломы и сдвиговые зоны, параллельные главным картируемым северо-западным складкам, связанным с метаморфизмом M_2 ; 13 — положение геохронологических проб (Бибикова и др., 1992): трондьемиты (365 ± 4 млн лет, $92^\circ 27' 34''$ в.д., $46^\circ 10' 00''$ с.ш.); расслоенное габбро (371 ± 2 млн лет, координаты: $92^\circ 27' 36''$ в.д., $46^\circ 09' 45''$ с.ш.).

Таблица 1. Химические составы метабазитов гашуннурского комплекса

Компо- ненты	Дайки и породы массива Бурэн-Хайрхан										
	Ц-16	Ц-1	Ц-2	Ц-3	Ц-4	Ц-5	Ц-17	Ц-18	Ц-19	Ц-19	Ц-20
SiO ₂	49.34	48.89	49.11	49.47	49.08	48.74	49.54	49.90	49.63	49.63	49.95
TiO ₂	2.96	1.97	1.03	1.35	2.00	1.22	1.84	1.64	1.62	1.62	1.62
Al ₂ O ₃	13.08	14.64	16.58	14.45	13.83	15.29	13.72	14.00	13.72	13.72	13.78
FeO _{tot}	15.70	12.33	8.42	10.62	12.47	9.67	12.50	11.76	12.28	12.28	12.32
MnO	0.25	0.20	0.15	0.18	0.21	0.18	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20
MgO	4.31	6.16	7.87	7.33	6.28	8.36	6.56	6.57	6.67	6.67	6.58
CaO	8.72	10.50	12.73	11.94	10.84	11.83	10.79	11.03	11.02	11.02	10.82
Na ₂ O	2.84	3.03	2.24	2.77	2.80	2.71	2.77	2.76	2.66	2.66	2.56
K ₂ O	0.50	0.31	0.17	0.24	0.33	0.15	0.30	0.29	0.34	0.34	0.28
P ₂ O ₅	0.37	0.22	0.10	0.13	0.21	0.10	0.19	0.17	0.16	0.16	0.16
П.п.п.	0.45	0.56	0.72	0.56	0.61	0.74	0.51	0.65	0.60	0.60	0.57
Сумма	98.51	98.81	99.11	99.03	98.66	98.98	98.93	98.98	98.89	98.89	98.83
V	371	393	227	370	403	329	362	350	365	359	355
Cr	45	138	175	108	94	181	56	80	32	42	26
Co	40	44	47	53	41	49	46	44	51	46	48
Ni	21	45	67	37	37	67	38	37	31	32	28
Cu	10	80	26	60	98	69	31	51	52	99	52
Zn	98	40	124	134	39	91	104	101	110	35	115
Sr	117	105	112	85	105	83	101	119	113	101	104
Y	45	47	25	31	47	32	51	46	42	40	43
Zr	217	137	80	95	129	81	133	137	106	106	124
Nb	8.1	10	3.9	5.5	9.8	3.3	11	9.2	6.4	6.4	6.4
Ba	76	70	45	54	65	27	84	65	77	68	54
La	7.1	8.2	5.0	7.3	8.8	3.2	10	7.3	7.0	6.0	6.8
Ce	20	20	12	17	21	9.7	29	21	19	15	20
Pr	3.0	3.2	1.6	2.0	3.2	1.4	3.8	3.3	2.7	2.3	2.6
Nd	15	16	8.4	10	16	8.3	19	16	14	12	13
Sm	4.8	5.3	2.5	3.3	5.5	2.9	6.0	5.0	4.6	4.3	4.5
Eu	1.6	1.8	0.94	1.1	1.6	1.2	1.7	1.6	1.5	1.4	1.5
Gd	6.2	6.0	3.6	4.3	6.4	4.1	7.4	6.7	5.8	4.8	6.1
Tb	1.3	1.2	0.74	0.91	1.1	0.93	1.5	1.3	1.2	0.90	1.2
Dy	7.7	7.6	4.4	5.2	7.3	5.5	8.3	7.6	7.2	6.4	7.5
Ho	1.7	1.7	0.97	1.3	1.7	1.3	2.0	1.8	1.7	1.5	1.7
Er	4.9	5.1	2.8	3.8	5.1	4.0	5.5	5.0	4.7	4.3	4.5
Tm	0.78	0.74	0.42	0.49	0.68	0.56	0.83	0.71	0.74	0.59	0.69
Yb	4.4	4.9	2.5	2.8	4.7	3.3	5.1	4.5	4.3	3.9	4.4
Lu	0.64	0.75	0.39	0.41	0.74	0.49	0.74	0.64	0.59	0.68	0.62
Hf	9.1	4.2	2.6	4.3	4.2	2.4	5.5	5.7	8.5	3.4	1.3
Ta	0.47	0.63	0.29	0.40	0.54	0.27	0.71	0.61	0.42	0.39	0.41
Th	1.05	0.81	0.55	0.60	0.93	0.29	1.2	1.6	0.86	0.71	1.0

Продолжение таблицы 1

Компо- ненты	Дайки и породы массива Бурэн-Хайрхан											
	Ц-21	Ц-11	Ц-12	Ц-13	Ц-15	4130	7693	7697	7705	7704	7707	7709
SiO ₂	50.24	52.46	50.14	48.69	48.43	47.00	48.59	48.56	50.63	48.19	48.31	48.98
TiO ₂	1.22	1.65	1.56	1.29	2.06	0.95	1.51	1.34	1.47	1.08	1.11	2.11
Al ₂ O ₃	14.82	14.35	14.56	16.53	14.16	19.62	16.45	15.73	14.57	15.55	15.77	13.67
FeO _{tot}	10.55	11.96	12.00	9.50	13.07	7.74	11.97	11.30	11.50	9.52	9.55	13.11
MnO	0.18	0.22	0.24	0.24	0.22	0.14	0.21	0.24	0.23	0.17	0.17	0.21
MgO	7.00	6.24	7.15	8.03	6.34	6.73	6.35	8.06	7.56	9.24	8.39	6.40
CaO	11.25	10.09	11.23	11.62	10.74	12.88	10.69	11.20	11.21	11.75	11.54	10.17
Na ₂ O	2.90	0.85	1.02	2.03	2.44	2.67	1.70	1.12	0.84	2.23	2.30	2.53
K ₂ O	0.19	0.19	0.21	0.20	0.64	0.51	0.21	0.11	0.19	0.24	0.31	0.25
P ₂ O ₅	0.11	0.18	0.13	0.13	0.21	0.08	0.17	0.11	0.15	0.11	0.11	0.24
П.п.п.	0.51	0.59	0.50	0.68	0.45	0.85	0.68	0.76	0.24	0.69	1.21	0.70
Сумма	98.97	98.77	98.74	98.95	98.76	99.17	98.53	98.54	98.59	98.78	98.77	98.38
V	250	356	319	202	384	113	306	296	314	266	269	425
Cr	28	41	83	166	135	145	139	201	158	333	327	107
Co	44	48	42	36	44	33	40	51	47	47	46	50
Ni	31	28	39	71	49	83	45	115	54	108	99	47
Cu	34	1.7	0.50	4.9	49	49	64	171	30	60	64	88
Zn	98	156	187	103	30	64	37	36	41	28	26	40
Sr	116	71	96	107	149	180	172	271	84	93	86	106
Y	31	49	35	31	50	17	43	27	37	26	28	55
Zr	88	158	95	96	130	80	100	75	84	59	63	124
Nb	4.3	8.9	6.6	6.6	12	2.4	9.1	7.0	6.9	10	6.7	12
Ba	44	53	23	33	49	37	41	44	15	76	99	67
La	4.8	10.3	7.3	7.2	11	3.3	6.5	4.3	6.1	4.9	4.9	10
Ce	13	26	18	16	25	9.6	18	11	15	10	11	24
Pr	1.9	3.5	2.6	2.5	3.7	1.4	3.0	1.9	2.4	1.8	1.7	3.7
Nd	9.8	17	14	13	19	7.6	16	9.4	12	9.2	8.8	19
Sm	3.4	5.6	4.2	4.0	5.7	2.5	5.2	3.3	4.2	2.9	2.9	6.3
Eu	1.1	1.69	1.5	1.5	2.0	0.96	1.8	1.3	1.5	0.96	1.0	1.8
Gd	4.3	7.0	5.3	4.7	6.8	3.4	5.8	3.7	4.6	3.6	3.3	7.1
Tb	0.93	1.34	1.0	0.94	1.2	0.61	1.0	0.71	0.88	0.65	0.66	1.3
Dy	5.8	8.1	6.8	5.8	7.9	3.2	7.1	4.3	6.1	4.2	4.3	8.6
Ho	1.2	1.85	1.4	1.3	1.9	0.81	1.6	0.99	1.4	0.96	1.0	2.0
Er	3.3	5.3	4.2	3.9	5.3	2.0	4.4	2.8	4.0	2.7	3.0	5.6
Tm	0.52	0.77	0.60	0.47	0.76	0.30	0.67	0.43	0.56	0.46	0.44	0.80
Yb	3.2	4.9	4.0	3.3	4.9	1.6	4.4	2.8	3.75	2.5	2.8	5.4
Lu	0.46	0.70	0.50	0.46	0.78	0.31	0.65	0.43	0.57	0.46	0.42	0.81
Hf	3.9	4.8	3.9	4.0	4.4	4.6	3.7	2.5	3.2	2.2	2.4	4.9
Ta	0.27	0.59	0.54	0.51	0.79	0.21	0.50	0.30	0.38	0.37	0.38	0.71
Th	0.74	2.2	1.2	1.2	0.93	0.32	0.58	0.30	0.82	0.48	0.51	1.1

Окончание таблицы 1

Компо- ненты	Массив Их-Чингис-Ула						
	7710	7694-1	7694-2	7696	Ц-10	7694	7694-3
SiO ₂	49.42	47.32	46.44	47.24	51.25	45.43	47.35
TiO ₂	1.39	0.40	0.47	0.53	1.68	1.41	0.83
Al ₂ O ₃	15.42	13.58	13.67	14.23	16.93	15.46	24.09
FeO _{tot}	10.17	8.37	8.05	7.79	9.54	10.40	5.17
MnO	0.18	0.16	0.16	0.17	0.20	0.20	0.10
MgO	7.29	12.54	13.45	12.95	4.68	9.06	3.80
CaO	10.91	14.28	13.88	13.71	9.24	14.12	14.96
Na ₂ O	2.68	0.66	0.87	0.95	3.27	1.19	1.80
K ₂ O	0.34	0.15	0.32	0.24	1.01	0.18	0.13
P ₂ O ₅	0.16	0.04	0.05	0.05	0.46	0.18	0.36
П.п.п.	0.71	1.06	1.38	0.91	0.73	0.97	0.60
Сумма	98.67	98.56	98.74	98.76	98.99	98.59	99.18
V	278	188	221	200	332	369	203
Cr	217	896	984	968	30	168	27
Co	45	77	58	53	31	50	18
Ni	85	1006	257	200	17	84	28
Cu	112	148	108	224	39	32	24
Zn	31	27	24	22	106	28	14
Sr	129	487	621	269	662	625	1020
Y	40	11	14	13	31	24	23
Zr	102	40	52	39	109	103	122
Nb	8.6	1.6	2.5	2.0	13	10	10
Ba	78	26	40	57	257	39	88
La	7.6	6.8	5.8	8.3	29	19	21
Ce	18	14	13	17	62	45	46
Pr	2.7	1.9	2.0	2.4	8.0	6.4	6.4
Nd	14	9.0	9.6	11	37	29	28
Sm	4.2	2.3	2.5	2.9	7.6	6.0	6.1
Eu	1.3	0.65	0.74	0.80	2.6	1.9	1.9
Gd	5.0	2.0	2.2	2.4	7.0	5.3	5.1
Tb	1.0	0.33	0.41	0.41	1.1	0.79	0.76
Dy	6.3	2.0	2.3	2.3	6.4	4.5	4.3
Ho	1.4	0.39	0.53	0.45	1.3	0.96	0.87
Er	4.2	0.93	1.3	1.2	3.1	2.5	2.2
Tm	0.60	0.17	0.18	0.16	0.42	0.34	0.28
Yb	3.8	0.92	1.2	1.1	2.8	2.2	2.1
Lu	0.64	0.16	0.17	0.15	0.37	0.36	0.31
Hf	3.7	0.81	0.73	0.94	5.5	2.8	1.9
Ta	0.46	0.12	0.12	0.12	0.89	0.53	0.59
Th	1.2	0.84	0.63	1.2	3.0	2.6	2.2

Примечание. FeO_{tot} — железо общее. П.п.п. — потери при прокаливании. Главные компоненты даны в мас. %, микроэлементы — в ppm.

370–356 млн лет назад. В интервале между этими эпизодами метаморфизма и деформаций происходило становление пояса базитовых даек и массивов гашуннурского комплекса.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАБАЗИТОВ ГАШУННУРСКОГО КОМПЛЕКСА

Гашуннурский комплекс, как уже отмечалось, представлен роями даек и отдельными массивами, сформированными в интервале между двумя метаморфическими событиями. В районе сомона Цэл детально были изучены породы двух пространственно разобщенных дайковых роев в зонах массивов метагабброидов Бурэн-Хайрхан и Их-Чингис-Ула (рис. 5, 7).

По химическому составу metabазиты гашуннурского комплекса сопоставляются с базальтами (табл. 1). Магнезиальность (Mg#) большинства пород изменяется в интервале 46–63, хотя ряд составов имеет как более низкую магнезиальность 33–39, так и более высокую – 73–82 (рис. 9). На AFM диаграмме (Irvin, Baragar, 1971) все составы располагаются в поле пород толеитовой серии (рис. 10a). Для всех пород гашуннурского комплекса фиксируются отчетливые отрицательные корреляции Mg# (и MgO) с содержаниями TiO_2 (рис. 9a), FeO, MnO и положительные с CaO, которые свидетельствуют об активных про-

цессах кристаллизационной дифференциации и кумуляции оливина и/или пироксена при эволюции расплава. Так, наименее магнезиальные породы имеют одновременно повышенные содержания TiO_2 (более 3 мас.%) и FeO (более 16 мас.%), а из микроэлементов наиболее отчетливо фиксируется обогащение $\text{Zr} > 170$ ppm, по сравнению с более магнезиальными породами, в которых его концентрации варьируют от 39 до 158 ppm (рис. 9б). Очевидно, такие характеристики низкомагнезиальных пород связаны с кристаллизационной дифференциацией расплавов по толеитовому тренду, когда при низких содержаниях воды кристаллизация Fe-Ti оксидов на начальных этапах эволюции не происходит и расплав обогащается Ti, Fe и несовместимыми микроэлементами при кристаллизации оливина, плагиоклаза и пироксенов (Grove, Baker, 1984). Напротив, наиболее магнезиальные породы обогащены MgO и CaO, а из микроэлементов – Ni (115–1006 ppm, против 17–115 ppm в менее магнезиальных породах) и обеднены несовместимыми микроэлементами (Zr, Nb, REE), что, вероятно, обусловлено кумулятивным обогащением пород оливином и клинопироксеном. Учитывая отмеченные особенности дифференциации и кумуляции расплавов, в качестве пород, отражающих характеристики наиболее примитивных магм, можно рассматривать породы с содержанием MgO около 8 мас.% (Klein, Langmuir, 1987).

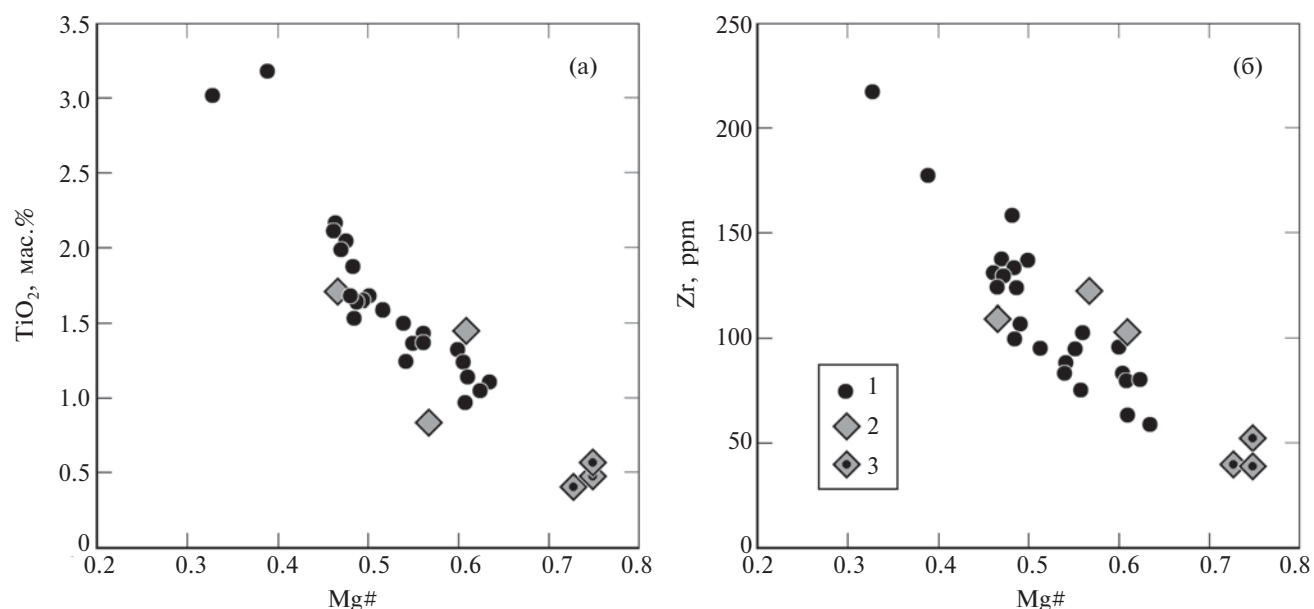


Рис. 9. Вариации концентраций TiO_2 и Zr в metabазитах гашуннурского комплекса относительно магнезиальности ($\text{Mg\#} = (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})/\text{Mg}$, атом.).

1 – доминирующая группа даек и пород массива Бурэн-Хайрхан; 2, 3 – породы массива Их-Чингис-Ула: 2 – амфиболиты габброидного состава, 3 – кумулятивные габбро.

Породы с такими содержаниями MgO имеют концентрацию TiO_2 около 1.3 мас.%, что соответствует умеренно-титанистым базальтам.

Микроэлементные характеристики метабазитов гашуннурского комплекса отчетливо разделяют их на две группы. Доминирующую группу образуют породы собственно дайкового роя и массива метагабброидов Бурэн-Хайрхан, которые при $\text{Mg\#} = 46\text{--}63$ обладают близкими спектрами распределения несовместимых микроэлементов (рис. 11а, 11б). Для них типично нефракционированное распределение REE ($(\text{La/Yb})_{\text{ch}} = 0.7\text{--}1.9$), не проявленная Nb-Ta аномалия ($(\text{La/Nb})_{\text{pm}} = 0.5\text{--}1.4$) и ми-

нимальная концентрация Sr (рис. 10б, 11а, 11б). Эти характеристики сходны с таковыми для обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) или океанических плато (OPB), что находит подтверждение в положении фигуративных точек их составов на диаграммах Zr/Nb–Nb/Th (Condie, 2005), Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) (рис. 10в, 10г) и согласуется с умеренно-титанистым характером наиболее примитивных пород. Как правило, породы с такими геохимическими характеристиками являются продуктами умеренных степеней плавления астеносферы или примитивной мантии.

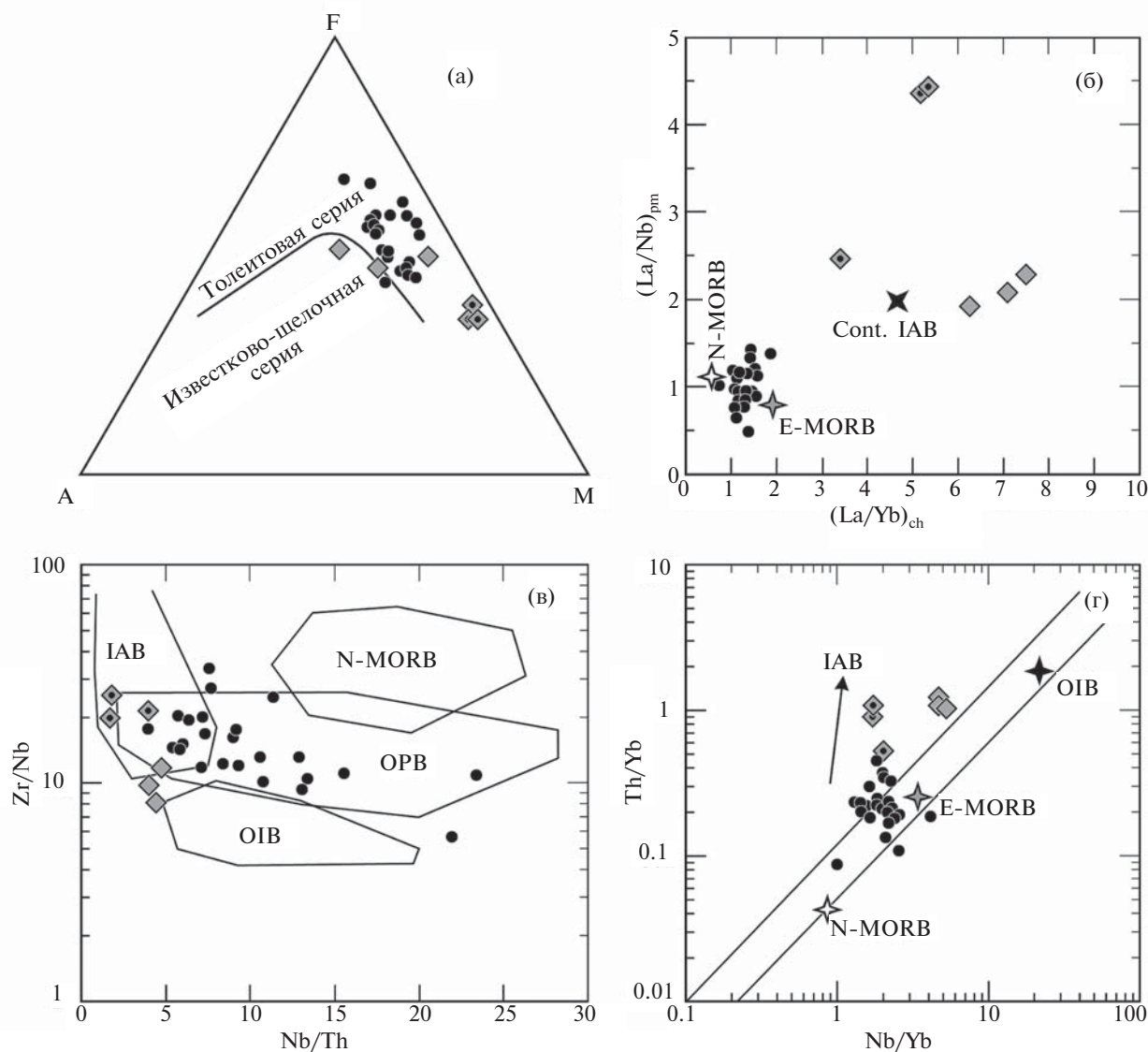


Рис. 10. Геохимические характеристики метабазитов гашуннурского комплекса на диаграммах: (а) – AFM (Irvin, Baragar, 1971), (б) – $(\text{La/Nb})_{\text{pm}} - (\text{La/Yb})_{\text{ch}}$, (в) – Zr/Nb–Nb/Th (Condie, 2005), (г) – Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008). Поля и средние составы базальтов: N-MORB – нормальных срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенных срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов (Sun, McDonough, 1989), IAB – островных дуг, Cont. IAB – островных дуг на континентальном основании (Kelemen et al., 2003), OPB – океанических плато. Нормированные отношения к составам примитивной мантии (pm) и хондрита (ch) по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. рис. 9.

Иные геохимические характеристики имеет небольшая группа амфиболитов, преимущественно слагающих небольшой массив Их-Чингис-Ула в юго-восточной части Цэлской тектонической пластины (рис. 5), где также отмечаются кумулятивные высокомагнезиальные породы. В их спектрах REE наблюдается отчетливое обогащение легкими REE над тяжелыми ($(La/Yb)_{ch} = 3.4-7.5$), фиксируется Nb-Ta минимум ($((La/Nb)_{pm} = 1.9-4.4)$ и Sr-максимум (рис. 10б, 11в, 11г). Эти особенности составов показывают участие в источнике базальтовых расплавов метасоматизированной в надсубдукционных условиях мантии. На дискриминационных диаграммах (рис. 10в, 10г) фигуративные точки составов пород массива Их-Чингис-Ула смещены в область составов базальтов вулканических дуг. В целом такие геохимические характеристики свидетельствуют

о доминировании метасоматизированной литосферной мантии в источнике этих пород, а наличие кумулятивных разновидностей и, следовательно, расслоенный характер крупных тел, позволяет предположить их сходство с массивами аляскинского типа (Готман, Пушкарев, 2009).

Выполненные Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метабазитов гашуннурского комплекса показывают различные источники расплавов двух отмеченных геохимических типов (табл. 2). Породы первой группы, геохимически сходные с E-MORB и/или OPB, имеют деплетированный изотопный состав Nd — $\epsilon_{Nd}(T) +6.9$ и $+7.4$ (рис. 12). Такие значения несколько ниже, чем в модельных оценках состава деплетированной мантии 380 млн лет назад — $+9.2$ (Goldstein, Jacobsen, 1984). Возможно, это различие вызвано участием не

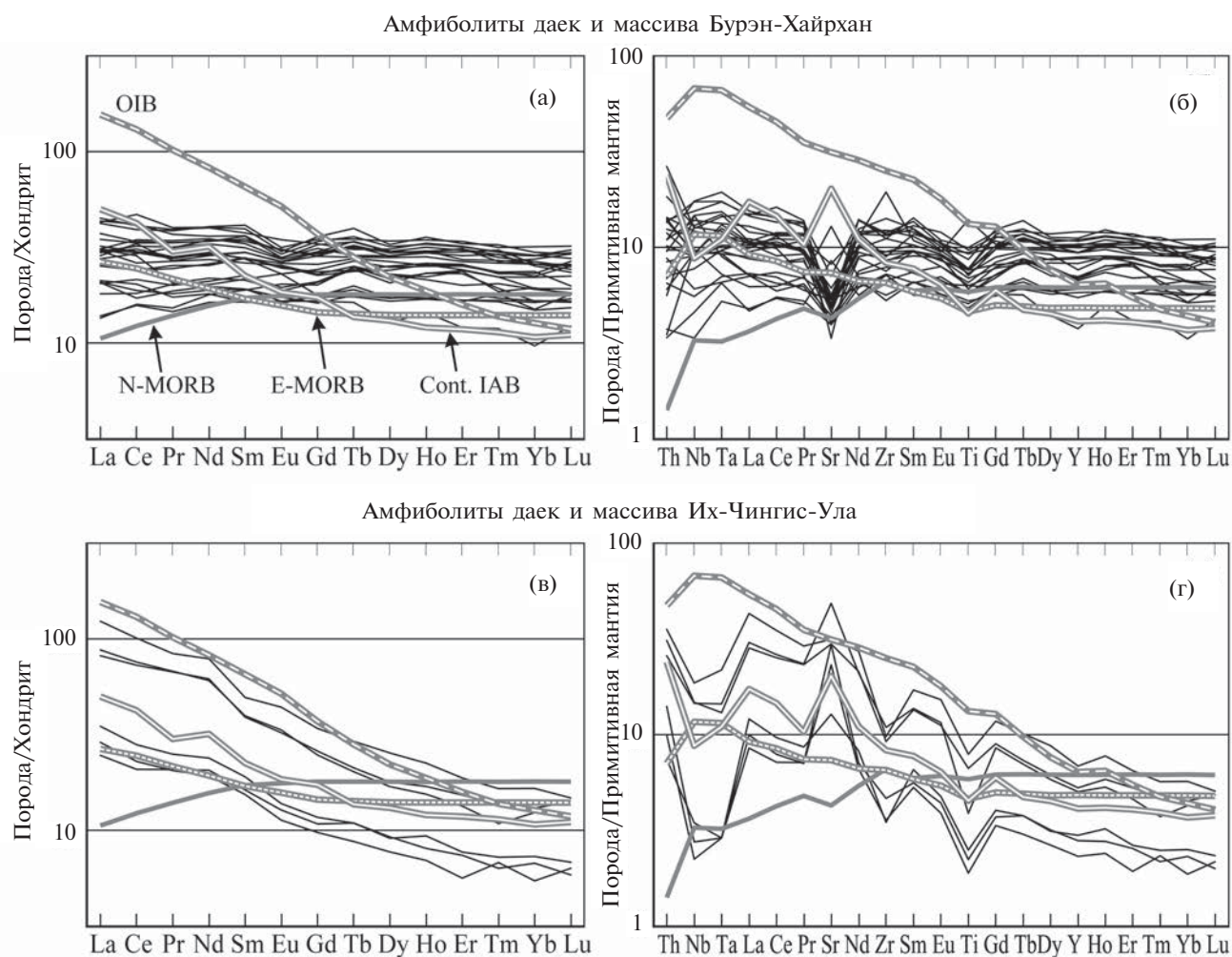


Рис. 11. Спектры распределения концентраций микроэлементов в амфиболитах гашуннурского комплекса, нормированных к составам хондрита (а, в) и примитивной мантии (б, г) (Sun, McDonough, 1989).

Средние составы базальтов: N-MORB — нормальных срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенных срединно-океанических хребтов, OIB — океанических островов по (Sun, McDonough, 1989), Cont. IAB — островных дуг на континентальном основании по (Kelemen et al., 2003).

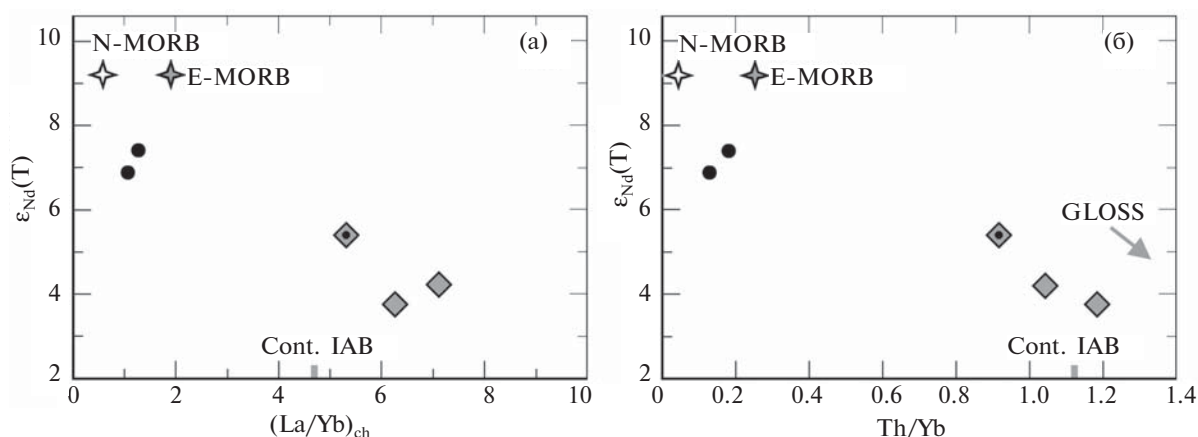


Рис. 12. Вариации изотопного состава Nd метабазитов гашуннурского комплекса относительно их геохимических характеристик $(La/Yb)_{ch}$ и Th/Yb .

Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитана для возраста 380 млн лет. Значения изотопного состава N-MORB и E-MORB соответствуют составу деплетированной мантии по модели (Goldstein, Jacobsen, 1984). GLOSS – средний состав субдуцируемых океанических осадков (Plank, Langmuir, 1998). Cont. IAB – базальты островных дуг на континентальном основании по (Kelemen et al., 2003). Условные обозначения см. рис. 9.

только деплетированной астеносферы в генезисе доминирующих базитовых расплавов, но и вовлечением более примитивного мантийного вещества.

Породы массива Их-Чингис-Ула, в источнике которых участвовала литосферная мантия, обеднены радиогенным Nd – $\epsilon_{Nd}(T) +3.8...+5.4$ относительно преобладающей группы метабазитов гашуннурского комплекса (рис. 12). Такие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ являются обычными для базальтов многих островодужных комплексов, мантийный источник которых метасоматизирован надсубдукционными флюидами и/или расплавами, равновесными с измененной океанической корой и субдуцируемыми осадками (Handley et al., 2007).

К сожалению, метаморфизм амфиболитовой фации, наложенный на рой базальтовых тел гашуннурского комплекса, не позволяет использовать флюидомобильные элементы (Rb, Ba, U, K) для оценки природы метасоматического преобразования источника. В то же время обогащенность пород Их-Чингис-Ула Th и, как следствие, высокие отношения Th/Nb и Th/Yb , а также отрицательная корреляция $\epsilon_{Nd}(T)$ и Th/Yb отношение (рис. 12б) предполагают обогащение литосферного источника преимущественно за счет субдуцируемых осадков, богатых Th (в GLOSS $Th = 6.9$ ppm, $Th/Yb = 2.5$ (Plank, Langmuir, 1998)) или продюцированных из них расплавов.

Таким образом, микроэлементные и Sm-Nd

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопных исследований метабазитов гашуннурского комплекса

Номер образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(T)$
7693	8.73	28.3	0.1862	0.512963	6.9
7707	4.88	15.1	0.1959	0.513015	7.4
7694-1	3.57	15.1	0.1433	0.512782	5.4
7694	1.33	6.2	0.1297	0.512664	3.8
7694-3	1.03	5.1	0.1238	0.512672	4.2

Примечание. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитано для возраста 380 млн лет. Sm-Nd изотопные исследования были выполнены в ГЕОХИ РАН. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.241572$, что соответствует $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03 нг для Sm, 0.1 нг для Nd. Определения концентраций Sm и Nd проведено методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{150}Nd + ^{149}Sm$ с точностью $\pm 0.1\%$ для $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $\pm 0.005\%$ (2σ) для $^{143}Nd/^{144}Nd$.

изотопные характеристики метабазитов гашунурского комплекса для их разных групп хорошо согласуются между собой. В одном случае они показывают преобладание пород, близких по составу к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов или океанических плато, источником которых служила деплетированная астеносфера и примитивная мантия. В составе другой группы распространены породы с надсубдукционными геохимическими характеристиками, формирование которых, очевидно, происходило при участии метасоматизированной литосферной мантии. Их продуктами, в частности, стали расслоенные мафит-ультрамафические тела Их-Чингис-Ула, сходные с массивами аляскинского типа. Эти две группы базитовых тел объединяет общее время формирования между двумя эпизодами метаморфизма, т.е. в интервале около 385–370 млн лет назад, хотя, очевидно, в плавление вовлекались принципиально различные области мантии, что, вероятно, было обусловлено пространственной и структурной разобщенностью этих дайковых роев на момент их формирования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные результаты структурных, геохронологических и геохимических исследований высокоградных метаморфических пород тектонических пластин монгольского сегмента ЮАМП показывают, что в течение позднего девона—начала карбона в интервале около 385–356 млн лет назад на уровне нижней—средней континентальной коры в Монгольском Алтае последовательно происходили: 1) зональный метаморфизм низких—умеренных давлений амфиболитовой фации, достигающей гранулитовой фации, и сопряженные с ним деформации, 2) становление гашунурского базитового дайкового пояса с расслоенными мафит-ультрамафитовыми массивами и 3) высокобарический низкотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации и сопряженные с ним деформации. Такая последовательность геологических событий предполагает особый режим развития региона с достаточно быстро меняющимися геодинамическими условиями. Реконструировать эти условия возможно, рассмотрев предшествующую историю формирования протолита для метаморфических пород и определив соотношения с магматическими событиями.

Формирование протолита для метаморфических пород ЮАМП

Широкое распространение среди кристаллических сланцев монгольского сегмента ЮАМП высокоглиноземистых пород со ставролитом и кианитом (или силлиманитом или андалузитом) предполагает доминирование среди них метаосадочных пород. Для оценки возрастного интервала накопления осадочных толщ были проведены исследования детритовых цирконов пород Бодончинской тектонической пластины (Козаков и др., 2009). Хорошая сохранность кристаллов циркона, слабое проявление механического воздействия и единая возрастная популяция позволили предположить, что исследованные гнейсы полиметаморфического комплекса были сформированы без существенного перемещения материала за счет разрушения магматических пород, возраст которых оценивается в 458 ± 5 млн лет (ID-TIMS). Ксенокристаллы циркона, вынесенные жилой лейкогранита, образованной синхронно раннему эпизоду метаморфизма Бодончинской тектонической пластины, показывают интервал возрастов около 420–850 млн лет (Jiang et al., 2012). Детритовые цирконы из парагнейсов этого же района обнаруживают интервал возрастов около 430–2850 млн лет (Jiang et al., 2012). Эти данные определяют нижнюю границу интервала накопления пород метатерригенных толщ Бодончинской тектонической пластины около 420 млн лет.

Сходная ситуация фиксируется и для Цэлской тектонической пластины, где ядра детритовых цирконов из пелитовых гнейсов преимущественно показывают диапазон возрастов 455–2600 млн лет с доминирующими популяциями около 490–520 млн лет (Burenjargal et al., 2014; Jiang et al., 2017).

Распространенные к северу от высокоградных комплексов терригенные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации (формация Tugrug, по (Jiang et al., 2017)), содержат детритовые цирконы с аналогичными возрастными характеристиками. Общий диапазон их значений возраста составляет около 430–2100 млн лет с доминированием цирконов, возраст которых 470–500 млн лет. Геохимические характеристики терригенных пород показывают их незрелый характер с преобладанием граувакк, полученных при разрушении средних—кислых вулканических пород (Jiang et al., 2017).

Такие данные предполагают единый процесс формирования осадочных толщ для высокоградных комплексов тектонических пластин и низкоградных комплексов их северного обрамления. Источник терригенного материала не мог располагаться на юге (в современных координатах) от Монгольского и Гобийского Алтая, поскольку к югу распространены исключительно комплексы среднепалеозойской ювенильной континентальной коры Заалтайской Гоби и Восточной Джунгарии (Руженцев, Поспелов, 1992; Ярмолук и др., 2007; Yarmolyuk et al., 2008; Kozlovsky et al., 2015). Очевидно, доминирующим поставщиком терригенного материала служили вулканогенные комплексы Озерной зоны (Ярмолук и др., 2011) поздненеопротерозойско–кембрийского периода, расположенные непосредственно к северу от хребтов Монгольского и Гобийского Алтая. В то же время присутствие значительного числа ордовикско–раннесилурийских цирконов предполагает и участие более молодых магматических пород. Их потенциальным источником могут, с одной стороны, являться островодужные комплексы севера Монгольского Алтая (Hovd Zone), примером которых являются ортогнейсы, метадiorиты и метагаббро с возрастом 476–430 млн лет (Soejono et al., 2016, 2017). С другой стороны, в рассматриваемой толще при доминировании терригенных пород в переслаивании с ними отмечаются также и вулканические породы. К западу и северо-западу от Бодончинского высокоградного метаморфического комплекса наблюдаются дацитовые и андезитовые туфы и вулканогенные сланцы, возраст которых 511–465 млн лет (SIMS, Jiang et al., 2012, 2017). К северу от Цогтского высокоградного метаморфического комплекса описаны вулканогенные сланцы с однородной популяцией циркона 458 ± 3 млн лет (SIMS, Kröner et al., 2010). Продукты разрушения этих вулканических пород при недалеком переносе могли участвовать в формировании осадочных толщ.

Геодинамическая обстановка накопления впоследствии метаморфизованных раннепалеозойских терригенных толщ с подчиненным вулканогенным материалом неоднозначна. В работе (Руженцев, Поспелов, 1992) для южной (в современных координатах) окраины Сибирского палеоконтинента предполагается режим пассивной окраины с накоплением мощных турбидитовых толщ. На наш взгляд, накопление столь мощных (4–6 км) осадоч-

ных толщ незрелого характера при продолжающемся надсубдукционном магматизме, скорее, соответствует условиям формирования аккреционного клина в обстановке активной окраины, что согласуется с выводами (Jiang et al., 2017; Soejono et al., 2017).

Корреляция метаморфических и магматических событий

Ранний эпизод метаморфизма M_1 в монгольском сегменте ЮАМП протекал на рубеже среднего и позднего девона около 385 млн лет назад. Среди проявлений магматизма этого времени в Монгольском Алтае, прежде всего, следует отметить крупный (более 6000 км²) гранитоидный Булганский батолит (рис. 1, 2). Возраст гранитов этого батолита в юго-западной части составляет 393 ± 4 млн лет, а на северном склоне хребта — 398 ± 6 млн лет (LA-ICPMS, Cai et al., 2015). Аналогичный возраст имеют милонитизированные граниты в северо-восточном контакте Цэлского высокоградного метаморфического комплекса — 382 ± 5 млн лет (LA-ICPMS, Cai et al., 2015). К востоку от Цогтской тектонической пластины в монометаморфическом комплексе, пересекаемом долиной Дэврэх, датирование метариолитов определило время вулканизма 397 ± 3 и 396 ± 3 млн лет (SIMS, Demoux et al., 2009).

Обилие магматических пород близкого возраста широкого диапазона составов от габбро до гранитов отмечается и к западу по всему Китайскому Алтаю (рис. 1). Для центральной части Китайского Алтая, куда простираются метавулканогенно-терригенные комплексы Монгольского Алтая, пик магматических событий приходится на интервал времени 410–380 млн лет (Yang et al., 2018). Этот этап девонского магматизма в Китайском Алтае связывается с продолжением развития раннепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента.

Таким образом, синхронно с ранним эпизодом метаморфизма M_1 в Монгольском и Китайском Алтае протекал масштабный магматизм, связанный с развитием активной континентальной окраины.

Поздний эпизод метаморфизма M_2 ЮАМП с возрастом около 370–356 млн лет также сопровождался магматизмом, однако не столь масштабным. С этим этапом связано формирование протолита монометаморфических ортогнейсов 379–373 млн лет назад, рас-

пространенных между Цогтской и Цэлской полиметаморфическими тектоническими пластинами (LA-ICPMS, Hanžl et al., 2016). Ряд гранитоидных тел с возрастом 372–369 млн лет фиксируются в северном контакте Цэлской тектонической пластины и среди терригенного комплекса к северу от Бодончинской пластины — 365–350 млн лет (LA-ICPMS, Cai et al., 2015). Спад магматической активности в конце девона отмечается и в центральной части Китайского Алтая (Yang et al., 2018).

Для комплексов, распространенных к югу от хребтов Монгольского и Китайского Алтая в Заалтайской Гоби, Восточной Джунгарии, южной части Китайского Алтая и Рудном Алтае, в девонское время проходил основной этап ювенильного корообразования (Yarmolyuk et al., 2008). Преимущественным распространением здесь пользуются вулканические и интрузивные породы, сформированные в условиях энсиматических океанических островных дуг. Геохронологически наиболее детально охарактеризованы магматические породы севера Восточной Джунгарии и южной части Китайского Алтая (Hong et al., 2017; Chai et al., 2009), где основная магматическая активность протекала 410–370 млн лет назад. Островодужный магматизм продолжался до конца девона, возможно, начала карбона. Завершение островодужного этапа развития в Заалтайской Гоби фиксируется стратиграфическим и угловым несогласием между умеренно деформированными девонскими преимущественно палеоокеаническими базальт-андезитовыми вулканическими сериями и полого дислоцированными карбоновыми континентальными андезибазальт-риолитовыми осадочно-вулканогенными толщами (Моссакровский, 1975; Руженцев, Поспелов, 1992; Kröner et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2008).

Таким образом, синхронно с поздним эпизодом метаморфизма M_2 в ЮАМП в более южных террейнах ювенильной континентальной коры Заалтайской Гоби, Восточной Джунгарии, южной части Китайского Алтая фиксируется прекращение островодужного магматизма, завершившегося умеренными деформациями вулканогенных толщ, на которые позже с угловым несогласием ложились континентальные карбоновые вулканические серии. Этот рубеж в геологической истории региона связывается с аккрецией среднепалеозойских островодужных ком-

плексов к раннепалеозойскому складчатому обрамлению Сибирского континента (Руженцев, Поспелов, 1992; Yarmolyuk et al., 2008). Палеомагнитные данные, полученные для континентальных карбоновых вулканических серий Заалтайской Гоби, согласуются с объединением террейнов энсиматической островной дуги и Сибирского палеоконтинента к раннему карбону (Bazhenov et al., 2016).

Отдельно следует отметить проявления позднедевонского магматизма в юго-западной части Китайского Алтая, где фиксируются диабазовые дайки и базальты с геохимическими и изотопными характеристиками, близкими к базальтам срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов (Cai et al., 2010; Yang et al., 2014; Ma et al., 2018). Такие вещественные характеристики мафических пород показывают сходство с метабазами гашуннурского комплекса, а их возраст оценивается около 383–376 млн лет, т.е. попадает в интервал между ранним и поздним эпизодами метаморфизма монгольского сегмента ЮАМП, когда и происходило становление метабазитов гашуннурского комплекса. Таким образом, позднедевонский базитовый магматизм преимущественно астеносферной природы фиксируется вдоль южных границ Китайского и Монгольского Алтая на значительном протяжении, по меньшей мере 1000 км. Геодинамическая интерпретация этого базитового магматизма в Китайском Алтае связывается с погружением в зону субдукции срединно-океанического хребта с раскрытием астеносферного окна и, как следствие, рифтогенезом на поверхности (Ma et al., 2018).

Соотношение моно- и полиметаморфических пород в монгольском сегменте ЮАМП

В тектонических пластинах Монгольского Алтая ранний метаморфизм M_1 , как правило, установлен в относительно узкой полосе (первые км) их южных частей. Структурно-метаморфические преобразования, связанные с метаморфизмом M_2 , проявлены в существенно более широкой области, достигающей в ширину нескольких десятков км. При этом они являются наложенными в ранее метаморфизованных породах, но также проявлены и в породах, где не установлено парагенезисов и/или структур, связанных с ранним метаморфизмом. Таким образом, сочленение ранее

метаморфизованных и неметаморфизованных пород происходило до начала метаморфического процесса повышенного давления M_2 .

Следует подчеркнуть, что в большинстве опубликованных работ, касающихся рассмотрения метаморфических комплексов южной

части Монгольского Алтая, не фиксируется и, соответственно, не обсуждается проявление процессов полиметаморфизма. Исключением являются работы новосибирских петрологов (Сухоруков и др., 2016; Полянский и др., 2011). В них представлены результаты детальных

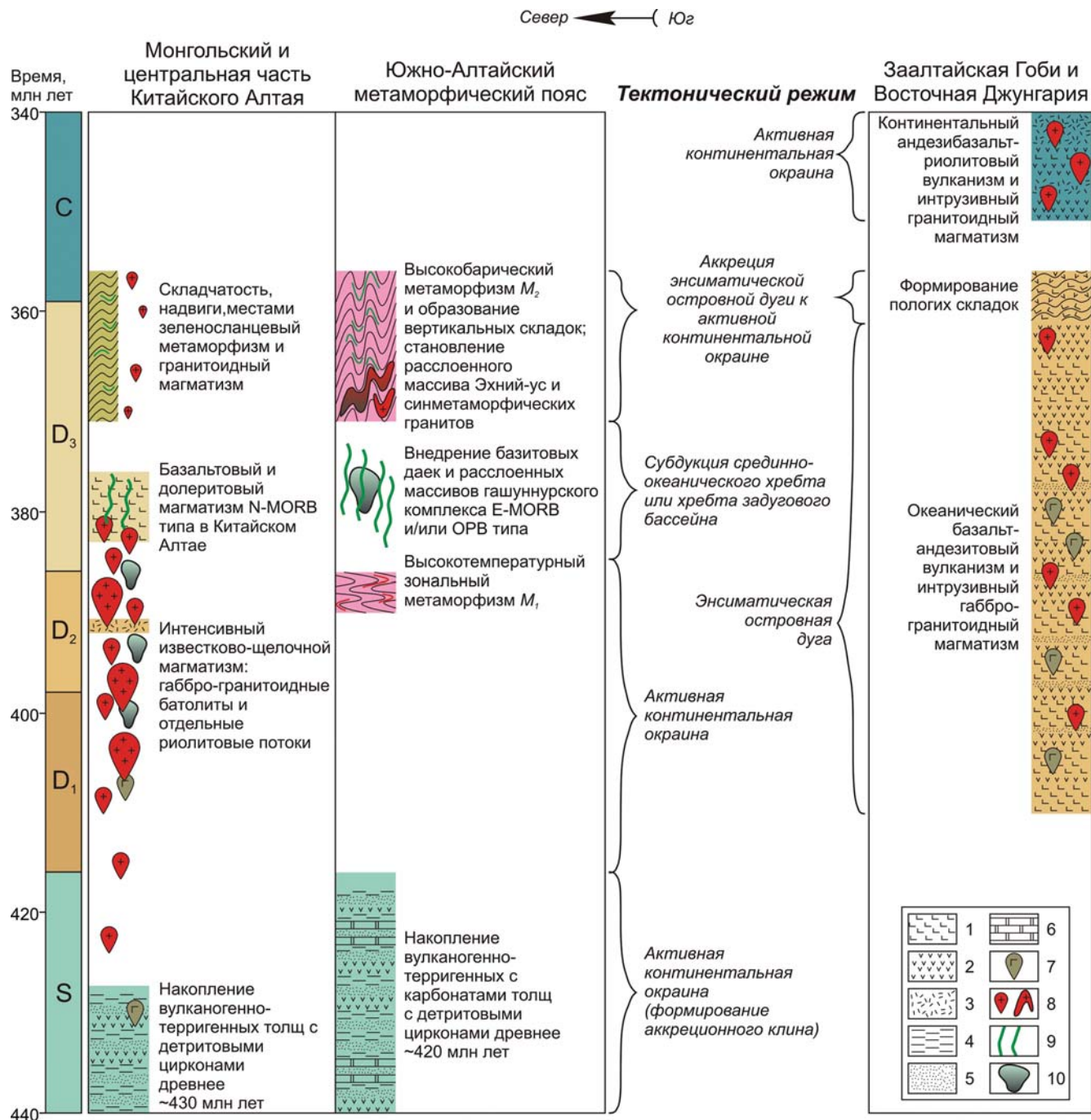


Рис. 13. Схема корреляции основных тектонических процессов в области взаимодействия континентальных (Монгольский и центральная часть Китайского Алтая, Южно-Алтайский метаморфический пояс) и океанических (Заалтайская Гоби и Восточная Джунгария) структур.

1–3 — вулканические породы: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты и риолиты; 4–6 — осадочные породы: 4 — алевролиты, 5 — песчаники, 6 — известняки; 7–10 — интрузивные породы: 7 — гранитоиды (размер и частота значков пропорциональны интенсивности магматизма), 8 — габброиды, 9 — дайки основного состава, 10 — расслоенные массивы.

петрологических исследований, свидетельствующих о дискретном проявлении процессов регионального метаморфизма повышенного и пониженного давления.

Геодинамические условия формирования ЮАМП

Представленные данные о соотношениях процессов метаморфизма ЮАМП с магматизмом и осадконакоплением легли в основу схемы корреляции основных тектонических процессов (рис. 13) и позволяют рассмотреть последовательность смены тектонических режимов на Алтайской окраине Сибирского палеоконтинента.

Приведенный анализ данных по детритовым цирконам показывает, что в высокоградный метаморфизм вовлекались преимущественно осадочные породы, аналогичные распространенным к северу неметаморфизованным или метаморфизованным в зеленослановой фации. Накопление этих осадков происходило в раннем—среднем палеозое, очевидно, в условиях аккреционного клина на активной континентальной окраине. Проявления магматизма синхронного с осадконакоплением и обилие детритовых цирконов кембрийско—раннесилурийского возраста подтверждают активный характер окраины континента. Начиная с середины силура осадочные комплексы Алтайского аккреционного клина стали вовлекаться в интенсивный известково-щелочной магматизм, продолжавшийся до позднего девона. Смещение на юг (в современных координатах) надсубдукционного магматического фронта, вероятно, стало следствием или изменения скорости субдукции, или угла наклона погружающейся плиты. С этим этапом развития Алтайской активной континентальной окраины на уровне средней континентальной коры связан ранний эпизод зонального высокотемпературного амфиболитового до гранулитового метаморфизма около 390—385 млн лет назад, проявленный в узкой полосе непосредственно вдоль края континента. Высокотемпературный характер метаморфизма обусловлен, с одной стороны, подъемом фронта магмообразования к поверхности Земли, что на верхнекоровых уровнях выразилось в формировании крупных гранитоидных батолитов типа Булганского, с другой стороны, субдукцией горячей океанической плиты вблизи срединно-океанического хребта или хребта задугового бассейна.

Впоследствии срединный хребет также был вовлечен в зону субдукции. Этому этапу отвечает внедрение базитовых даек и массивов гашунурского комплекса в интервале около 385—370 млн лет в монгольском сегменте ЮАМП и проявления процессов рифтогенеза с базальтовым вулканизмом на юго-западе Китайского Алтая. Геохимические характеристики даек (E-MORB или OPB) и базальтов (N-MORB) свидетельствуют о доминировании деплетированного астеносферного вещества в их источнике при невысокой степени его плавления. Присутствие также пород с надсубдукционными геохимическими характеристиками фиксирует участие в магмообразовании вещества мантийного клина, сохранившегося в области плавления. На среднекоровых уровнях интервала между эпизодами метаморфизма соответствует кратковременная стабилизация, что фиксирует внедрение посткинematических по отношению к структурам раннего эпизода метаморфизма M_1 гранитоидов.

Время позднего эпизода метаморфизма повышенного давления M_2 ЮАМП (~370—356 млн лет) совпадает со сменой условий вулканизма и умеренными деформациями в среднепалеозойских островодужных комплексах Заалтайской Гоби и Восточной Джунгарии. Такая синхронизация тектонических событий в разобщенных до этого времени террейнах может объясняться их аккрецией. С этим процессом в ЮАМП связано формирование тектонических пластин различного порядка, а также становление внутренней чешуйчатой структуры данных пластин. При этом происходила переработка разнофациальных метаморфических пород раннего эпизода метаморфизма в завершающих его гранитоидах, дайках и массивах гашунурского комплекса, а также ранее неметаморфизованных пород как в составе пластин, так и в толщах их обрамления. Обширное развитие надвиговых структур, сопряженных с поздним эпизодом метаморфизма, фиксируется в ЮАМП и в вулканогенно-терригенных толщах северного обрамления, т.е. в широкой полосе к северу от контакта со среднепалеозойскими островодужными комплексами, согласуясь с аккреционным характером этого этапа деформаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В тектонических пластинах монгольского сегмента ЮАМП сочетаются моно- и по-

лиметаморфические породы, формирование которых отражает основные этапы развития среднепалеозойской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента.

2. Протолитом для высокоградных метаморфических пород ЮАМП служили преимущественно терригенные породы с подчиненным количеством вулканических пород, аналогичные слабо или неметаморфизованным породам северного обрамления. Эта вулканогенно-терригенная толща формировалась в раннем (среднем) палеозое как аккреционный клин Алтайской активной континентальной окраины.

3. С ранним эпизодом метаморфизма ЮАМП около 390–385 млн лет назад связано формирование складок преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания, которые сегодня возможно выделить лишь по реликтам их шарниров, где сохранились минеральные парагенезисы, отвечающие *P-T* условиям зонального высокотемпературного амфиболитового до гранулитового метаморфизма. Этот эпизод метаморфизма коррелируется с масштабным надсубдукционным магматизмом в Монгольском и Китайском Алтае и связывается с развитием активной континентальной окраины.

4. Впоследствии комплексы раннего эпизода метаморфизма и неметаморфизованные породы служили рамой для внедрения гашунурского базитового дайкового пояса с расслоенными мафит-ультрамафитовыми массивами. Геохимические и Nd-изотопные характеристики базитов показывают их сходство с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов или океанических плато, указывая на деплетированную астеносферу как доминирующий их источник. Подчиненное число базитов имеет надсубдукционные геохимические характеристики. Становление гашунурского пояса связывается с погружением в зону субдукции спредингового хребта и раскрытием астеносферного окна, происходившим между двумя эпизодами метаморфизма.

5. В позднем девоне ~ 370–356 млн лет назад ранние метаморфические породы, неметаморфизованные вулканогенно-терригенные толщи и базиты гашунурского комплекса были вовлечены в деформации и надвигообразование, выражением чего стали складки северо-западного простирания, доминирующие сейчас в структурах Алтая. Со складчатостью был сопряжен поздний амфиболитовый метамор-

физм повышенного давления. Эти тектонические преобразования были вызваны аккрецией системы среднепалеозойских энсиматических островных дуг Заалтайской Гоби и Джунгарии к Алтайской окраине Сибирского палеоконтинента.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам Е.В. Скрырову (ИЗК СО РАН) и И.И. Лиханову (ИГиМ СО РАН), замечания которых позволили существенно улучшить понимание статьи.

Источник финансирования. Исследования проведены при поддержке РФФИ (проекты №№ 17-05-00130, 16-05-00361, 19-05-00434).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., и др. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.
- Готман И.А., Пушкарев Е.В. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера. 2009. № 2. С. 78–86.
- Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., и др. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. АН. 2002. Т. 386. С. 82–87.
- Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., и др. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.
- Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В. Возраст источника метатерригенных пород Южно-Алтайского метаморфического пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. С. 41–48.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., и др. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. С. 133–159.
- Маркова Н.Г., Федорова М.Е. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии // Проблемы теоретической и региональной тектоники. 1971. С. 104–114.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., и др. Тектоническая интерпретация термохронологических данных и *P-T* параметров метаморфизма

- пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1256–1275.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В.* Реконструкция *P-T* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. С. 441–466.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., и др.* Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 6. С. 804–809.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. С. 56–79.
- Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., et al.* Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondw. Res. 2016. V. 40. P. 124–141.
- Burenjargal U., Okamoto A., Kuwatani T., et al.* Thermal evolution of the Tseel terrane, SW Mongolia and its relation to granitoid intrusions in the Central Asian Orogenic Belt // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. P. 765–790.
- Burenjargal U., Okamoto A., Tsuchiya N., et al.* Contrasting geochemical signatures of Devonian and Permian granitoids from the Tseel Terrane, SW Mongolia // J. Geosciences. 2016. V. 61. P. 51–66.
- Cai K., Sun M., Jahn B.-M., et al.* A synthesis of zircon U-Pb ages and Hf isotopic compositions of granitoids from Southwest Mongolia: Implications for crustal nature and tectonic evolution of the Altai Superterrane // Lithos. 2015. V. 232. P. 131–142.
- Cai K.D., Sun M., Yuan C., et al.* Geochronological and geochemical study of mafic dykes from the northwest Chinese Altai: Implications for petrogenesis and tectonic evolution // Gondw. Res. 2010. V. 18. P. 638–652.
- Chai F., Mao J., Dong L., et al.* Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: Implications for the tectonic evolution and metallogeny // Gondw. Res. 2009. V. 16. P. 189–200.
- Condie K.C.* High field element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Demoux A., Kröner A., Hegner E., Badarch G.* Devonian arc-related magmatism in the Tseel terrane of SW Mongolia: Chronological and geochemical evidence // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 459–471.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Grove T.L., Baker M.B.* Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // J. Geoph. Res. 1984. V. 89. P. 3253–3274.
- Handley H.K., Macpherson C.G., Davidson J.P., et al.* Constraining fluid and sediment contributions to subduction-related magmatism in Indonesia: Ijen Volcanic Complex // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 1155–1183.
- Hanžl P., Schulmann K., Janoušek V., et al.* Making continental crust: origin of Devonian orthogneisses from SE Mongolian Altai // J. Geosciences. 2016. V. 61. P. 25–50.
- Hong T., Klemd R., Gao J., et al.* The tectonic evolution of the Irtysh tectonic belt: New zircon U-Pb ages of arc-related and collisional granitoids in the Kalaxianger tectonic belt, NW China // Lithos. 2017. V. 272–273. P. 46–68.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jiang Y., Sun M., Kröner A., et al.* The high-grade Tseel terrane in SW Mongolia: An early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 95–115.
- Jiang Y.D., Schulmann K., Kröner A., et al.* Neoproterozoic-early paleozoic peri-Pacific accretionary evolution of the Mongolian Collage System: Insights from geochemical and U-Pb zircon data from the ordovician sedimentary wedge in the Mongolian Altai // Tectonics. 2017. V. 36. P. 2305–2331.
- Jiang Y.D., Sun M., Zhao G.C., et al.* The ~390 Ma high-*T* metamorphic event in the Chinese Altai: A consequence of ridge-subduction? // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 1421–1452.
- Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. New York: Elsevier, Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 593–659.
- Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geoph. Res. 1987. V. 92. P. 8089–8115.
- Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., et al.* Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 524–541.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K., et al.* Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by Late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.

- Kröner A., Windley B.F., Badarch G., et al. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 2007. V. 200. P. 181–209.
- Lehmann J., Schulmann K., Lexa O., et al. Structural constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 575–628.
- Ma X., Cai K., Zhao T., et al. Devonian volcanic rocks of the southern Chinese Altai, NW China: Petrogenesis and implication for a propagating slab-window magmatism induced by ridge subduction during accretionary orogenesis // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 160. P. 78–94.
- Nakano N., Osanai Y., Satish-Kumar M., et al. Paleozoic Subduction-Accretion-Closure Histories in the West Mongolian Segment of the Paleo-Asian Ocean: Evidence from Pressure-Temperature-Time-Protolith Evolution of High-Mg and -Al Gneisses in the Altai Mountains // *J. Geol.* 2014. V. 122. P. 283–308.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 325–394.
- Soejono I., Buriánek D., Janoušek V., et al. A reworked Lake Zone margin: Chronological and geochemical constraints from the Ordovician arc-related basement of the Hovd Zone (western Mongolia) // *Lithos.* 2017. V. 294–295. P. 112–132.
- Soejono I., Buriánek D., Svojtka M., et al. Mid-Ordovician and Late Devonian magmatism in the Togtokhinshil Complex: New insight into the formation and accretionary evolution of the Lake Zone (western Mongolia) // *J. Geosciences.* 2016. V. 61. P. 5–23.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London Special Publications.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Yang F., Geng X., Wang R., et al. A synthesis of mineralization styles and geodynamic settings of the Paleozoic and Mesozoic metallic ore deposits in the Altay Mountains, NW China // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 159. P. 233–258.
- Yang F., Liu F., Li Q., Geng X. In situ LA-MC-ICP-MS U-Pb geochronology of igneous rocks in the Ashele Basin, Altay orogenic belt, northwest China: Constraints on the timing of polymetallic copper mineralization // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 79. P. 477–496.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M., et al. Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // *Petrology.* 2008. V. 16. P. 679–709.

GEODYNAMIC ENVIRONMENTS OF THE ORIGIN OF POLY- AND MONOMETAMORPHIC COMPLEXES IN THE SOUTHERN ALTAI METAMORPHIC BELT, CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

I.K. Kozakov^{1,*}, A.M. Kozlovsky^{2,**}, V.V. Yarmolyuk², T.I. Kirnozova³,
M.M. Fugzan³, Ts. Oyunchimeg⁴, Ch. Erdenezhargal⁴

¹ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences
St. Petersburg, 199034, Russia*

² *Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences
Moscow, 109017, Russia*

³ *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Russian Academy of Sciences
Moscow, 119991, Russia*

⁴ *Institute of Paleontology and Geology, Mongolian Academy of Sciences
Ulaanbaatar, Mongolia*

*E-mail: ivan-kozakov@yandex.ru, **E-mail: amk@igem.ru

Tectonic sheets of various size along the southern slope of the Mongolian and Chinese Altai ranges and in eastern Kazakhstan include high-grade metamorphic rocks, which are collectively referred to as the Southern Altai Metamorphic Belt. Rocks of the sheets show traces of amphibolite-facies elevated-pressure metamorphism of the kyanite–sillimanite type M_2 . Some of the tectonic sheets display evidence of polymetamorphism: the rocks preserve textures and mineral assemblages of an earlier metamorphic episode (of elevated temperature and relatively low pressure) of the andalusite–sillimanite facies series M_1 . The earlier metamorphic episode occurred at 390–385 Ma, and the later one, at ~370–356 Ma. The protoliths of the high-grade metamorphic rocks were mostly Early Paleozoic terrigenous rocks and subordinate amounts of volcanic rocks analogous to the weakly

metamorphosed or unmetamorphosed rocks in their northern surroundings. Typical rocks of the tectonic sheets are mafic dikes and massifs of the Gashun Nuur Complex, which were emplaced between metamorphic episodes M_1 and M_2 . According to their geochemistry and Nd isotopic parameters, most of the metabasites are similar to enriched basalts of mid-oceanic ridges and oceans plateaus. The quantitatively subordinate group of the layered mafic bodies displays geochemical characteristics of subduction-related rocks. Correlations between the metamorphic events and magmatism in the continental (Mongolian and Chinese Altai) and paleoceanic (Trans-Altai Gobi and eastern Junggar) regions led us to suggest a geodynamic model for the development of the Southern Altai Metamorphic Belt. The volcano-terrigenous rocks, which were later metamorphosed, were accumulated mostly in the Early Paleozoic as an accretion wedge on an active continental margin. The earlier episode of high-temperature metamorphic M_1 and coeval large-scale calc-alkaline magmatism occurred at the same active continental margin after the magmatic front shifted southward (in modern coordinates). The emplacement of the swarms of mafic bodies of the Gashun Nuur Complex and simultaneous rifting in the southern Chinese Altai were triggered by the subduction of an spreading ridge of an oceanic or backarc basin beneath the active margin. The second metamorphic episode (elevated-pressure metamorphism) M_2 and overthrusting in the structures of the Altai are correlated with deformations at low angles and the transition from oceanic to continental volcanism in the Trans-Altai Gobi and Junggar. These tectonic processes were induced by the accretion of a system of mid-Paleozoic ensimatic island arcs of the Trans-Altai Gobi and Junggar to the Altai margin of the Siberian paleocontinent.

Keywords: high-grade metamorphism, dike belts, geodynamic environments, subduction, accretion, Central Asian Orogenic Belt.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273233-257>