

ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, И.П. Падерин*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Для Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса получены новые данные, свидетельствующие о проявлении в регионе тектонометаморфических процессов позднего палеозоя. Возраст этих событий оценивается значением 295.3 ± 1.6 млн лет по циркону (SHRIMP-II) из высокометаморфизованных образований.

Новые данные, в совокупности с позднепалеозойскими датировками, полученными для гранитоидов Ангаро-Витимского ареал-плутона (340—280 млн лет) и ряда дайковых комплексов Забайкалья (300—280 млн лет), а также позднепалеозойский возраст отдельных карбонатно-терригенных толщ, прежде относимых к раннему палеозою, позволяют обосновать существенную роль герцинских процессов тектогенеза в консолидации континентальной коры региона. Интерпретация позднепалеозойских эндогенных событий и сопровождавших их процессов седиментации позволяет связать эти события с геодинамическими условиями, обусловленными изменяющимися параметрами погружения океанического субдукционного слэба Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Изменение наклона и скорости погружения слэба способствовало возникновению в дистальной части надсубдукционной плиты геодинамических условий, соответствующих *A*-субдукции, что привело к формированию аккреционно-коллизийного орогена и Ангаро-Витимского ареал-плутона.

Палеогеодинамика, аккреционно-коллизийный ороген, слэб, A-субдукция, покровно-складчатая структура, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Забайкалье.

THE LATE PALEOZOIC GEODYNAMICS OF THE WEST TRANSBAIKALIAN SEGMENT OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

A.M. Mazukabzov, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, and I.P. Paderin

New data testifying to Late Paleozoic tectonometamorphic processes at the West Transbaikalian segment of the Central Asian Fold Belt have been obtained. Zircon dating (SHRIMP-II) of highly metamorphosed rocks showed that the processes took place at 295.3 ± 1.6 Ma. Based on these data, the Late Paleozoic ages of granitoids of the Angara-Vitim areal pluton (340–280 Ma) and some dike complexes in Transbaikalia (300–280 Ma), and the Late Paleozoic age of some carbonate-terrigenous strata dated earlier to the Early Paleozoic, we have substantiated the significant role of Hercynian tectogenesis in the consolidation of the regional continental crust. We have also shown that the Late Paleozoic endogenous events and accompanying sedimentation processes were related to the geodynamic conditions governed by the changing parameters of the subsidence of the Mongolo-Okhotsk oceanic subduction slab beneath the Siberian continent. Changes in the slope and rate of the slab subsidence resulted in *A*-subduction conditions in the distal part of the suprasubduction plate, which led to the formation of accretion-collisional orogen and the Angara-Vitim areal pluton.

Paleogeodynamics, accretion-collisional orogen, slab, A-subduction, thrust-folded structure, Central Asian Fold Belt, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

История становления гетерогенной структуры Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) на протяжении вот уже более ста лет привлекает внимание многих исследователей, что отразилось в создании различных тектонических концепций (см. обзор в [Гордиенко и др., 2006]). Однако до настоящего времени в имеющихся сценариях геодинамического развития Забайкалья остаются вопросы, требующие своего решения. Одним из них является вопрос о масштабах проявления в регионе позднепалеозойских тектонометаморфических событий и об их роли в становлении структуры ЦАСП. Согласно ранее опубликованным концепциям [Беличенко и др., 1994; Парфенов и др., 2003], формирование структуры Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП происходило в течение трех этапов. Первые два этапа (рифейский и раннепалеозойский) объясняются аккрецией к Сибирскому кратону фрагментов рифейских островодужных систем. Третий этап (поздний палеозой — средний мезозой) интерпретируется как время закрытия Монголо-Охотского океана, формирование Монголо-Охотского

орогенного пояса и становление единой структуры Центральной Азии. Традиционно считается [Зоненшайн и др., 1990; Зорин и др., 1997; Парфенов и др., 2003], что территория Забайкалья после завершения раннепалеозойского аккреционно-коллизийного события, связанного с начальными стадиями закрытия Палеоазиатского океана, и вплоть до закрытия Монголо-Охотского океана развивалась главным образом в обстановке активной континентальной окраины. Следуя этой интерпретации, собственно позднепалеозойские события в истории становления структуры Забайкалья не выделялись либо объединялись с процессами мезозойской тектонической перестройки, охватившей всю Центральную Азию. Однако в последнее время появляется все больше аргументов в пользу более широкого, чем это считалось ранее, проявления эндогенных и седиментогенных процессов именно в позднем палеозое [Руженцев и др., 2005; Гордиенко, 2006; Цыганков и др., 2007; и др.].

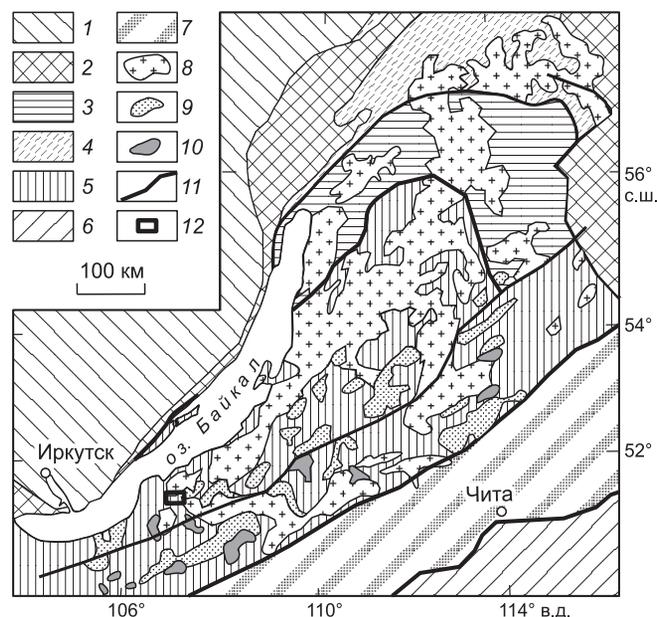
В данной статье приводятся новые доказательства проявления тектонометаморфических событий позднего палеозоя, охвативших обширные территории Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП, а также предлагается геодинамическая модель, объясняющая становление структуры региона на рассматриваемом временном интервале.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ—РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Основными структурными единицами Западного Забайкалья, сформировавшимися до позднего палеозоя, являются Байкало-Витимская и Икат-Багдаринская структурно-вещественные зоны [Беличенко, 1969, 1977; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2006; и др.] (рис. 1).

Байкало-Витимская (Байкало-Муйская) зона, являющаяся фрагментом позднерифейского орогенного пояса [Парфенов и др., 2003], была сформирована в результате аккреционно-коллизийных событий позднего рифея—раннего венда (1.0—0.59 млрд лет). В составе зоны выделяются преимущественно террейны позднерифейского возраста, представляющие собой фрагменты островодужных систем (островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов) [Парфенов и др., 1996, 1998; Зорин и др., 1997, 2009]. Ранневендские плагиограниты и ультрабазиты прорывают образования этих террейнов [Рыцк и др., 2007]. Муйский кратонный терреин представляет собой, вероятно, цоколь одной из островодужных построек. В южной части дугообразной структуры Байкало-Витимского складчатого сооружения распространены карбонатно-терригенные образования позднего рифея, относимые к катерской серии [Салоп, 1967]. Этот фрагмент Байкало-Витимской складчатой зоны выделяется как Баргузинский турбидитовый терреин [Парфенов и др., 1996]. Террейнам Байкало-Витимской зоны свойственно покровно-складчатосдвиговое строение и зональный метаморфизм от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Гранитоиды, сшивающие террейны, несут изотопные и геохимические характеристики, идентичные коллизийным. Завершение байкальского тектогенеза фиксируется возрастом постколлизийных гранитоидов (584 ± 8.4 млн лет) [Рыцк и др., 2007].

Структурно-вещественные комплексы Байкало-Витимской зоны с угловым несогласием перекрыты слабоизмененными отложениями позднего венда и раннего кембрия. Стратиграфические разрезы раннего кембрия по особенностям строения и фауне сопоставимы с одновозрастными образованиями Сибирской платформы. Однако их осадконакопление происходило не в плитном режиме платформы, а в палеотектонических условиях, сходных с седиментацией шельфовых бассейнов пассивной континентальной окраины.



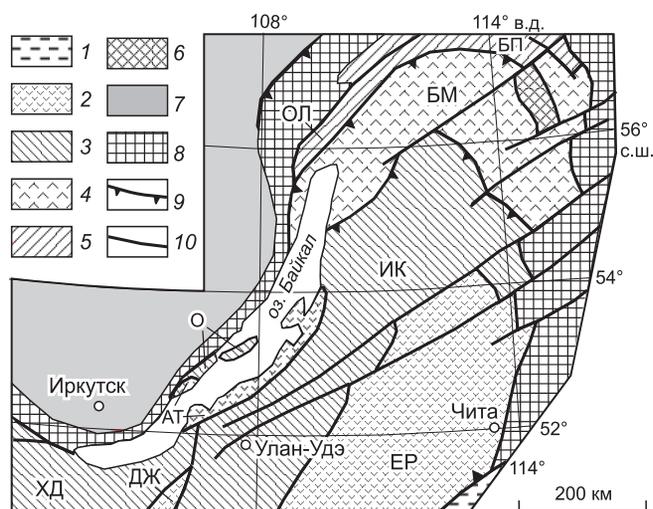
Однако их осадконакопление происходило не в плитном режиме платформы, а в палеотектонических условиях, сходных с седиментацией шельфовых бассейнов пассивной континентальной окраины.

Рис. 1. Схема соотношения позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского ареала плутона с основными тектоническими элементами Байкальской складчатой области.

1, 2 — Сибирская платформа: 1 — чехол, 2 — выходы фундамента; 3—5 — складчатые зоны Байкальской области: 3 — позднерифейская (Байкало-Витимская), 4 — раннепалеозойская (Патомская), 5 — раннепалеозойская (Икат-Багдаринская); 6 — Монголо-Охотский позднемезозойский складчатый пояс; 7 — зона распространения позднемезозойских комплексов метаморфических ядер; 8—10 — Ангаро-Витимский батолит: 8 — гранитоиды баргузинского комплекса, 9 — гранитоиды зазинского комплекса; 10 — гранитоиды повышенной щелочности; 11 — границы складчатых зон и поясов; 12 — участок детальных работ.

Рис. 2. Геодинамическая карта Байкальского сегмента Саяно-Байкальской складчатой области, по [Зорин и др., 2009] с дополнениями авторов.

1 — зона позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 2 — зоны венд-раннепалеозойских островных дуг: ДЖ — Джидинская, ЕР — Еравнинская, АТ — Ангинско-Таланчанская; 3 — зоны венд-раннепалеозойских окраинных бассейнов: ХД — Хамардабанская, ИК — Икатская, О — Ольхонская; 4 — зона позднерифейской островной дуги: БМ — Байкало-Муйская; 5 — зона позднерифейского окраинного бассейна: БП — Байкало-Патомская зона с Олоkitской подзоной (ОЛ); 6 — блок раннедокембрийских пород в складчатой зоне позднего рифея; 7 — позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 8 — раннедокембрийский фундамент платформы; 9 — надвиги; 10 — разломы с неопределенной кинематикой.



Икат-Баргузинская (Баргузино-Витимская) зона является фрагментом каледонского Енисей-Забайкальского орогенного пояса [Парфенов и др., 2003]. Располагается она к юго-западу от Байкало-Витимской складчатой зоны и сложена поздневендско-раннепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами. Согласно существующим реконструкциям [Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2006; Макрыгина и др., 2007; Зорин и др., 2009], в каледонской структуре Западного Забайкалья выделяются террейны, фрагменты которых соответствуют островным дугам и задуговым бассейнам. В данной работе использована схема районирования (рис. 2), предложенная Ю.А. Зориным с соавторами [2009], согласно которой в структуре каледонид Западного Забайкалья выделяются террейны, идентифицируемые как островные дуги (Еравнинская, Ангино-Таланчанская) и сопряженные с ними задуговые бассейны (Икатский, Ольхонский).

Еравнинская островная дуга по своему строению соответствует энсиалическому типу. Ее фундамент сложен позднерифейскими метаморфическими и магматическими комплексами, фрагменты которых в виде тектонических линз присутствуют среди раннепалеозойских образований. В строении островодужного комплекса участвуют вулканокласты, чередующиеся с андезитами, дацитами, риолитами и базальтами, слагающими вулканотектонические структуры. Вулканокластиты соответствуют псефитопсаммитовым турбидитам и слагают шлейфы, которые сочетаются с терригенно-вулканогенными отложениями с рифогенными постройками археоциатовых известняков.

Икатский задуговой бассейн примыкает к Еравнинской островной дуге с северо-запада. В бассейне рек Турка и Икат фрагменты его стратифицированных толщ представлены слабометаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями с незначительным объемом вулканогенных образований. Возраст их охарактеризован кембрийской фауной. Более пестрый литологический состав осадочно-вулканогенных отложений отмечается в селенгинской части бассейна. Здесь выделяются сланцево-карбонатный, карбонатно-кремнисто-сланцевый и карбонатно-эффузивно-сланцевый литофациальные комплексы [Беличенко и др., 2006]. Метаэффузивы в них по геохимическим характеристикам близки базальтам MORB [Макрыгина и др., 2007], которые, вероятно, формировались в условиях рассеянного спрединга. Заложение задугового бассейна произошло на рифейских гетерогенных образованиях, что подтверждается результатами Nd изотопных исследований [Коваленко и др., 2005]. На это же указывают радиохронологические данные метаморфических образований, ремобилизованных в раннем палеозое [Рыцк и др., 2008]. Ранее эти образования считались палеопротерозойскими и выделялись как фрагмент Гаргинской глыбы.

Ольхонский террейн характеризуется пестрым набором метаморфических пород, среди которых выделяются метаосадочные (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кальцифиры, мраморы) и метамагматические (амфиболиты, ультрабазиты) образования. По геохимическим данным метаосадочные породы сопоставимы с образованиями задугового бассейна [Макрыгина и др., 2007]. Состав амфиболитов, соответствующий толлитам N-MORB, в сочетании с метаультрабазитами позволяет относить их к реликтам океанической коры окраинных морей. Структура террейна определяется системой субвертикальных тектонических пластин, внутреннее строение которых характеризуется складчато-надвиговым и сдвиговым структурными парагенезами. Детальное картирование и структурный анализ показали, что формированию сдвигов предшествовали синметаморфические деформации покровного и купольного типов [Федоровский и др., 1995]. Метаморфизм пород пластин характеризуется эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фациями. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается значениями около 500 млн лет

[Гладкочуб и др., 2008б; Gladkochub et al., 2008], а более позднего (наложенный метаморфизм) амфиболитового — 460—470 млн лет [Fedorovsky et al., 2005]. Фрагменты гранулитового метаморфизма картируются в виде узкой линзовидной полосы в структурах, примыкающих непосредственно к Сибирской платформе, а амфиболитовый метаморфизм охватывает большую часть террейна.

Ангино-Таланчанский островодужный террейн располагается между Икатским и Ольхонским террейнами. Значительная площадь террейна находится под акваторией оз. Байкал. В строении его прибайкальской части отмечаются крупные массивы субщелочных габброидов (Бирхинский, Крестовский) с возрастом становления около 530 млн лет [Fedorovsky et al., 2005]. Контакты их с породами рамы, как правило, тектонические. В то же время структура рамы определяется крутым положением плоскостных элементов в породах, конформно огибающих массивы. Степень преобразования пород соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Согласно полосчатости образований рамы, располагаются дайки субщелочных метагаббро. По геохимическим параметрам габброиды и метавулканы попадают в поля образований, формирующихся в зрелой островной дуге [Макрыгина и др., 2007].

Этап преобразования рифей-раннепалеозойских островодужных систем Забайкалья в коллизионно-аккреционный ороген наиболее детально изучен в Ольхонском террейне. Ранние аккреционно-коллизионные события (507 ± 8 , 498 ± 7 млн лет [Гладкочуб и др., 2008а]; 485 ± 5 млн лет [Бибикина и др., 1990]) фиксируются в террейне проявлением гранулитового метаморфизма. Оценки возраста синметаморфических гранитов колеблются от 500 до 465 млн лет [Fedorovsky et al., 2005]. При этом большая часть подобных образований имеет возраст 485—470 млн лет, что по времени отвечает возрасту проявления амфиболитового метаморфизма. Синметаморфическое гранитообразование сопровождалось проявлением купольного и надвигового тектогенеза, сменившегося в последующем сдвиговыми деформациями. Сдвигонадвиговые тектонические швы из Приольхонья через структуры о. Ольхон трассируются в Баргузинский хребет, где они являются отражением коллизионного фронта между Икат-Баргузинской и Байкало-Витимской складчатых зонами. Здесь каледонские события отразились не только в покровно-складчатом аллохтоне раннепалеозойских толщ Икатского террейна, но и в структуре позднерифейских образований Баргузинского турбидитового террейна. В позднерифейских образованиях каледонские события фиксируются становлением гранитоидов с возрастaми 426—441 млн лет [Рыцк и др., 1998]. В то же время в структурах Икатского террейна произошло формирование синметаморфических гранитоидов с возрастом 468 ± 8 млн лет [Грудинин и др., 2001; Рыцк и др., 2007].

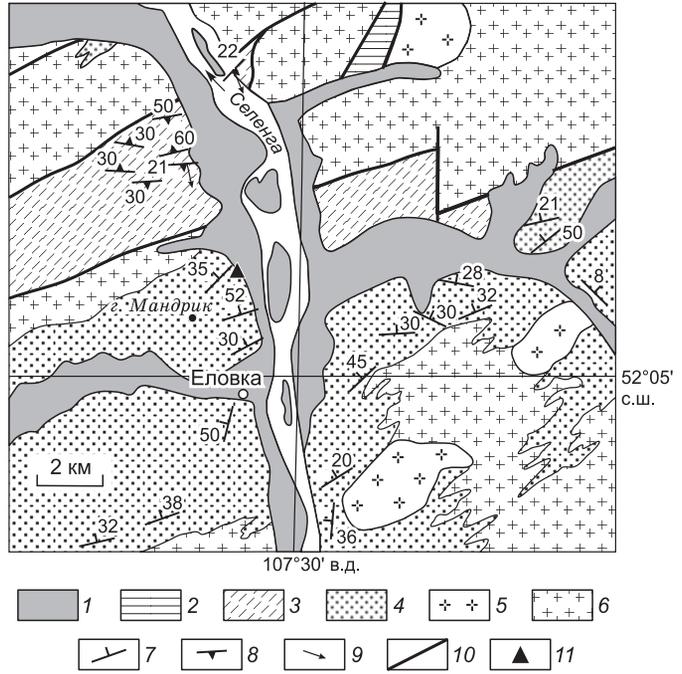
Следует заметить, что каледонским тектогенезом, сопровождавшимся зональным метаморфизмом с синметаморфическим гранитообразованием, затронуты позднерифейские толщи, находящиеся на значительном удалении от фронта аккреционно-коллизионных событий. Примером тому может служить Мамская кристаллическая полоса Байкало-Патомской складчатой зоны. В современной структуре региона она отделена от основного поля нижнепалеозойских деформаций Забайкалья Байкало-Витимской зоной позднерифейской складчатости. Здесь U-Pb датированием цирконов из синскладчатых и синметаморфических гранитов юго-западной части полосы были получены значения 421 ± 15 млн лет [Зорин и др., 2009], которые значительно моложе подобных образований Приольхонья. Сопоставление возраста складчато-разрывных дислокаций орогена с возрастом формирования линейной складчатости в осадочном чехле краевой части Сибирской платформы показывает, что раннепалеозойское аккреционно-коллизионное событие осуществлялось на протяжении достаточно продолжительного интервала времени (около 75 млн лет), проявляясь в различных участках коллизионной системы в разное время.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ СЕГМЕНТЕ ЦАСП

Позднепалеозойский метаморфизм. Основные метаморфические события в Забайкалье до последнего времени связывали с каледонскими аккреционно-коллизионными процессами по аналогии с событиями в пределах Прибайкальского аккреционно-коллизионного пояса [Донская и др., 2000; Donskaya et al., 2001; Гордиенко, 2006]. Однако установление в пределах региона тектономагматических событий, проявившихся позднее раннего палеозоя, позволяли полагать возможность проявления метаморфизма моложе раннепалеозойского. С целью обнаружения возможных свидетельств более поздних метаморфических процессов, авторами статьи был изучен разрез метаморфического комплекса горы Мандрик, располагающийся на существенном удалении от основного фронта раннепалеозойских аккреционно-коллизионных событий (рис. 3). Наиболее представительный разрез комплекса горы Мандрик располагается на левобережье р. Селенга севернее пос. Еловка (~30 км от г. Улан-Удэ). Метаморфические образования слагают крупный ксенолит среди гранитоидов баргузинского комплекса. По геологическим данным метаморфиты рассматривались в качестве гаргинской толщи раннего протерозоя, либо итанцинской свиты алданского яруса эопалеозоя [Беличенко, 1969]. Вскрывающиеся в разрезе породы представлены мигматизированными клинопироксен-роговообманковыми и роговообманковыми кристаллическими сланцами, биотит-амфиболовыми гнейсами и мраморами. В кристаллических сланцах клинопироксен пред-

Рис. 3. Схема геологического строения района горы Мандрик.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные образования ранней юры; 3 — динамометаморфизованные ванд-раннепалеозойские (?) образования; 4 — образования метаморфизованные в ранней перми; 5, 6 — гранитоиды позднего палеозоя: 5 — зазинский комплекс, 6 — баргузинский комплекс; 7, 8 — залегание плоскостных и линейных элементов: 7 — полосчатость, 8 — динамометаморфическая сланцеватость, 9 — линейность минеральная, 10 — разрывные нарушения; 11 — место отбора пробы.



ставлен диопсидом ($En_{36}Wo_{47}Fs_{17}$), роговая обманка — магнезиогастингситом и паргаситом. Мраморы помимо кальцита и доломита содержат форстерит (Fe_{99}) и флогопит. Плоскостные текстуры в породах разреза (полосчатость, сланцеватость и реликтовая слоистость) под средними углами погружаются на северо-запад, образуя псевдомоноклиналь. Изредка в пределах этой структуры отмечаются мелкие изоклинные складки, шарниры которых погружаются по падению полосчатости. Складки и мигматитовая полосчатость составляют единый структурный парагенезис, что позволяет считать, что их формирование происходило синхронно и в единых условиях метаморфизма.

Корректная оценка *PT*-параметров метаморфизма в пределах исследованной толщи затруднена по причине отсутствия минеральных парагенезисов, для которых можно применить надежные геотермобарометры. Единственной минеральной ассоциацией, по которой удалось оценить параметры метаморфизма, является ассоциация роговой обманки и плагиоклаза. Расчеты были выполнены для клинопироксен-роговообманкового кристаллического сланца. Роговая обманка в этой породе представлена магнезиогастингситом ($SiO_2 = 41.50$ мас.%, $TiO_2 = 1.37$, $Al_2O_3 = 11.47$, $FeO = 19.71$, $MgO = 9.74$, $CaO = 11.96$, $Na_2O = 1.98$, $K_2O = 2.01$), плагиоклаз-олигоклазом ($SiO_2 = 62.02$ мас.%, $Al_2O_3 = 23.98$, $CaO = 4.99$, $Na_2O = 8.79$, $K_2O = 0.35$). Давления, оцененные по амфиболовому геобарометру [Schmidt, 1991], составили 6.5 кбар, а температуры, рассчитанные по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [Holland, Blundy, 1994], — 738 °C. Ассоциации пород в метаморфической толще в сочетании с рассчитанными параметрами метаморфизма соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации (зона мигматизации).

Для изотопного датирования была отобрана проба из жильного материала мигматизированных роговообманковых кристаллических сланцев. Из пробы выделен аксессуарный циркон, который представлен двумя типами кристаллов. Циркон *первого типа* — желтоватые субидiomорфные кристаллы призматического габитуса. Для него характерна хорошо выраженная зональность: мутные или полупрозрачные ядра кристаллов и прозрачные оболочки. Зональность цирконов хорошо проявлена также на снимках, сделанных в катодно-люминесцентных изображениях: оболочки темные, тогда как ядерные части характеризуются большим разнообразием свечений (рис. 4, а). В оболочках циркона величины Th/U варьируют от 0.10 до 0.37 (табл. 1). Циркон *второго типа* представлен бесцветными прозрачными остропирамидальными кристаллами. Он не имеет зональности, не содержит включений (см. рис. 4, б) и характеризуется высокими значениями Th/U — 1.14—1.20. Формирование циркона второго типа могло быть связано с процессами частичного плавления при мигматизации роговообманковых кристаллических сланцев.

U-Pb датирование осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Кар-

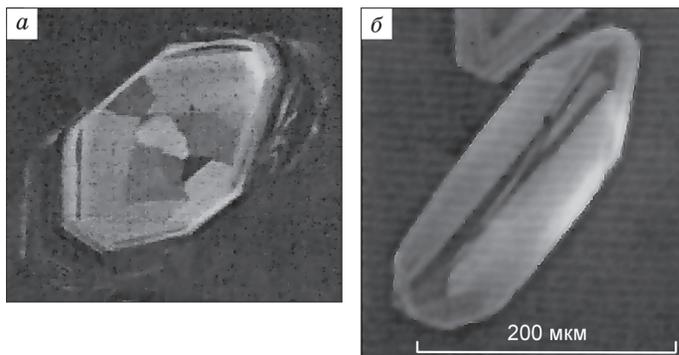


Рис. 4. Фотографии цирконов из кристаллических сланцев горы Мандрик (пр. 07045).

а, б — пояснения см. в тексте.

Таблица. 1. Результаты U-Pb анализа цирконов из роговообманкового кристаллического сланца (пр. 07045)

Кристалл, номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн лет	
						(1)		(1)		(1)				(1)	
						$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1.1	2.29	3479	535	0.16	142.1	0.0520	5.2	0.33	5.2	0.0465	0.5	0.096	292.8 \pm 1.4	286 \pm 119	
7.1	0.60	1837	306	0.17	74.7	0.0542	4.8	0.35	4.9	0.0470	0.6	0.117	296.3 \pm 1.6	378 \pm 109	
10.1	0.52	1204	114	0.10	49.1	0.0518	6.9	0.34	6.9	0.0472	0.7	0.102	297.3 \pm 2.1	275 \pm 157	
4.1	0.19	1621	507	0.32	66.0	0.0512	2.3	0.33	2.4	0.0473	0.6	0.239	298.1 \pm 1.7	249 \pm 54	
9.1	—	2048	351	0.18	85.9	0.0533	1.9	0.36	2.0	0.0489	0.5	0.235	307.6 \pm 1.4	341 \pm 43	
5.1	0.01	1264	448	0.37	53.3	0.0523	1.5	0.35	1.6	0.0491	0.5	0.328	309.1 \pm 1.6	299 \pm 35	
8.1	0.92	140	116	0.85	14.9	0.0591	13.1	1.00	13.2	0.1226	1.6	0.123	745.6 \pm 11.4	572 \pm 286	
11.1	—	425	432	1.05	175.5	0.1830	0.6	12.12	0.8	0.4803	0.6	0.690	2528.7 \pm 11.6	2680 \pm 10	
10.2	0.31	182	64	0.36	78.3	0.1918	1.4	13.16	1.7	0.4977	0.9	0.525	2604.0 \pm 18.6	2757 \pm 23	

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1 σ . Pb_c и Pb* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно.

Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.37 % (1 σ). Rho — коэффициент корреляции изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

(1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

пинского. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта TEMORA. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье И. Вильямса [Williams, 1998]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black, Kamo, 2003]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Результаты анализа зерен циркона пр. 07045 представлены в табл. 1 и на рис. 5. На U-Pb диаграмме с конкордией точки изотопных составов оболочек циркона первого типа и циркона второго типа (в сумме шесть точек) образуют конкордантный кластер с возрастом 295.3 \pm 1.6 млн лет (СКВО = 0.070). Мы интерпретируем этот возраст как время мигматизации и метаморфизма.

Было проанализировано также три ядра циркона первого типа. Два ядра циркона (номера 07045_11.1 и 07045_10.2, см. табл. 1) дали $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты 2680 \pm 10 и 2757 \pm 23 млн лет (ошибка 1 σ). Ядро третьего исследованного циркона (07045_8.1) характеризуется $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 746 \pm 11 млн лет. Разнообразие возрастов ядер циркона первого типа может указывать на метаосадочную природу роговообманковых кристаллических сланцев, а возраст ядра циркона 746 млн лет свидетельствует о том, что накопление осадочной толщи происходило позднее этого временного интервала.

Рассматриваемые метаморфические образования располагаются в пределах так называемой Селенгино-Витимской зоны скалывания или проницаемости [Беличенко, 1969, 1977]. По результатам гео-

физической интерпретации она выделяется как межблоковый структурный шов, проявленный в верхней коре [Литвиновский и др., 1993]. Следовательно, можно полагать, что проанализированные высокотемпературные метаморфиты приурочены к зоне региональной тектонической деструкции и проявления тектонометаморфических процессов в позднем палеозое.

Позднепалеозойский магматизм. Главным аргументом в пользу широкого проявления позднепалеозойского магматизма в пределах Забайкалья являются многочисленные массивы гранитоидов,

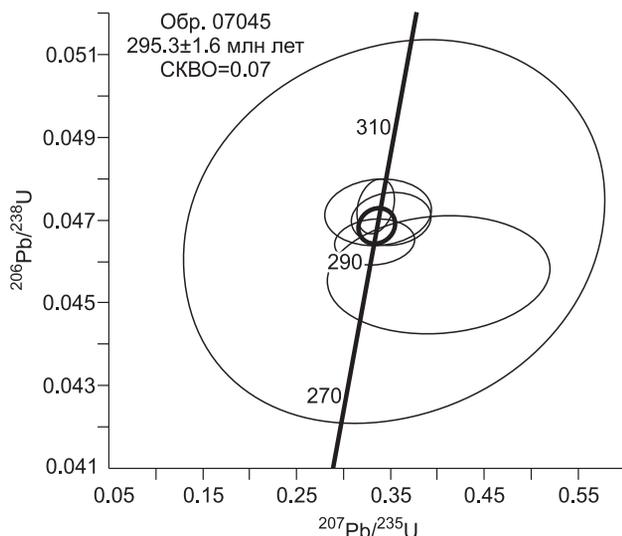


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из кристаллических сланцев горы Мандрик (пр. 07045).

относимых к Ангаро-Витимскому ареал-плутону (или батолиту). Подобные образования занимают около 80 % рассматриваемой территории (см. рис. 1).

Ранее становление батолита связывали с рифейским этапом в развитии байкалид Байкальской горной области [Салоп, 1967]. Позднее в процессе накопления информации по геологии, стратиграфии и магматизму, появились косвенные данные, указывающие на образование батолита в раннем палеозое [Беличенко, 1977; Литвиновский и др., 1993; и др.]. Однако качественный прорыв в определении времени формирования Ангаро-Витимского батолита начался в восьмидесятые годы прошлого столетия, в связи с применением новых методов изотопного датирования. Результаты детальных геохронологических исследований гранитных интрузий региона за последнее десятилетие показали, что их становление произошло в два этапа на интервале времени 340—270 млн лет [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Антипин и др., 2006; Цыганков и др., 2007; и др.]. Эти же данные позволили наметить границы между выделившимися этапами, отражающими, кроме различий в составе и возрасте, также различные геодинамические обстановки гранитообразования. Предполагается, что образование гранитоидов раннего этапа (340—320 млн лет) происходило на коллизионной (10 %), а позднего этапа (310—280 млн лет) на постколлизионной (90 %) стадиях развития территории. Геодинамические условия становления батолита традиционно объясняются с позиции коллизионного взаимодействия Центрально-Монгольского микроконтинента и Сибирского континента, а сам процесс магмообразования связывается с подъемом горячего мантийного диапира после коллизии континентальных плит [Литвиновский и др., 1993].

Для получения дополнительной информации, необходимой для выяснения возможных условий формирования гранитоидов, был проведен анализ глубинного строения региона. Объемная модель Ангаро-Витимского ареал-плутона, построенная на основе геологических и геофизических данных, позволяет трактовать «батолит» как огромную пластину, мощность которой варьирует от 2 до 20 км (при преобладающих значениях 7—10 км), обладающую сложноустроенной подошвой и субгоризонтальной кровлей [Литвиновский и др., 1993; Zorin et al., 1995; Мазукабзов и др., 2006; Турутанов и др., 2006]. Современная глубина границы М под ареал-плутоном варьирует от 40 до 48 км. Батолит выведен на поверхность и в значительной мере эродирован. Учитывая, что глубина формирования интрузий раннего этапа оценивается значением 10—17 км [Литвиновский и др., 1993], можно предположить, что толщина коры в период гранитообразования, возможно, достигала 55—60 км. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют в пользу формирования ранних интрузий Ангаро-Витимского «батолита» в условиях утолщенной коры. Подобное утолщение, предшествовавшее масштабному выплавлению позднепалеозойских гранитоидов, могло возникнуть в коллизионных либо субдукционных условиях. Предположение о том, что значительная часть гранитоидов Ангаро-Витимского ареал-плутона формировалась в условиях растяжения [Цыганков и др., 2007], не противоречит вышеизложенному мнению, так как растяжение в данном случае вполне может быть связано с распадом орогенного сооружения, возникшего в процессе тектонического сучивания.

Позднепалеозойские деформации. Позднепалеозойские деформации наиболее обстоятельно были изучены в Багдаринской синформе [Руженцев и др., 2005], которая представляет собой аллохтон со сложной покровно-складчатой структурой. Структурное обособление аллохтона вызвано тектоническим срывом слагающих его толщ с кристаллического основания и последующим их расчешуиванием. Возможная амплитуда шарьирования может достигать 20—25 км. В пределах синформы установлен структурный парагенез (последовательные складки течения, межпластовый кливаж, взбросы, складки изгиба), который указывает на то, что тектонический транспорт аллохтонных масс осуществлялся в северо-западном направлении. Эта структура была прорвана дискордантными интрузиями гранитоидов витимканского комплекса, относимых к Ангаро-Витимскому батолиту, с возрастом от 320 до 290 млн лет. Усойский массив, рассматриваемый в составе витимканского комплекса, интерпретируется нами как неоавтохтон, маркирующий время завершения покровно-складчатых деформаций. Возраст массива 288 ± 2 млн лет соответствует середине ранней перми [Руженцев и др., 2007]. Следовательно, трансформация Точерского прогиба (рис. 6) в покровно-складчатое сооружение происходила во временном интервале поздней карбон—ранняя пермь.

Элементы покровного строения, связанные с тектогенезом позднего палеозоя, устанавливаются в районах распространения метаморфических образований, ассоциирующих с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Подобным примером может служить Большесухинский надвиг Морского хребта. Он имеет дугообразную форму и погружение в северном направлении. По его пологой поверхности структурные комплексы раннего палеозоя надвинуты на гранитоиды позднего палеозоя. Другим примером является Икатский надвиг северо-западного простирания с падением тектонического шва на восток. По нему гнейсограниты позднего рифея, ремобилизованные в позднем палеозое, надвинуты на мраморизованные известняки раннего кембрия.

Позднепалеозойский седиментогенез. В Западном Забайкалье к настоящему времени среди стратифицированных образований, ранее относимых к венду — раннему палеозою, установлены фрагменты

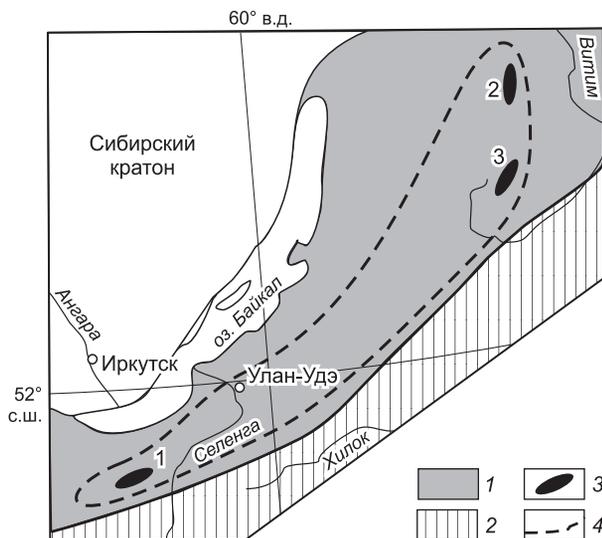


Рис. 6. Схема распространения верхнедевонско-раннекарбоновых осадочных толщ в Западном Забайкалье.

1 — доверхнепалеозойские складчатые зоны; 2 — зона распространения мезозойских вулканоплутонических ассоциаций и комплексов метаморфических ядер; 3 — фрагменты бассейнов седиментации: 1 — Урминского, 2 — Багдаринского, 3 — Уакитского; 4 — предполагаемый контур позднепалеозойского Точерского прогиба.

бов рифтогенного типа, развивавшихся на неопротерозойско-каледонском складчатом основании за счет растяжения в тыловых областях активной континентальной окраины. В пределах Западного Забайкалья верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования обнаружены на двух участках (Уакитский, Багдаринский). В Юго-Западном Забайкалье осадочные образования позднего палеозоя отмечены в бассейне р. Иро (урминская толща). Несмотря на то, что они находятся на значительном удалении друг от друга, для них свойственны близкие породные ассоциации, свидетельствующие о сходных условиях осадконакопления. Не исключено, что ранее они могли составлять единый обширный бассейн (рис. 6).

В Уакитском районе карбонатно-терригенные образования, датированные поздним девоном—средним карбоном, накапливались в мелководном бассейне с меняющимися фациальными условиями. Среди них реставрируются условия, соответствующие крупной дельте, аллювиальной равнине, карбонатной платформе [Ненахов, Никитин, 2007]. В строении разреза отмечаются два цикла седиментации: трансгрессивный и регрессивный. Регрессивный цикл завершается накоплением груботерригенных образований и вулканизмом основного состава. Эти отложения прорваны гранитоидами, относимыми к Ангаро-Витимскому батолиту.

В Багдаринском районе фрагменты позднепалеозойских осадочных разрезов выделяются в контурах деформированных тектонических пластин, составляющих Багдаринскую синформу [Руженцев и др., 2005]. Северо-западное крыло ее сложено терригенными образованиями, выделяемыми в точерскую свиту флишеидного строения мощностью до 2.1 км. Набор пород варьирует от конгломератов до алевропелитов и глинистых сланцев. Однако основной фон свиты составляют пестроцветные песчаники, состав которых меняется от полимиктовых до аркозовых. Ороченская и якшинская свиты общей мощностью до 1.5 км тяготеют к юго-восточной части Багдаринской синформы. Базальные слои ороченской свиты сложены конгломератами по составу подобными конгломератам точерской свиты. Верхняя часть свиты состоит из доломитов, часто водорослевых, с прослоями известняков и углеродисто-глинистых сланцев. Якшинская свита, залегающая согласно на доломитах ороченской свиты, в нижней части сложена известняками с прослоями глинистых сланцев, а верхней — глинистыми сланцами и филлитизированными граувакками. По возрасту, составу и строению терригенная часть якшинской свиты сопоставима с точерской свитой [Руженцев и др., 2007]. Определенный интерес вызывает черносланцевая толща, не имеющая однозначного стратиграфического положения среди верхнепалеозойских образований. Она состоит из черных глинистых сланцев, реже глинисто-кремнистых сланцев с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Появление ее указывает на возникновение стагнационных условий в развитии бассейна седиментации, обусловленных изолированностью и застойными процессами в пределах относительно глубоководных депрессий. Возможно, подобные условия могли возникать в контурах обширного Точерского прогиба [Руженцев и др., 2005].

Урминская свита Юго-Западного Забайкалья (мощностью до 1250 м) по особенностям строения разреза и фациям близка багдаринской свите Багдаринской синформы. Фациальные характеристики разрезов свидетельствуют о накоплении толщи в условиях мелководного шельфа. Толща сложена преимущественно терригенными образованиями и имеет трехчленное строение, которое указывает на трансгрессивно-регрессивный режим в развитии бассейна. Возраст урминской свиты на основании палеонтологических данных отвечает позднему девону [Филимонов и др., 1999].

Таким образом, данные о характере распространения и особенностях строения осадочных толщ девона—раннего карбона позволяет предположить, что в позднем палеозое на территории Забайкальско-

го сегмента ЦАСП происходило заложение и развитие предгорного (форландового) прогиба. Вероятно, в контурах этого прогиба существовал обширный бассейн, закрытие которого произошло в позднем карбоне в результате тектонических процессов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Традиционно, геодинамические реконструкции, касающиеся позднепалеозойского этапа развития Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП, базируются на различающихся подходах к интерпретации существующего геологического материала. Основные различия этих двух направлений заключаются в расхождении взглядов на геодинамику становления Ангаро-Витимского ареал-плутона, а отсюда и на природу всего позднепалеозойского этапа развития территории в целом [Ярмолюк и др., 1997; Гордиенко и др., 2006; Цыганков и др., 2007; Ненахов, Никитин, 2007]. При этом общей отправной точкой для сторонников обоих концептуальных подходов является постулат о том, что главенствующая роль в тектонической эволюции Забайкалья в позднем палеозое принадлежит процессам, обусловленным развитием активной континентальной окраины андского типа, эволюционировавшей за счет погружения океанической коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Более детальная интерпретация развития Забайкалья в позднем палеозое, базирующаяся на изотопно-геохимических и петрологических данных, в зависимости от подхода исследователей, приобретает свои отличительные черты. Так, согласно «плюмовой» точки зрения [Ярмолюк и др., 1997], Ангаро-Витимский батолит формировался в карбоне в тыловой части активной окраины. Проявление внутриплитной активности объясняется надвиганием края Сибирского континента на ту часть литосферы, под которой располагался мантийный плюм. При этом продукты магматической деятельности плюма своим тепловым и вещественным воздействием вызвали процессы масштабного корового анатексиса и гранитообразования. С одной стороны, вышеизложенная модель позволяет объяснить разнообразие магматических образований в батолите, а с другой — представляется странным то обстоятельство, что чрезвычайно длительное время (более 60 млн лет) плюм (как впаянный) осуществлял свое воздействие на достаточно локальный фрагмент литосферы, ограниченный областью развития гранитоидов Ангаро-Витимского «батолита». Однако в этих построениях не уделяется должного внимания складчато-разрывным дислокациям, которые в регионе имеют однонаправленную северо-западную вергентность, что практически необъяснимо с позиций проявления плюмовой тектоники. Возникшие в таком случае структуры должны были бы иметь, как минимум, дивергентную направленность. К тому же, в рамках «плюмовой» гипотезы остается нераскрытым вопрос формирования утолщенной континентальной коры, в пределах которой произошло становление Ангаро-Витимского ареал-плутона.

В работе [Ненахов, Никитин, 2007] формирование батолита рассматривается с позиции самостоятельного механизма эволюции суперплюма. Становление интрузий Ангаро-Витимского батолита, приходящееся на рубеж среднего и позднего карбона, фиксирует завершение орогенного этапа. Эти события сопровождались формированием сдвигонадвиговых структур в девонско-каменноугольных отложениях. Ведущим механизмом структурообразования представляется энсиалическая орогения, на фоне которой происходит зарождение и отмирание отдельных мантийных струй и возникновение короткоживущих рифтов. Подразумевается, что закрытие этих рифтов контролировалось псевдосубдукцией и частичной коллизией. При подобном сценарии правомерно ожидать возникновение мозаичных структур, образованных пересечением складчатых систем. Однако в рассматриваемом районе распространены выдержанные по простиранию складчатые структуры. Кроме этого, в рамках рассматриваемой гипотезы остаются непонятными причины проявления коллизионной геодинамики, а также природа гранитоидов самого батолита, имеющих «коллизионные» характеристики. К «плюмовой» гипотезе тяготеют построения Б. А. Литвиновского с соавторами [Литвиновский и др., 1993]. Они полагают, что крупномасштабное магмообразование в коре и мантии произошло после коллизии континентальных плит и связано с всплыванием горячего мантийного диапира, т.е. по существу гранитоиды формировались в посторогенных условиях, хотя по геохимическим признакам они тяготеют к коллизионным образованиям.

При анализе существующих плейт-тектонических моделей [Гордиенко и др., 2006] становится очевидным, что эти модели, допуская процессы коллизии, не касаются сути процесса, т.е. оставляют за рамками рассмотрения собственно коллидировавшие объекты. В этих гипотезах (геодинамических реконструкциях для позднего девона — раннего карбона) не приводится конкретных тектонических элементов, аккреция с которыми могла бы привести к созданию коллизионного сооружения. Тем не менее признаки, указывающие на проявление коллизионных событий (гранитоиды коллизионного типа, метаморфизм, складчато-надвиговые дислокации), в регионе имеются.

Обобщения, выполненные А.А. Цыганковым с соавторами [Цыганков и др., 2007], показали, что многообразие составов гранитоидов обусловлено гетерогенностью корового субстрата, плавление кото-

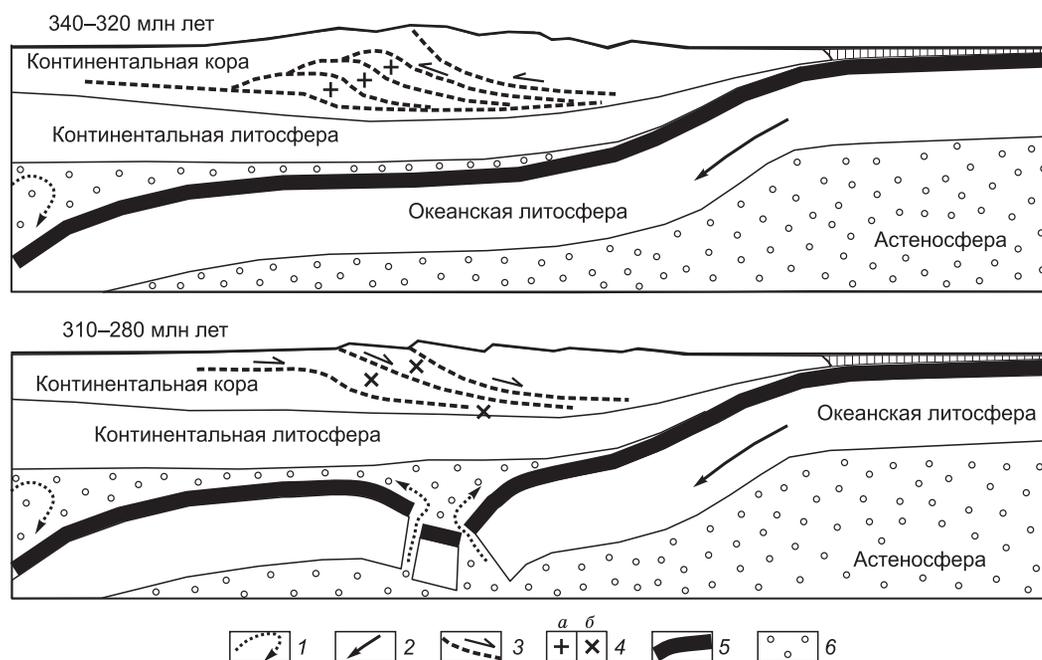


Рис. 7. Палеогеодинамическая модель для позднего палеозоя Западного Забайкалья (модель полового слэба).

1 — конвекция; 2 — направление погружения океанского слэба; 3 — зоны внутрикоровых срывов и направление тектонического транспорта; 4 — гранитоиды: *a* — коллизионные, *b* — постколлизионные; 5 — океанская кора; 6 — астеносфера.

рого за счет воздействия мантийных магм привело к становлению позднепалеозойских гранитоидов. Решение проблемы, вероятно, надо искать не только в гетерогенности субстрата, но и в особенностях субдукционного процесса. Первые попытки подобной интерпретации были предложены Л.А. Козубовой с соавторами [1982].

Имеющиеся к настоящему времени изотопно-геологические данные позволяют склоняться к разработке геодинамической модели формирования позднепалеозойского орогена с позиции субдукционного взаимодействия литосферных плит. Подобная идея отображена на палеотектоническом профиле (рис. 7), демонстрирующем, каким образом формирование позднепалеозойских структурно-вещественных комплексов Забайкалья могло быть взаимосвязано с субдукцией океанической литосферы Монголо-Охотского палеоокеана под Сибирский континент. Вероятно, после каледонской орогении началось погружение океанического слэба под венд-раннепалеозойскую окраину Сибирского континента. Траектория погружения слэба на начальном этапе имела пологий наклон, что могло способствовать стагнации слэба в переходной зоне мантии и уменьшению скорости субдукции. Подобные условия способствовали возникновению рассеянного растяжения и ускорили коллапс раннепалеозойского орогена. Именно процессы растяжения фиксируются бассейнами седиментации, сформировавшимися в позднем девоне—раннем карбоне (380—340 млн лет). Утонение континентальной литосферы в процессе растяжения способствовало проникновению мантийных магматитов в нижнюю часть коры, что привело к ее разогреву и увеличению пластичности литосферы. Благодаря увеличению плотности слэба, возникшему во время его длительного нахождения в верхней мантии, могло произойти изменение угла погружения на более крутой. В результате произошла смена режима растяжения на сжатие. Подобное динамическое воздействие океанического слэба на континентальную литосферу создало условие для ее тектонического расслоения, поскольку она к этому времени, вероятно, обладала соответствующими реологическими свойствами благодаря повышению пластичности. Эти условия способствовали возникновению *A*-субдукции. Расслоение литосферы сопровождалось проявлением складчато-надвиговых деформаций с формированием дуплексов, что привело к утолщению континентальной коры. Синхронно с этим процессом в нижних горизонтах коры продолжалось внедрение мантийных магматитов и приток подвижных компонентов в плавившийся метаморфический субстрат, что приводит к формированию анатектических гранитоидов, по геохимическим признакам близких гранитоидам коллизионного типа [Литвиновский и др., 1993; Цыганков и др., 2007]. По нашим оценкам, этот этап охватывал временной интервал 340—320 млн лет.

Очередная смена режима погружения океанического слэба, вероятно, была связана с его деструкцией. Наклонная часть слэба могла испытать откат в сторону океана с отрывом его утяжеленной пологой части. В результате этого возникли условия для растяжения континентальной литосферы и проникновения мантийного вещества в верхние горизонты коры (310—270 млн лет). В этот этап были сформированы разнообразие гранитоиды, среди которых выделяются разновидности с повышенной основностью, умеренно кислые до субщелочных, а также щелочные граниты и сиениты [Цыганков и др., 2007]. Этому же этапу отвечает формирование дайкового комплекса, представленного в бассейне р. Жирим [Шадаев и др., 2005], а также проявление высокотемпературного метаморфизма, свидетельства которого были изучены авторами статьи.

Таким образом, можно полагать, что эндогенные события позднего палеозоя в пределах Забайкалья оказали существенное влияние на переработку раннепалеозойской структуры и причинно связаны с изменением режима субдукции океанической литосферы Монголо-Охотского океана под окраину Сибирского континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтез новых и ранее опубликованных данных позволяет обосновать широкое развитие позднепалеозойских эндогенных процессов в пределах Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП, а также предложить для данной территории модель геодинамической эволюции. В качестве основных результатов проведенных исследований могут быть предложены следующие выводы:

1. Сценарий геодинамической эволюции Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП в полной мере отвечает модели развития активной континентальной окраины андского типа с варьирующим во времени наклоном погружающегося океанического слэба. В отличие от имеющихся моделей, она наиболее полно согласуется с тектоническими событиями, запечатленными в консолидированной коре, и позволяет объяснить палеотектонические перестройки, которые происходили в позднем палеозое Западного Забайкалья.

2. В эволюции слэба могут быть выделены три основных этапа. Первый этап характеризуется логичным погружением слэба в верхнюю мантию и процессами стагнации его в переходной зоне. Этот этап способствовал утонению континентальной литосферы, формированию впадин, проникновению мантийных магматитов в нижнюю часть коры и ее разогреву и увеличению пластичности. Второй этап протекал на фоне увеличения наклона субдуцирующего слэба, вызванного протекающими в нем термодинамическими процессами. Этот этап был ответственен за смену режима растяжения на сжатие, которое привело к тектоническому расслоению континентальной литосферы с возникновением континентальной субдукции (*A*-субдукция), формированию складчато-надвиговых деформаций и становлению утолщенной континентальной коры. Увеличение объемов внедрения мантийных магматитов и притока подвижных компонентов в плавающий метаморфический субстрат привело к возникновению Ангаро-Витимского батолита. Третий этап, по-видимому, был обусловлен деструкцией слэба с откатом его в сторону желоба. События этого этапа способствовали проявлению высокотемпературного метаморфизма и дальнейшему наращиванию объема батолита, которое осуществлялось в режиме постколлизийного растяжения.

3. Последовательность эндогенных процессов позднего палеозоя, проявившихся в Западно-Забайкальском сегменте ЦАСП, соответствует тектоническому циклу Бертрана и по времени совпадает с герцинской орогенцией [Руженцев и др., 2007].

4. Анализ имеющегося материала позволяет сделать вывод о широком проявлении герцинских событий не только в пределах Западного Забайкалья, но и в смежных регионах. Так, в пределах краевых поднятий Сибирской платформы они выражены дайками основных пород. В Шарыжалгайском выступе Присяянского поднятия их возраст, оцененный U-Pb методом по циркону, составляет 275 млн лет [Pisarevsky et al., 2006], а в прибайкальской части Байкало-Патомского поднятия — 274 ± 2 млн лет [Гладкочуб и др., 2008]. Кроме того, покровно-складчатые дислокации и синхронный с ними метаморфизм установлен в Тункинских Гольцах Восточного Саяна. Здесь возраст метаморфизма по результатам Rb-Sr датирования по минералам гранат-ставролит-двуслюдяного гнейса составляет 312 ± 20 млн лет [Боос, 1991]. Цифры Ar-Ar датирования биотита и амфибола из кварц-биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов лежат в диапазоне значений 316—283 млн лет [Жимулев и др., 2009]. На проявление герцинских аккреционно-коллизийных событий в восточно-забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса указывают результаты, полученные в Агинской зоне [Руженцев и др., 2008]. Эти события связываются с аккрецией Сибирского континента с Аргунским микроконтинентом и сокращением Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие фрагментов палеоокеана и коллизия террейнов проявились в среднепозднеюрское время.

Авторы искренне благодарны рецензентам В.Г. Беличенко и В.С. Федоровскому, сделавшим ценные замечания, которые сыграли позитивную роль при окончательной подготовке статьи к печати.

Работа выполнена при поддержке грантов 08-05-00245, 08-05-00177 РФФИ, программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проекты 10.2. и 10.3), интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13, НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334).

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Макрыгин В.А., Петрова З.И. Сравнительная геохимия гранитоидов и вмещающих метаморфических пород в западной части Ангаро-Витимского батолита (Прибайкалье) // Геохимия, 2006, № 3, с. 293—308.

Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 205 с.

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1977, 133 с.

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1045—1055.

Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аркелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 144 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д., Поллер У., Тодт В. Новые данные о возрасте и субстрате гранулитов Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2008а, т. 419 (6), с. 788—793.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Де Вазле Б., Станевич А.М., Писаревский С. А. Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (10), с. 990—1002.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р. Селенги // Отечественная геология, 2001, № 2, с. 57—63.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374 (7), с. 1075—1079.

Жимулев Ф.И., Рябинин А.Б., Травин А.В., Буслов М.М. Позднекарбонново-раннепермский этап формирования структуры Восточного Саяна // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всерос. молод. конф. Иркутск, 2009, с. 69—70.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 2, 328 с.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинов В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология, 1997, № 10, с. 37—44.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Коваленко В.И., Ярмлюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопные провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса и их рудоносность // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Междунар. (X Всероссийского) петрограф. совещ. — Апатиты, Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005, т. 3, с. 133—135.

Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, Наука, 1982, с. 120—126.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (5), с. 694—702.

Мазукабзов А.М., Турутанов Е.Х., Беличенко В.Г. Строение земной коры Икат-Еравнинского сегмента Восточно-Сибирского трансекта (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. — Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 183—187.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье) // Геотектоника, 2007, № 2, с. 34—53.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15 (4), с. 3—15.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17 (3), с. 3—13.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Тумуртоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Руженцев С.В., Минина О.М., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 171—196.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.М., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН, 2007, т. 417 (2), с. 225—228.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А. Палеогеодинамика забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, т. 2, с. 71—73.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника, 1998, № 5, с. 46—50.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М. Возраст гнейсогранитов Гаргинской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна / Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I Международной конференции. Улан-Удэ, Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2008, с. 460.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М., Недра, 1967, Т. 2, 515 с.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 2, с. 183—187.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберекутина Л.Н. Урминская толща — эталонный стратотип верхнего девона Западного Забайкалья // Вестн. Воронежского государственного университета, Сер. геол., 1999, № 8, с. 46—57.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 723—730.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5 (5), с. 451—466.

Black L.P., Kamo S.L. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. Early Paleozoic collisional events along southern margin of the Siberian craton (Northern segment of the Central Asian foldbelt) // Gondwana Res. 2001, v. 4 (4), p. 610—611.

Fedorovsky, V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. / Ed. E.V. Sklyarov. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of ca. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc., London*, 2008, v. 165, p. 235—246.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Spec. Publ. 1a, 1999.

Ludwig K.R. SQUID 1.02: a user's manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2000, v. 2, 19 p.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., De Waele B., Mazukabzov A.M. Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia // *Geophys. J. Intern.*, 2006, v. 167 (2), p. 649—658.

Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5—13 kbar // *Terra Abstr.*, 1991, v. 3, № 1, p. 30.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberia Transect // *Int. Geol. Rev.* 1995, v. 37, p. 154—175.

Holland T.Y.B., Blundy Y.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, № 4, p. 433—447.

*Поступила в редакцию
4 августа 2009 г.*