

УДК:551.243.4(571.55)

БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА: СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

© 2012 г. С. В. Руженцев¹, О. Р. Минина², Г. Е. Некрасов¹, В. А. Аристов¹, Б. Г. Голионко¹,
Н. А. Доронина², Д. А. Лыхин³

¹Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 7

²Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6а

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 32

Поступила в редакцию 06.06.2011 г.

Приведены новые данные по стратиграфии, структуре, изотопным датировкам, петрогеохимическим и геодинамическим характеристикам вещественных комплексов, слагающих тектонические зоны Байкало-Витимской складчатой системы. В частности, показано широкое развитие здесь наряду с докембрийскими и нижнепалеозойскими средне- и верхнепалеозойскими отложениями. Байкало-Витимская складчатая система характеризуется циклически развитием. Она включает образование четырех структурных этажей: байкальского (Rf–V), каледонского (Є–S₁), варисского (S₂–C₁) и герцинского (C₂–P). Каждому из них соответствует свой набор структурно-формационных комплексов, формирование которых проходило в определенных геодинамических обстановках. Предложена модель развития варисских и герцинских комплексов, становление которых шло в условиях последовательно сменявшихся геодинамических обстановок континентальных окраин пассивного (S₂–D₂), активных андийского (D₂–C₁) и калифорнийского (C₂–P) типов. Отмечена корреляция развития в среднем и позднем палеозое палеотектонических структур Байкало-Витимской системы и Монголо-Охотского пояса (Агинский палеоокеанический бассейн).

ВВЕДЕНИЕ

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Байкальскую складчатую область, занимают территорию южного обрамления Сибирской платформы. Они рассматриваются как часть Центрально-Азиатского пояса, включающая структурно-формационные зоны (террейны) байкальского и каледонского возраста. Опубликованы работы, в которых предложены различные модели, касающиеся возраста, тектонической зональности, структуры, геодинамики формирования и развития этих зон [3, 4, 7, 12, 20, 21, 43, 48, 56 и др.]. В результате проведенных в последние годы исследований показано [10, 12, 26, 35, 38, 39 и др.], что в Западном Забайкалье на байкальском фундаменте формировались не только каледонские, но и варисско-герцинские комплексы. Последние слагают серию зон, объединяемых в Байкало-Витимскую складчатую систему.

Байкало-Витимская складчатая система (Удино-Витимская зона каледонид [3], Удино-Витимская островодужная система – Еравнинский островодужный террейн [9, 37, 41], Байкало-Витимская и Джидла-Витимская зоны [20, 55], Баргузино-Витимский супертеррейн [44], Хамардабан-Баргузинский микроконтинент [14]) протягивается от нижнего течения Селенги вдоль Байкала на расстояние 800–850 км при ширине

до 200 км. По нашим данным она включает следующие зоны: Амалат-Еравнинскую, Икат-Багдаринскую и Турка-Курбинскую (рис. 1). Ее северо-западным обрамлением является *Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс* – структура зонального метаморфизма и гранито-гнейсовых куполов. Являясь продолжением структур Приольхонья, он рассматривается [16, 17, 44, 47, 50] как зона каледонской ремобилизации, маркирующая коллизионный фронт между структурами Байкало-Муйской и Байкало-Витимской складчатых систем.

Байкало-Муйская складчатая система (пояс) ограничивает рассматриваемый регион с северо-востока. Это серия рифейско-вендских (байкальских) складчатых сооружений. Согласно данным последних исследований [43, 44] здесь выделяются два цикла тектогенеза: ранне- и позднебайкальские. Их границы определяются процессами тектонического скупивания, метаморфизма и гранитообразования. Полученные к настоящему времени изотопные датировки позволяют отнести представленные здесь магматические комплексы к рифею–венду [21, 22, 44]. Показано [13, 22] – они образуют серию фрагментов раннебайкальских островных дуг, которые включают метаморфические породы тектонически эксгумированного основания островной дуги и вулканогенные серии, среди которых различаются бимодальные

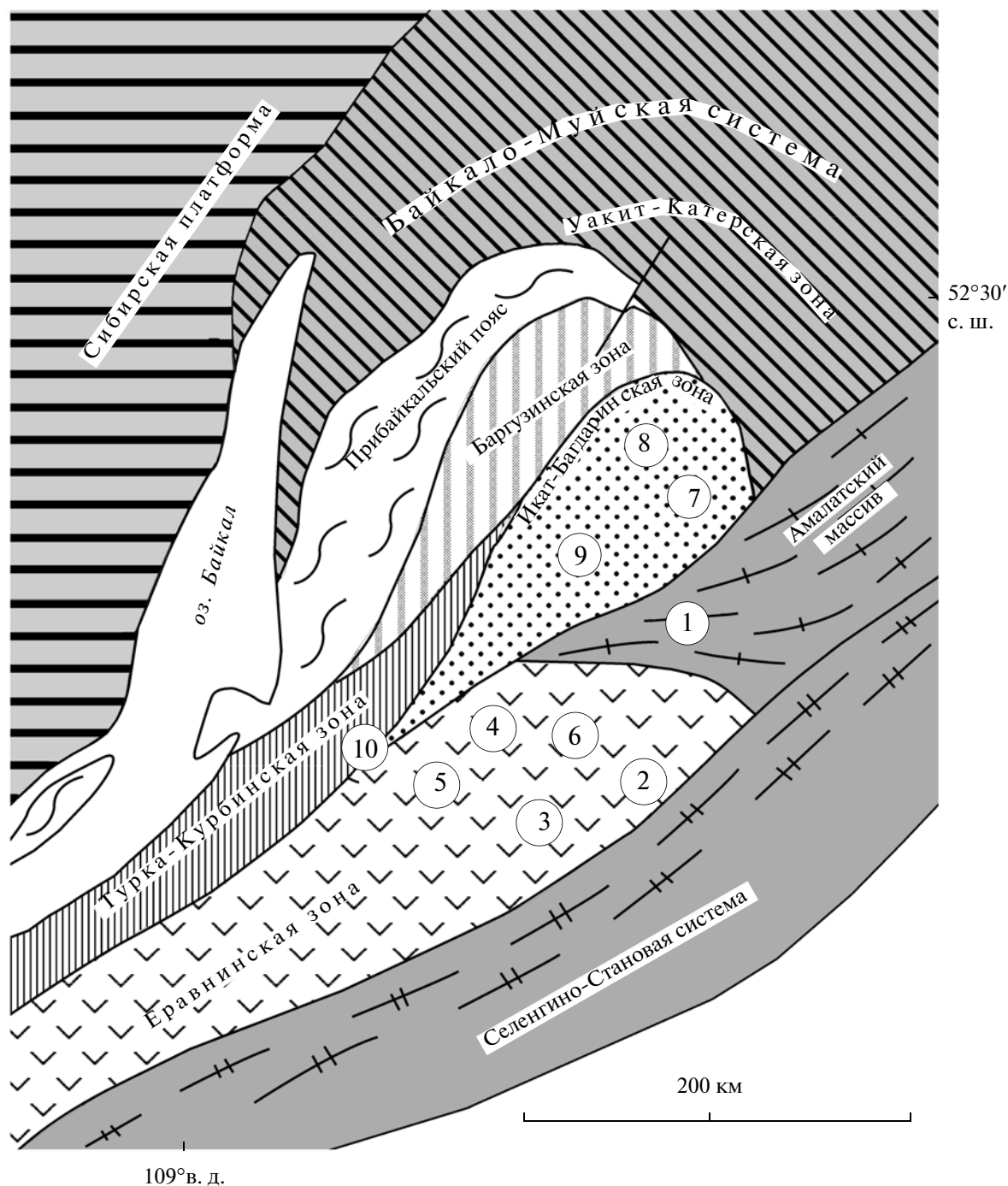


Рис. 1. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья

Цифры на схеме – участки, рассматриваемые в статье: 1 – Байса-Амалатский, 2 – Джидоттойский, 3 – Ульзутуйский, 4 – Лево-Олдындинский, 5 – Кыджимитский, 6 – Байсыханский, 7 – Багдаринский, 8 – Ципиканский, 9 – Иннокан-Точерский, 10 – Ямбуйский

базальт-риолитовые вулканыты с высокомагнезильными андезитами и бонинитами, а также известково-щелочные вулканыты с преобладанием андезитов.

В пределах Байкало-Муйской системы выделяется несколько тектонических зон. В плане сопоставления

слагающих их пород с докембрийскими породами, обнажающимися на территории Байкало-Витимской системы, нас интересуют две из них: Анамакит-Муйская и Катеро-Уакитская. Краткая их характеристика дается по [44–46]. В разрезе первой выделяются (снизу вверх): 1 – кристаллослан-

цы, гнейсы, амфиболиты; 2 — вулканогенно-карбонатно-терригенные толщи (угдокитская и парамская свиты), 3 — базальт-риолитовая серия (дельгукская, буромская, усть-келянская свиты). Раннебайкальские деформации и метаморфизм сопровождалась интрузиями гранитоидов с возрастом 786–783 млн. лет (илеирский комплекс). Оrogenные структуры представлены здесь вулканогенно-тектоническими депрессиями, выполненными субаэральными трахириолитами жанокской свиты (723 млн. лет).

Катеро-Уакитская зона сложена верхнерифейскими карбонатно-терригенными флишоидами катерской серии. Полого залегающие венд-кембрийские терригенно-карбонатные отложения выполняют систему наложенных впадин. Их возрастная датировка остается дискуссионной. В Уакитском районе эти отложения (уакитская толща, юктоканская, мухтунная и сарыхская свиты) некоторые авторы [26, 35] относят к палеозою, в том числе среднему.

Юго-восточным ограничением Байкало-Витимской системы является *Селенгино-Становая складчатая система* (Селенгино-Становой пояс [45], Западно-Становая и Хилок-Витимская зоны [6], Малхано-Яблонувый микроконтинент [14]), отделяющая ее от Монголо-Охотского пояса. Краткая характеристика Селенгино-Становой системы дается по [6, 46]. В структурном отношении она представляет сводовое поднятие, в котором выделяется серия блоков пород раннего докембрия. Рифейские образования — гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, мраморы малханского комплекса. Венд-кембрийские отложения представлены переслаиванием кварцитов, известняков и доломитов грехневской свиты. Собственно кембрийские отложения выделяются как катаевская свита (Хилок-Витимская зона) или солонцовская толща (Западно-Становая зона). Обе они представлены метаэффузивами, их эпикластами с прослоями мраморов. К верхнему кембрию отнесена толща пестроцветных терригенных пород тыпинской свиты, сопоставляемой с иташинской свитой Еравнинской зоны. С каледонским этапом развития связано становление серии крупных массивов: кручининского габброидного, крестовского гранодиоритового и олекминского гранитного. Для кручининских габброидов получены возрастные датировки в интервале 462–360 млн. лет, олекминских гранитов — 488–361 млн. лет. В позднем палеозое и мезозое Селенгино-Становая система представляла собой сводовое поднятие (Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс), в пределах которого формировались субщелочные, преимущественно кислые вулканы, а также интрузии щелочных и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Большую часть территории Байкало-Витимской складчатой системы занимают позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Отложения верхнего докембрия и палеозоя слагают изолированные участки в апикальной его части. Вместе с тем, корреляция их разрезов возможна, что позволяет обосновать следующую тектоническую зональность. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются структурно-формационные зоны (см. рис. 1): Амалат-Еравнинская (Удино-Витимская), Икат-Багдаринская и Турка-Курбинская.

Амалат-Еравнинская зона состоит из двух частей: Амалатского массива и собственно Еравнинской зоны. Их объединение в единый структурный элемент достаточно условно. Предположительно мы считаем, что в пределах Амалатского массива обнажены породы байкальского фундамента, на котором формировались отложения Еравнинской зоны.

Амалатский массив занимает территорию Витимского плоскогорья в бассейне р. Большой Амалат. Кроме того, отдельные выходы слагающих его пород вскрыты в краевых частях Еравнинской зоны. В разрезе массива выделяются две свиты: нижняя, талалинская, и верхняя, хойготская. Они изучались по левобережью р. Большой Амалат и его притоку р. Байса. В структурном отношении район представляет собой антиклиналь, осложненную системой продольных сдвигов-взбросов. В ее ядре обнажаются гнейсо-граниты с возрастом 783 ± 7.5 млн. лет (СКВО = 0.39; здесь и далее U-Pb SHRIMP II метод по цирконам, ЦИИ ВСЕГЕИ). Выше залегают переслаивающиеся кристаллосланцы, гнейсы, кварциты, мраморы, амфиболиты талалинской свиты. Структурно выше, с тектоническим контактом расположены породы хойготской свиты: битуминозные известняки, кварц-биотитовые, биотит-хлоритовые, актинолит-карбонатные сланцы, метапесчаники, содержащие “плавающую” гальку гнейсо-гранитов. Возраст талалинской свиты мы считаем рифейским, хойготской — позднерифейско-вендским.

Отдельные выходы метаморфических пород, относимых к талалинской свите, известны в пределах собственно Еравнинской зоны. Один из таких участков (Джидотгойский, см. рис. 1) представляет собой куполовидную антиформу (3×1.5 км²), в ядре которой обнажаются слюдяные и амфибол-биотитовые сланцы, гранат-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы, содержащие линзы мраморов. Возраст гнейсов 2670 ± 9.5 млн. лет (СКВО = 0.26; $53^{\circ}08'38.9''$ с.ш., $112^{\circ}57'09.5''$ в.д.). Среди метаморфических пород расположены блоки серпен-

тинизированных дунитов, перидотитов, амфиболитов, амфиболитов. Здесь же встречаются развалы глыб метабазальтов и яшмокварцитов. Возраст амфиболитов — 918 ± 15 млн. лет (СКВО = 0.10; $53^\circ 08' 09.1''$ с.ш., $112^\circ 57' 57.1''$ в.д.). Также в виде отдельных блоков среди метаморфических пород обнажаются светло-серые песчаные известняки, из которых выделены тентакулиты и конодонты: *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegl.), "*Ozarkodina*" sp., *Panderodus* sp. (S_2-D_1) [1]. Следует сказать, что подобного рода силурийско-девонские известняки характерны для Еравнинской зоны, т.е. их формирование выходило за пределы последней, накапливаясь как минимум в краевых частях Амалятского массива.

Еравнинская зона занимает территорию хребта Байсыхан и восточной части хребта Улан-Бургасы (Кыджимит-Заза-Холойское междуречье). В разрезе зоны обычно выделяются три свиты: олдындинская, карбонатно-вулканогенная (E_1), химгельдинская, карбонатно-терригенная (E_{1-2}) и иташинская, пестроцветная терригенная (E_3-O_1) [3–5, 23, 50 и др.]. Опорный разрез олдындинской свиты по данным бурения на Озерном полиметаллическом месторождении дается по [36]. Видимая мощность свиты 1600 м. Выделяются две подсвиты. Нижняя представлена археоциатовыми известняками, переходящими в толщу переслаивающихся туфитов, кислых туфов и известняков; верхняя образована туфами, лавами, эруптивными брекчиями андезитов и дацитов, выше которых залегают известняковые брекчии с вулканомиктовым цементом (до 350 м).

Наши работы в Еравнинской зоне проводились на трех участках (см. рис. 1). На юге это *Ульзутуйский участок*. В структурном отношении это сложная чешуйчатая система (рис. 2). Соотношение слагающих ее толщ показано на рис. 3. В основании вскрытой части разреза (ядро Сурхэбтинской антиформы) обнажается туфово-тефроидная толща дацитов и андезитов с прослоями грубых вулканомиктов. Выше с трансгрессивным

контактом залегает мощная (не менее 500 м) пестроцветная микстит-олиостромовая толща (ульзутуйская). Она образована вулканомиктовыми турбидитами с гравийно-конгломератовыми горизонтиками, содержащими олистолиты археоциатовых известняков, разнообразных вулканитов, реже терригенных пород. Местами здесь присутствуют линзы (до 0.5 м) глинистых известняков с тентакулитами, что определяет возраст, по крайней мере, верхней части ульзутуйской толщи не древнее силурийского. С тектоническим контактом выше расположены археоциатово-водорослевые известняки. Видовой состав археоциатов, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тайонскому ярусам нижнего кембрия. Указанные известняки трансгрессивно перекрыты вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными вулканомиктами со стратиграфическим диапазоном тайонский ярус — средний ордовик. Мы рассматриваем ее как верхнюю подсвиту олдындинской свиты. Возраст свиты, таким образом, определяется в интервале ранний кембрий — средний ордовик (532–466 млн. лет, см. рис. 2).

Широким распространением в рассматриваемом районе пользуются кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры, аплитовидные граниты озерного (олдындинского) субвулканического комплекса. Их возраст (517–510 млн. лет) позволяет рассматривать их как комагматы олдындинских вулканитов.

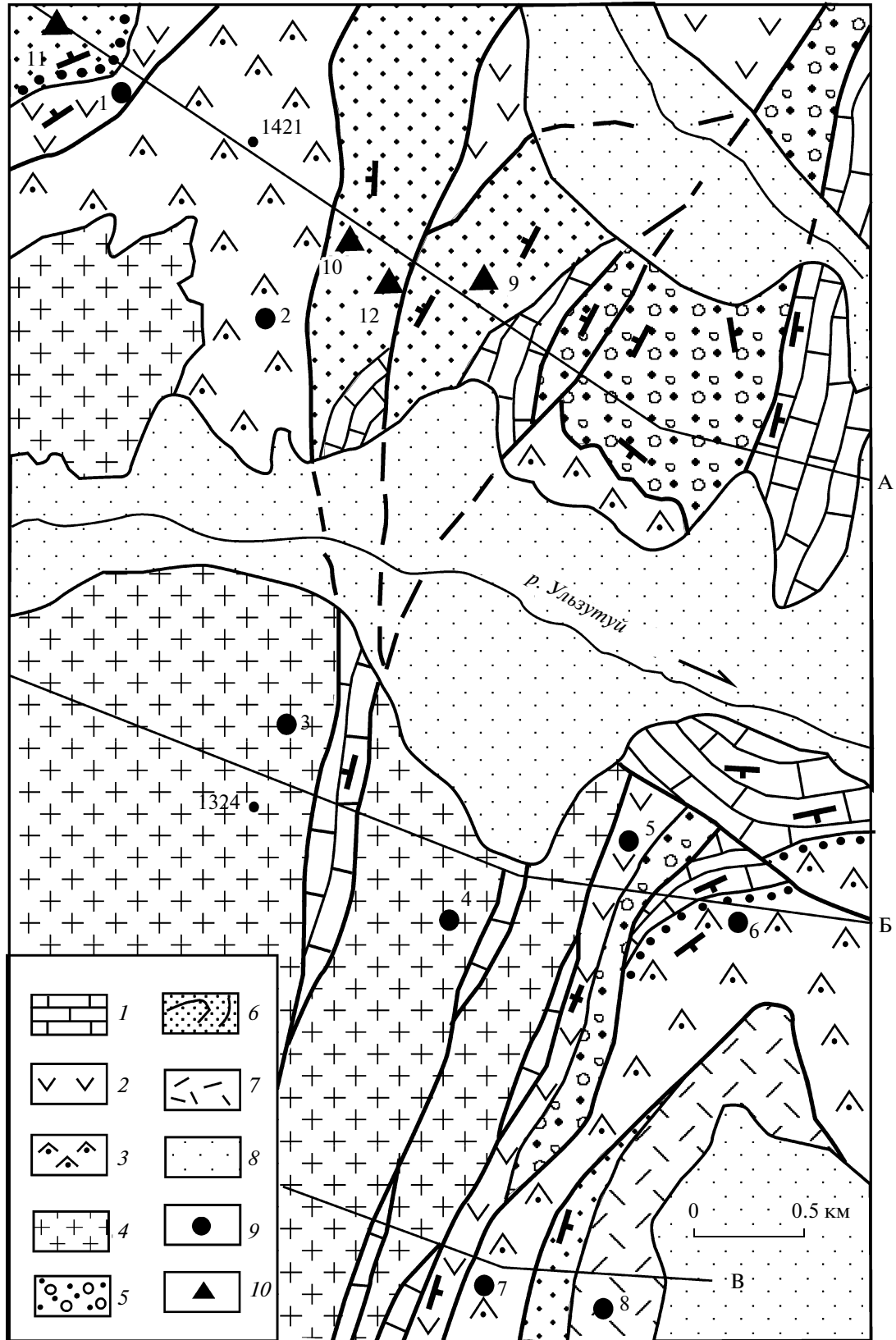
Выше олдындинской свиты несогласно, на различных ее горизонтах залегают отложения, относимые нами к среднему палеозою [1, 29, 40, 41]. Их разрез следующий (снизу вверх): 1 — базальный конгломерат (1–50 м) с галькой и валунами археоциатовых известняков, фельзитов, кварцевых порфиров, порфиритов; 2 — известковистые кварцевые песчаники (до 150–170 м) с прослоями органогенно-обломочных известняков (тентакулиты, фрагменты археоциатов, криноидей, раковинный детрит); 3 — плитчатые песчаные известняки (до 100 м), из которых выделены коно-

Рис. 2. Геологическая карта Ульзутуйского участка

1–3 — олдындинская свита (E_1-O_2): 1 — археоциатово-водорослевые известняки и доломиты, 2 — нижняя вулканогенно-тефроидная подсвита, 3 — верхняя вулканогенная подсвита; 4 — озерный субвулканический комплекс (E); 5 — ульзутуйская микстит-олиостромовая толща (O_3-S_1); 6 — песчаники, известняки, калькаренины, туфы кислого и среднего состава, фельзиты, порфириты, базальты (S_2-C_1); 7 — сурхэбтинская толща (свита): андезитовые порфириты, фельзиты, их туфы (PZ_3); 8 — четвертичные отложения; 9 — место отбора проб на абсолютное датирование; 10 — места сбора органических остатков.

Абсолютные датировки: 1 — дацит (529 ± 3 м.л., СКВО = 0.19, выс. 1380.4); 2 — андезидацит (466 ± 3.6 м.л., СКВО = 0.30, 470.4 ± 3.8 м.л., СКВО = 0.62, $53^\circ 02' 17.2''$ с.ш., $110^\circ 39' 51.4''$ в.д.); 3 — гранит-порфир (516 ± 5.5 м.л., СКВО = 0.0019, выс. 1324.1); 4 — аплитовидный гранит (513.6 ± 6 м.л., СКВО = 0.02); 5 — брекчия риодацита (532 ± 1.1 м.л., СКВО = 0.016, $53^\circ 01' 09.2''$ с.ш., $111^\circ 40' 59.5''$ в.д.); 6 — дацит (520 ± 5 м.л., СКВО = 0.38, $53^\circ 00' 54.3''$ с.ш., $111^\circ 41' 20.14''$ в.д.); 7 — фельзит (517 ± 4.4 м.л., СКВО = 0.32, выс. 1259.6); 8 — андезитовый порфирит (310 м.л. [10]).

Органические остатки: 9 — конодонты (*Pandorinellina* cf. *postexcelsa* Wang, et Ziegl., P. cf. *exqua philipi* Klapp., P. *steinhornensis* *steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp., *Polygnathus* sp.; D_{1e} ; $53^\circ 02' 36.9''$ с.ш., $111^\circ 40' 42.5''$ в.д.); 10 — тентакулиты ($S-D$), мшанки (O_3-D), криноидеи (PZ_{2-3}), кораллы, пелециподы, брахиоподы ($D-C_1$) ($53^\circ 02' 47.1''$ с.ш., $111^\circ 40' 07.9''$ в.д.); 11 — конодонт (*Panderodus unicosatus* Br. et Mehl.; $S-D_2$); 12 — брахиопода (*Theodossia* cf. *anossofi* (Vern.); D_3)



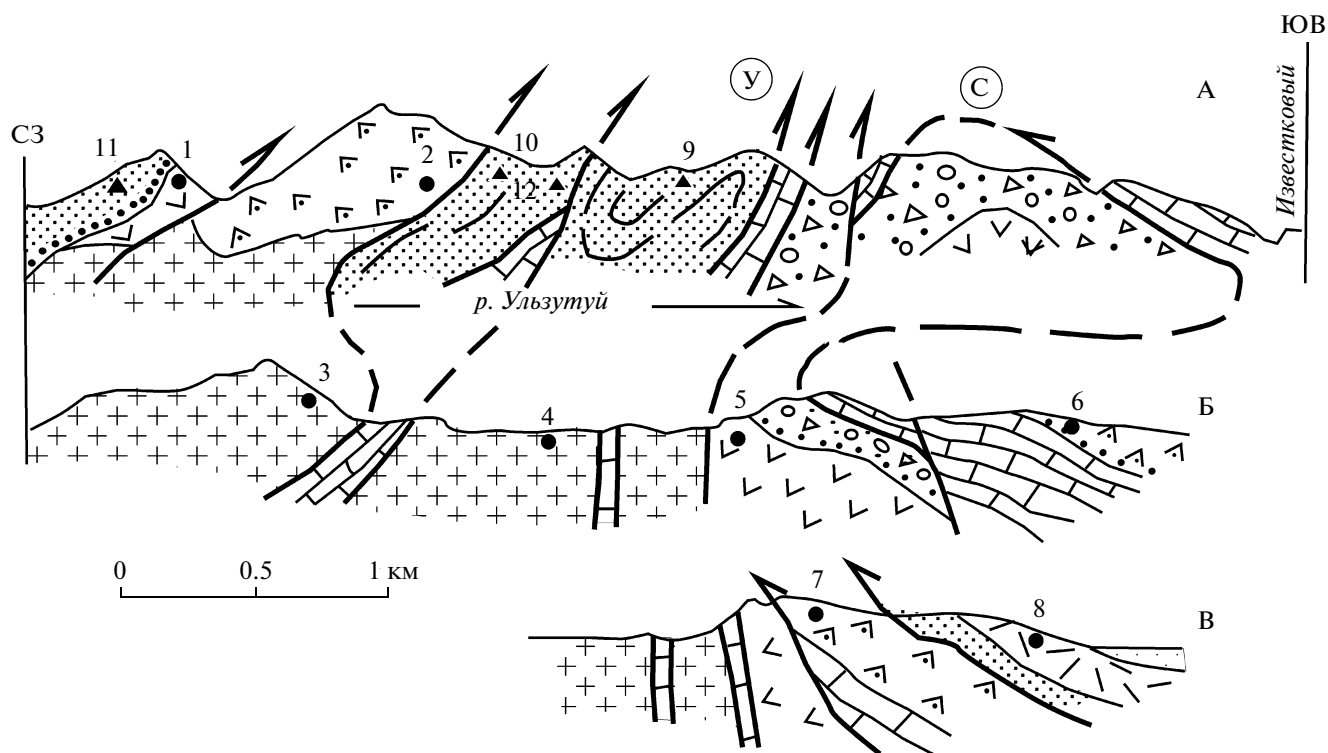


Рис. 3. Геологические профили через Ульзутуйский участок Еравнинской зоны
С – Сурхэбтинская и У – Ульзутуйская антиформы. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

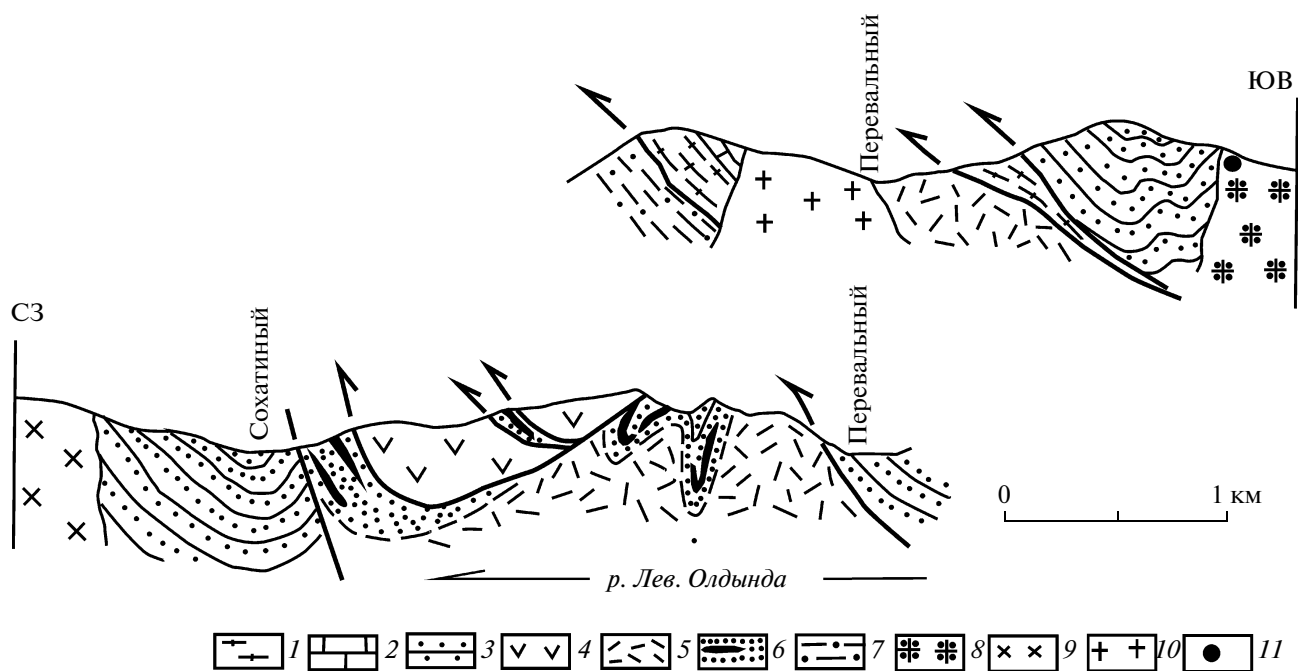


Рис. 4. Геологические профили через Лево-Олдындинский участок Еравнинской зоны
1–3 – химгельдинская свита ($P\epsilon_3$): 1 – фельзиты, кварцевые порфиры, 2 – известняки, 3 – песчаники, гравелиты, конгломераты; 4, 5 – олдындинская свита (ϵ_1): 4 – преимущественно андезиты, их туфы, 5 – преимущественно дациты, риолиты, фельзиты, их туфы; 6 – ульзутуйская толща (O_3-S_1): полимиктовые турбидиты с олистолитами кембрийских известняков; 7 – кыджимитская толща ($D?$): вулканомиктовые песчаники, туфы смешанного состава; 8 – диориты, гранодиориты (ϵ_1); 9 – гранодиориты, граниты витимканского комплекса (PZ_3); 10 – граниты, граносиениты ($T-J_1$); 11 – место отбора пробы на абсолютное датирование (536 ± 4.2 млн. лет, СКВО = 0.57)

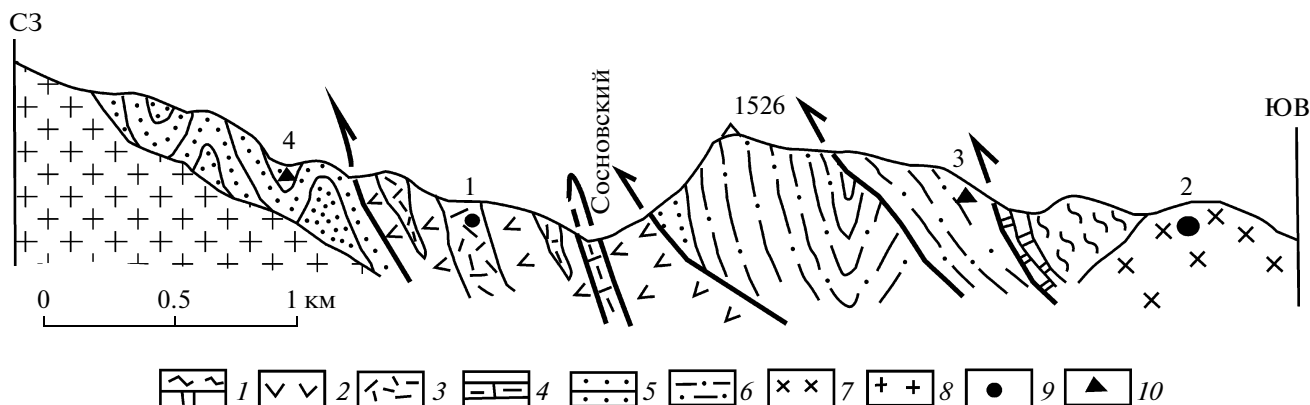


Рис. 5. Геологический профиль через Кыджимитский участок Еравнинской зоны

1 – химгельдинская свита (РЄ₃): мраморы, кварциты, сланцы, метапесчаники; 2–4 – олдындинская свита (Є₁): 2 – базальты, андезиты, 3 – дациты, риолиты, их туфы, 4 – известняки; 5, 6 – силур–девон: 5 – кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники, известняки (озерная толща), 6 – вулканомиктовые песчаники, тефротурбидиты, туфы, плагиопорфиры, фельзиты (кыджимитская толща); 7 – граносиениты (PZ₁); 8 – граниты баргузинского комплекса (PZ₃); 9 – места отбора проб на абсолютное датирование (1 – риолит: 530.8 ± 2.6 млн. лет, СКВО = 0.0036, выс. 1485.8; 2 – граносиенит: 471.1 ± 3.1 млн. лет, СКВО = 0, выс. 1319.2); 10 – места сбора органических остатков (3–4 – ругозы из группы локкофилид, S–D; водоросли Rothpletzella sp., D)

донты эмса; 4 – плитчатые известняки (40–50 м); 5 – вулканомиктовые песчаники и гравелиты, кислые туфы и лавобрекчии, фельзиты (до 200 м); присутствуют линзы (2–7 м) органогенно-обломочных известняков (тентакулиты, мшанки, кораллы, криноидеи, брахиоподы). Слои 1–4 выделяются под условным названием “известковая” (S₂-D₂), 5 – кыджимитская (D₂-C₁) толщи.

Отложения верхнего палеозоя (сурхэбригн-ская свита) представлены субщелочными дифференцированными эффузивами. Возраст андезитовых порфиритов Ульзутуя 310 млн. лет (⁴⁰Ag-³⁹Ag метод [8]). ⁴⁰Ag-³⁹Ag возраст фельзит-порфиров Озерного месторождения 290 млн. лет, а возраст трахириолитов по ручью Хулудый – 290.8 ± 4.1 млн. лет (U-Pb метод [12]).

На севере Еравнинской зоны обрабатывались два участка: Олдындинский и Кыджимитский (см. рис. 1). *Олдындинский участок* расположен в бассейне р. Левая Олдында. В структурном отношении это также система анти- и синформ, осложненная продольными надвигами (рис. 4). Выделяются два структурных элемента. Нижний (относительный автохтон) образован породами олдындинской свиты (дациты, риолиты, их туфы, реже андезибазальты). Возраст риолитов 529.8 ± 3.6 млн. лет (СКВО = 0.073; выс. 1416.5). Несогласно, с базальным конгломератом, на олдындинских вулканитах залегают ульзутуйские микститы. В отличие от стратотипа, в рассматриваемом районе преобладают песчано-алевролитовые, местами известковистые турбидиты, включающие олистолиты кембрийских известняков.

Верхний структурный элемент (аллохтон) образован породами химгельдинской свиты (до

2000 м), в разрезе которой выделяются две под-свиты. Нижняя образована кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, мраморизованными известняками, кварцевыми порфирами, фельзитами, верхняя – кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами (галька жильного кварца, гранитоидов, кислых эффузивов, терригенных пород). Считается [3, 4, 23], что химгельдинская свита надстраивает олдындинскую. Соответственно ее возраст определен как ранне- и среднекембрийский. Согласно нашим данным, контакт олдындинской и химгельдинской свит тектонический. Установлено также, что отложения верхней подсвиты прорваны дискордантными телами гранитов с возрастом 536 ± 4.2 млн. лет (СКВО = 0.57; 53°17'03.8" с.ш., 111°14'59" в.д.) и кварцевых диоритов с возрастом 513.7 ± 6.3 млн. лет (СКВО = 0.36). Эти значения определяют верхний возрастной предел химгельдинской свиты, а саму ее мы относим к докембрию.

Верхнепалеозойские отложения в рассматриваемом районе слагают серию тектонических чешуй, чередующихся с блоками нижнепалеозойских отложений. В основном это риолиты, трахириолиты, фельзиты, их туфы. Возраст фельзитов 297 ± 2.6 млн. лет (СКВО = 0.0024; выс. 1425.6).

Кыджимитский участок – правобережье р. Кыджимит (бассейн ручьев Сосновский, Хортяк и Александровский). В структурном отношении участок представляет погружающуюся к югу моноклираль, в пределах которой обнажаются докембрийские, кембрийские и девонские отложения (рис. 5). Кембрий образован породами олдындинской свиты. Преимущественно это анде-

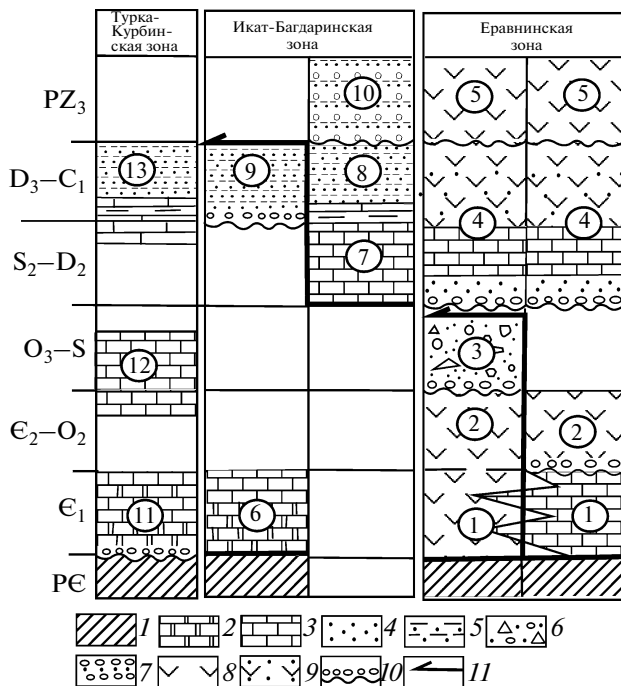


Рис. 6. Схема сопоставления палеозойских отложений Байкало-Витимской складчатой системы

1 – докембрийские комплексы байкалитид, 2 – доломиты, 3 – известняки, 4 – кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, 5 – граувакки, 6 – микстит-олистостромовая толща, 7 – моласса, 8 – вулканиты, вулканомикты (PZ_1), 9 – то же (PZ_2), 10 – трансгрессивные контакты, 11 – разрывные нарушения.

Цифры на схеме: 1, 2 – олдындинская свита (1 – нижняя и 2 – верхняя подсвиты); 3 – ульзутуйская толща; 4 – озерная и кыджимитская толщи; 5 – сурхэбтинская толща (свита); 6 – давышкинская свита; 7 – ороченская свита; 8 – яшинская и багдаринская свиты; 9 – точерская и багдаринская (истишанская) свиты; 10 – ауглейская свита; 11 – курбинская свита; 12 – “мергельная” толща; 13 – пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты

зибазальты, андезитовые порфириты с прослоями дацитов и их туфов. Возраст дацитов 530.8 ± 2.6 млн. лет, СКВО = 0.0036 (левобережье руч. Сосновый, выс. 1485.8). Возраст андезидацитов 513.0 ± 3.8 млн. лет, СКВО = 0 (правобережье руч. Хортяк, $53^{\circ}01'46.2''$ с.ш., $110^{\circ}04'37.8''$ в.д.). Отличительной чертой разреза свиты является незначительное распространение известняков, слагающих единичные маломощные прослои.

Контакты среднепалеозойских отложений с кембрийскими вулканитами повсеместно тектонические. Имеющиеся сейчас сборы органических остатков (материалы И.Г. Кременецкого, Ю.П. Катюхи и авторов) позволяют отнести их к силуру–девону, хотя, конечно, это положение требует дополнительного обоснования. Пункты сбора мшанок, кораллов и водорослей относительно редки, а сами органические остатки не очень хорошей сохранности. В формационном

отношении кыджимитский средний палеозой сходен с силурийско-девонскими отложениями Ульзутуя. Его нижняя часть (до 500 м) образована кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями песчаных известняков (озерная толща). Часто породы ороговикованы и скарнированы. Средняя часть (до 700 м) представлена переслаивающимися основными, кислыми и смешанными тефротурбидитами, вулканомиктами, в том числе конгломератами и конглобрекциями (кыджимитская толща). В разрезе присутствуют прослои литокластических туфов дацитов и андезитов. Эффузивная составляющая играет подчиненную роль и представлена плагио-порфиритами и фельзитами. Верхняя часть разреза (до 400–500 м) сложена туффитами, туфоаргиллитами, пепловыми туфами, тонкозернистыми кислыми кристаллотуфами с линзами пелитоморфных известняков.

Особое место в структуре Кыджимитского участка занимает толща, сопоставляемая с химгельдинской свитой. В основании ее разреза расположен горизонт (до 100 м) переслаивающихся мраморов и кварцитов, выше которого залегают филлитизированные известковистые алевролиты и песчаники (до 1000 м). Толща прорвана раннеордовикскими граносиенитами (471 млн. лет), что определяет ее верхний возрастной предел. Она образует верхнюю аллохтонную пластину, занимающую структурную позицию, аналогичную химгельдинской свите на Олдындинском участке.

Таким образом, на территории Амалат-Еравнинской зоны выделяются образования четырех структурных этажей: байкальского (талалинская, хойготская, химгельдинская свиты, PE); каледонского (олдындинская свита и озерный субвулканический комплекс; габбро-диорит-гранитные интрузии, граносиениты, E_1-O_2 ; ульзутуйская толща, O_3-S); варисского (озерная и кыджимитская толщи и их аналоги, S_2-C_1); герцинского (сурхэбтинская свита, гранитоиды зазинского комплекса, PZ_3). На схеме (рис. 6) показаны пространственно-временные соотношения основных структурно-формационных комплексов палеозоя.

Становление варисского и герцинского комплексов завершилось формированием покровно-складчатой структуры. Еравнинская зона – крупная дивергентная синформа, в пределах которой тектонически перетасованы разновозрастные отложения палеозоя. Амалатский массив мы рассматриваем как автохтон. Имеющиеся сейчас данные позволяют предположить общий срыв палеозойских толщ с байкальского основания. Циклическое развитие Еравнинской зоны предполагает поэтапное формирование ее структуры. Определенно можно утверждать, что к концу каледонского этапа возникла покровно-складчатая

структура, становление которой было связано с тектоническим совмещением (северная вергентность) толщ, слагающих северные и южные участки Еравнинской зоны. Это фиксируется трансгрессивно-несогласным налеганием среднепалеозойских отложений на различные горизонты нижнего палеозоя. Наиболее четко здесь проявились варисские деформации (C_1/C_2), обусловившие появление серии ретронадвигов (южная вергентность, см. рис. 2), в результате чего нижнепалеозойские отложения были надвинуты на среднепалеозойские. Вероятно, именно в это время оформилась Еравнинская синформа с ее сложночешуйчатой структурой и выведением на верхний структурный уровень докембрийских пород (Химгельдинский аллохтон).

Икат-Багдаринская зона занимает обширную территорию в пределах Витимского плоскогорья (междуречье рек Большой Амалат и Ципикан). Здесь среди верхнепалеозойских гранитоидов расположены поля докембрийских метаморфических пород байкальского основания и несколько участков относительно слабо метаморфизованных отложений палеозоя. Крупнейший из них ($80 \times 20 \text{ км}^2$) — Багдаринская синформа.

Докембрийские породы байкальского основания слагают серию тектонических блоков в осевой части Багдаринской синформы (хребет Шаман) и два крупных массива, Ципиканский и Амалатский, ограничивающих Багдаринскую синформу соответственно с севера и юга.

Шаманский выступ докембрия сформирован породами двух структурно-формационных комплексов. Первый включает две группы пород: 1 — мигматизированные амфиболиты, амфибол-сланцевые и амфиболовые сланцы ауникской толщи с жилами плагиогранитов, возраст которых 971 ± 14 млн. лет [34]; 2 — аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, метагаббро, амфиболитовые габбро-диабазы и диабазы, метабазальты и метаандезиты [11, 31]. Возраст габбро 939 ± 11 млн. лет, метабазальтов 892 ± 16 млн. лет [12]; 3 — базальты, дациты, риолиты, вулканики усойской свиты. Возраст риолитов 837.4 ± 11 и 789.2 ± 8.5 млн. лет [33]. Указанные вулканики относятся к известково-щелочной серии и с учетом их петрографо-геохимических характеристик рассматриваются как островодужные образования [12]. Второй комплекс представлен кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, филлитизированными песчаниками и микрокварцитами суванихинской (сивоконской) свиты. Пространственные соотношения перечисленных комплексов не вполне ясны.

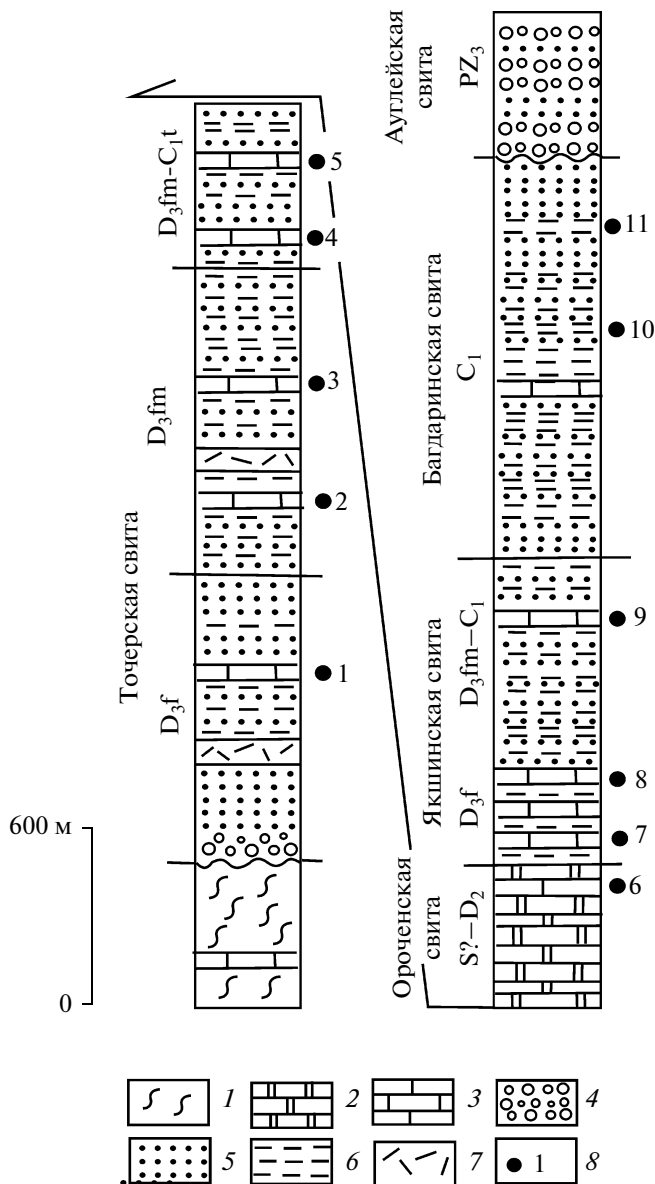
На территории Ципиканского выступа обнаружены породы ципиканской толщи (до 2000 м). Она образована переслаиванием слюдястых, амфибол-сланцевых, хлорит-сланцевых сланцев,

метапесчаников, мраморов и включает пластовые тела амфиболитов. Из слюдястых сланцев выделены идентичные по форме и геохимии детритовые цирконы, возрастные значения которых отвечают интервалу 847–781 млн. лет (количество зерен — 21). По пяти валовым пробам метаалевропесчаников с ильменит-биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевым парагенезом эпидот-амфиболитовой фации Rb-Sr изохронным методом получена изохрона с возрастом $T = 478 \pm 21$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70953 \pm 30$ (СКВО = 2.39). Это значение отвечает времени метаморфизма, в результате которого исходная рифейская протопорода превратилась в метаалевропесчаник. Возраст цирконов из амфиболитов имеет значения 767 ± 1.1 (Rf), 324 ± 5 (C_1) и 278 ± 3.3 млн. лет (P_1) [19]. Мы предполагаем, что первое значение возраста относится к цирконам ксеногенной природы, третье — соответствует времени формирования гранитного батолита. Значение возраста 324 млн. лет отвечает, по-видимому, времени формирования пластовых тел метабазитов (амфиболитов). ϵNd , рассчитанный на возраст 324 млн. лет, равен +4, что подтверждает ювенильную природу этих тел.

В разрезе Багдаринского участка выделяется ряд свит, стратиграфическая интерпретация которых дается по работе В.Г. Беличенко [3]: суванихинская (карбонатно-терригенная, $P\epsilon_3$), ороченская или тилимская (карбонатная, ϵ_1), якшинская (карбонатно-терригенная, ϵ_2), точерская (терригенная, ϵ_{2-3}), багдаринская (пестроцветная терригенная, ϵ_3). Впоследствии эта схема была уточнена Ю.П. Бутовым [4]: ороченская свита была отнесена к венду — нижнему кембрию, якшинская — среднему—верхнему кембрию, точерская — ордовику—девону. Основанием для этого послужили сборы [47] остатков флоры и конодонтов в отложениях точерской свиты.

Наши исследования показали присутствие на территории Багдаринской синформы шести палеозойских толщ, нижняя возрастная граница которых не опускается ниже позднего силура, более вероятно — девона. Последние слагают два типа разреза: ороченский и точерский (рис. 7).

Первый из них объединяет ороченскую, якшинскую, багдаринскую и ауглейскую свиты. Ороченская свита (до 1200 м) сложена доломитами. Часто это биогермовые (водорослевые) образования. В бассейне р. Точер каркас рифовой постройки образован кораллами, строматопоратами, водорослями. Из отложений свиты определены табуляты (*Serapora* sp., O–S; *Graciolopora* sp., *Pachyopora*? sp., S₂–D), строматопораты (*Stromatopora* sp., S–D; *Amphopora* cf. *angusta* Lec, D₂₋₃), криноидеи (*PZ*₂), конодонты (*Panderodus* sp., O–D; *Latericriodus* sp., D₁–D₂ef), водоросли (*Rothpletzella devonica* Masl., *Rencalis devonicus* Antropov и др., D), комплекс миоспор (D₂). На этом основании



возраст ороченской свиты мы определяем [2, 28, 30, 38, 39] в интервале поздний силур – средний девон.

С постепенным переходом выше ороченской залегают отложения якшинской свиты. В ее составе выделяются две подсвиты. Нижняя (300–350 м) образована переслаиванием известняков, глинистых сланцев, филлитизированных алевролитов и песчаников. Породы содержат обильный растительный детрит, фрагменты граптолитов, раковинный детрит. Отсюда собраны девонские табуляты, ругозы, мшанки, водоросли. Комплекс конодонтов указывает на франкий возраст нижней подсвиты [2, 28, 29, 38]. Верхняя подсвита – граувакковый флишоид. Состав обломочного материала – кварц, полевые шпаты, амфибол, слюда; литическая часть – разнообразные вулканиты. Отмечается [24] присутствие зерен хромита, сер-

Рис. 7. Геологические разрезы палеозойских отложений Икат-Багдаринской зоны

1 – докембрийские комплексы байкалид, кембрийские карбонатные отложения, 2 – доломиты, 3 – известняки, 4 – конгломераты, гравелиты, песчаники, 5 – песчаники, алевролиты, 6 – алевропелиты, глинистые сланцы, 7 – фельзиты, трахириолиты, 8 – уровни сбора органических остатков.

Цифры на рисунке: 1–8 – конодонты (1 – *Palmatolepis* sp., D₃f, 54°32'30" с.ш., 113°22'29" в.д.; 2 – *Palmatolepis* ex gr. *triangularis* Sann., P. cf. *perlobata* Ullr. et Bass., *Polygnathus* sp., "Ozarkodina" sp., D₃fm, р. Ауник; 3 – *Palmatolepis* cf. *marginifera* Ziegl., P. *perlobata* schindewolfi Ullr et Bass., D₃fm₂, 54°29'42" с.ш., 113°24'49" в.д.; 4 – *Neopolygnathus communis* Brans. et Mehl., D₃fm₃–C₁t, р. Ауник; 5 – *Pseudopolygnathus triangulus* Vog., C₁t, 54°31'51" с.ш., 113°22'14" в.д.; 6 – *Panderodus* sp., O–D₂, *Latericriodus* sp., D_{1–2}ef, руч. Безовый; 7 – *Palmatolepis transistans* Mull., D₃f, руч. Крутой, *Mesotaxis asymmetricus* Bisch. et Ziegl., D₃f₁, руч. Сивокон; 8 – *Spathognathodus* sp., D₃, руч. Большой Киро; *Scaliognathodus anchoralis* Br. et Mehl., C₁t, руч. Полютковский; 10, 11 – мшанки (10 – рабдомезиды: *Rhabdomeson* sp., *Primorella* sp., трепостомиды, C₁, руч. Алексеевский; 11 – *Rhombotrypella* sp., *Ascopora* sp., *Rhabdomeson* sp., *Primorella* sp., *Fistuliroga* sp., фенестеллиды, C₁, руч. Большая Якша)

пентина, пироксена, что предполагает разрыв пород офиолитовой ассоциации. Возраст верхнеякшинской подсвиты мы считаем фаменско-турнейским. Контакты ороченской и якшинской свит с более древними отложениями повсеместно тектонические.

Багдаринская свита (до 2000 м) представлена переслаиванием пестроцветных песчаников, гравелитов, известковистых алевролитов, редко известняков. Литическая составляющая обломочного материала: гранитоиды, разнообразные эффузивы, терригенные породы, известняки. Свита охарактеризована остатками флоры и каменноугольных мшанок (см. рис. 7). В верховьях рек Точер и Иннок выше багдаринских песчаников несогласно залегают отложения ауглейской свиты (до 900 м). В основном это конгломераты (вплоть до валунных), галька которых представлена разнообразными терригенными породами, доломитами, известняками, реже вулканитами, метаморфическими породами. В значительной степени обломочный материал свиты связан с размывом и переотложением пород багдаринской свиты. В гальке известковистых алевролитов обнаружены колонии мшанок (сетчатые фенестеллиды), характерных для багдаринской свиты. С учетом сказанного возраст багдаринской свиты мы считаем раннекаменноугольным (визейско-серпуховский интервал), ауглейской – позднекаменноугольным, возможно, раннепермским.

Точерский разрез объединяет отложения точерской свиты (2500–3000 м). Свита несогласно, с базальными конгломератами залегают на породах байкальского комплекса. В ряде мест в осно-

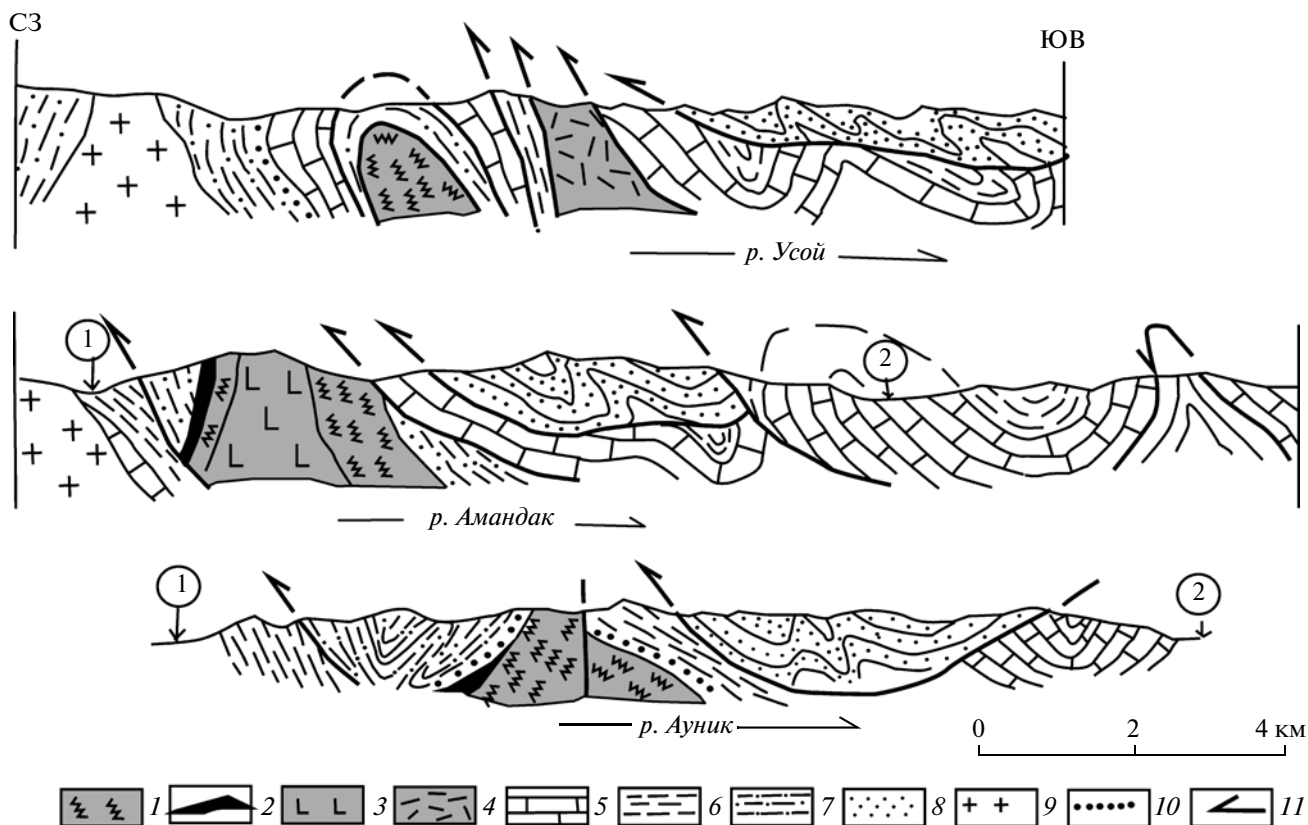


Рис. 8. Геологические профили через Багдаринскую синформу

1–4 – байкальский структурный этаж: 1 – ауникская толща (амфиболиты, зеленые сланцы), 2 – офиолиты, 3 – габбро, диориты, плагииграниты (Шаманский массив), 4 – усойская свита (риолиты, базальты); 5–8 – варисский структурный этаж: 5 – ороченская свита (доломиты, S–D₂), 6 – якшинская свита (известняки, граувакки, D₃–C₁), 7 – точерская свита (граувакки, известняки, D₃–C₁), 8 – багдаринская свита (пестроцветные терригенные отложения, C₁); 9 – граниты (PZ₃); 10 – трансгрессивные контакты; 11 – разрывные нарушения.

Цифры на профилях: 1 – р. Кара, 2 – р. Багдарин

вании их установлены блоки нижнекембрийских доломитов. В основном это граувакковый флишоид с прослоями туффигов, глинисто-кремнистых сланцев, известняков, откуда выделены франские, фаменские и турнейские конодонты [2, 29, 39]. Свита содержит конформные субвулканические тела диабазов, трахириолитов, фельзитов. Возраст последних 296 млн. лет (C₃–P₁ [18]).

Багдаринская синформа – сложно построенная покровно-складчатая структура, где в виде пакета тектонических пластин совмещены рассмотренные выше вещественные комплексы (рис. 8). Нижний структурный элемент такого пакета (относительный автохтон) образован докембрийскими породами и точерскими граувакками, на которые надвинуты отложения ороченской, якшинской и багдаринской свит (аллохтон). Толщи, слагающие автохтон, сосредоточены вдоль северо-западного края синформы. Они смяты в систему крутых, узких, высокоамплитудных складок. Более компетентные породы докембрия образуют в целом конкордантные с осевыми по-

верхностями таких складок клинья. Аллохтонный комплекс занимает юго-восточную часть Багдаринской синформы. Он образован серией тектонических пластин, залегающих на различных толщах автохтона. Внутрипокровные дислокации здесь относительно просты. Становление структуры Багдаринского района, на наш взгляд, сводится к следующему. Аллохтонные массы смещались к северо-западу, надвигаясь на различные элементы автохтона. Структурное обособление аллохтона связано со срывом слагающих его толщ с байкальского основания. В дальнейшем произошло структурное расслоение ороченской, якшинской и багдаринской свит на отдельные пластины. Наиболее продвинутыми оказались верхние из них, видимая амплитуда смещения которых достигала 10–15 км. Время формирования покровно-складчатой структуры здесь определяется достаточно точно, так как рассмотренные нарушения (в том числе разрывные) прорываются гранитами с возрастом 288 ± 2 млн. лет (СКВО = 0.055, Усойский массив).

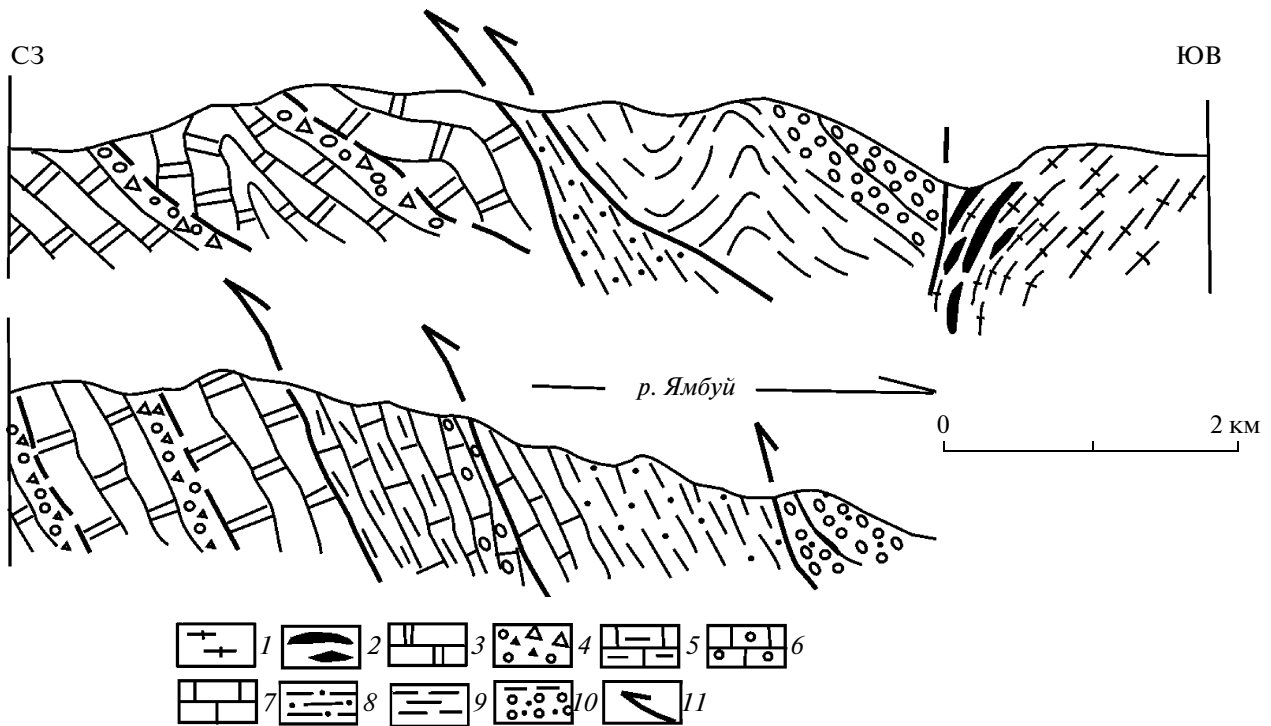


Рис. 9. Геологические профили через Ямбуйский участок Турка-Курбинской зоны

1 – асынская и ушумканская свиты (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, РЄ); 2 – Абага-Оланская сutura (ультрабазиты, высокомагнезиальные ортосланцы, амфиболиты); 3, 4 – курбинская свита (Є₁): 3 – доломиты, 4 – микститы; 5, 6 – “мергельная” толща (O₂–S): 5 – глинистые известняки и доломиты, мергели, 6 – оолитовые и онколитовые известняки; 7, 8 – пановская свита (D₂–C₁): 7 – известняки, 8 – граувакки; 9 – зумбурукская свита (C): алевриты, глинистые сланцы, известняки; 10 – ямбуйская свита (C): пестроцветная терригенная толща (моласса); 11 – разрывные нарушения

В заключение отметим – в Икат-Багдаринской зоне на гетерогенном байкальско-каледонском основании, начиная с позднего силура (определенно раннего девона) формировался среднепалеозойский (варисский) комплекс отложений, который включал следующие толщи: карбонатную (ороченская свита и ее аналоги, S–D₂), граувакковый флишиод (якшинская и точерская свиты, D₃–C_{1t}), терригенную пестроцветную (багдаринская свита, C₁). Последняя представляет собой чередование граувакковых турбидитов и относительно грубых красноцветных пород, имеющих молассоидный облик. Ауглейская свита (C₂–P₁) – эпиварисская моласса, отвечающая герцинскому этапу развития зоны.

Турка-Курбинская зона прослеживается от западного окончания хребта Улан-Бургасы до Баргузинской котловины. Большую часть ее территории занимают позднепалеозойские гранитоиды. Сама зона представляет собой серию останцов (“ксенолитов”), образованных более или менее метаморфизованными породами верхнего докембрия и палеозоя. Наши работы проводились на территории Ямбуйского участка, наиболее крупного из таких “ксенолитов”. В структурном отношении последний состоит из двух частей: Асын-

ской и Ямбуйской (рис. 9), разделенных Абага-Оланской сутурой.

Юго-восточная часть, Асынская, – погружающаяся к северо-западу моноклираль, сложенная биотитовыми, гранат-андалузит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами асынской свиты (до 3000 м). Структурно выше залегают доломитовые мраморы ушумканской свиты. По структурному положению, особенностям разреза, степени метаморфизма асынская свита сопоставима с ципиканской толщей.

В асынских сланцах присутствуют конформные тела (силлы) амфиболитизированных диабазов. Различаются два их типа: толеитовые и субщелочные. Из пробы толеитовых (53°06′37.1″ с.ш., 109°58′51.9″ в.д.) выделены три генерации циркона. Первая представлена непрозрачными округлыми, часто кородированными зернами. Для них получено семь значений во временном интервале 808 ± 12–635 ± 18 млн. лет. По морфологическим особенностям, возрасту, разнообразию Th/U отношений (0.03–3.71) они сопоставляются с детритовыми цирконами из метапесчаников ципиканской толщи и рассматриваются как ксеногенные. Для цирконов второй группы (призматические

кристаллы с продольной и концентрической зональностью) по пяти точкам получено значение 365.2 ± 4.5 млн. лет (СКВО = 0.67, Th/U = 0.5–0.75), что соответствует позднему девону. Эти цирконы мы рассматриваем как сингенетические. Третья группа – кристаллы с преимущественно концентрической зональностью – имеет конкордантный возраст 295 ± 2.1 млн. лет (СКВО = 0.0102, $n = 14$). Последний сопоставим с возрастом гранитов Ангаро-Витимского батолита – 305–285 млн. лет [49]. Мы считаем, что цирконы третьей группы контактового или метаморфогенного генезиса связаны с формированием этого батолита.

Ультрабазиты и высокомагнезиальные ортосланцы Абага-Оланской сутуры выведены на поверхность в зоне тектонического меланжа шириной 1–2 км, протягивающегося вдоль разлома, отделяющего Асынский выступ докембрийских пород от палеозойских отложений Ямбульской моноклинали. Внутренняя структура его определяется системой ромбовидных блоков интенсивно бластомилонитизированных пород докембрия, формирование которых связано с диагональными сколами в обстановке левостороннего сдвига.

Ультрабазиты образуют среди блоков докембрийских пород протяженные “пластиноподобные” тела мощностью до 100 м. Ультрабазиты представлены интенсивно антигоритизированными разностями, отвечающими по нормативному и модальному составу хромшпинелевым дунитам, гарцбургитам, оливиновым клинопироксенитам и вебстеритам. Структурные особенности дунитов и гарцбургитов определяются наличием линзовидных скоплений изометричных, либо вытянутых зерен высокомагнезиального оливина размером около 1 см, разделенных мелкозернистым мозаичным агрегатом уплощенных идиобласт (?) спайного оливина. В подчиненном количестве отмечаются ортопироксен и акцессорный хромшпинелид. Первый, как правило, замещен баститом. Второй образует изометричные зерна внутри крупных зерен оливина и замещен по краям магнетитом. Для структуры оливиновых пироксенитов характерно чередование полос крупнозернистого оливина с агрегатами удлиненных веретенообразных (0.5–1.3 см) хаотично ориентированных и взаимно прорастающих идиобласт клинопироксена и подчиненного ему оливина, погруженных в отдельные участки в тонкозернистую массу талька, карбоната.

Подобные структурные рисунки не характерны для структур ультрабазитов реститового генезиса. Происхождение их можно объяснить, скорее всего, высокотемпературным метаморфизмом ультраосновных пород в коровых условиях, что затушевывает первичную природу ультраба-

зитов и затрудняет их геодинамическую интерпретацию. Неопределенность в интерпретации геодинамики формирования ультрабазитов остается и при анализе таких индикаторных признаков генезиса ультрабазитов, как состав хромшпинелида и состав их редких элементов и редких земель. Хромшпинелид дунитов на диаграмме Cr(Cr + Al)–Mg(Mg + Fe) отклоняется от тренда хромшпинелей реститового генезиса и располагается на тренде хромшпинелидов, происхождение которых связано с фракционированием плагиоклаза и оливина. Хромшпинелиды подобного генезиса образуют поле, в которое попадают высокохромистые разности хромшпинелидов линз дунитов в истощенных мантийных породах основания островных дуг, ультраосновных кумулятов базальных горизонтов ультрамафит-мафитовых комплексов офиолитов, интрузий аляскинского типа и расслоенных интрузий (рис. 10А). Спектры РЗЭ для гарцбургита фракционированы $(La/Yb)_N = 10$. Для дунитов характерно незначительное обогащение Lu, что придает тяжелой части спектра “корытообразную” форму, свойственную как ультраосновным кумулятам, так и дунит-гарцбургитовым разностям мантийных реститов (рис. 10Б). Спектр оливинового клинопироксенита характерен для пород кумулятивных серий. Некоторым показателем мантийного генезиса является относительно высокое содержание в ультрабазитах Ni (1210–1460), но и этот показатель почти вдвое ниже его в мантийных породах океанической литосферы. Таким образом, вопрос о природе пород дунит-гарцбургит-пироксенитового ряда Абага-Оланской сутуры остается открытым.

Ортосланцы – токополосчатые породы, сложенные в меланократовых полосах тремолитом, лейкократовых – тремолитом, цоитизированным плагиоклазом и кварцем. По химическому составу сланцы отвечают высокомагнезиальной серии андезит-базальт с диапазоном содержаний: SiO₂ – 50–56, MgO – 9.5–18, Al₂O₃ – 8.7–12 вес. % и суммой щелочей 1–2.7 вес. %. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ и спайдерграммы редких элементов ортосланцев, практически идентичны таковым пород базальт-андезит-дацитовой серии олдындинской свиты (рис. 10В, 10Г).

Все вышесказанное позволяет рассматривать дунит-гарцбургит-пироксенитовый комплекс тектонического меланжа Абага-Оланской сутуры скорее всего в качестве фрагментов метаморфизованных ультраосновных пород ультрамафит-мафитового основания Абага-Оланской окраинно-континентальной вулканической дуги, а высокомагнезиальные ортосланцы – как фрагменты разреза этой дуги, связанные своим происхождением с плавления субдуцирующей под континентальную окраину палеоокеанической литосферы.

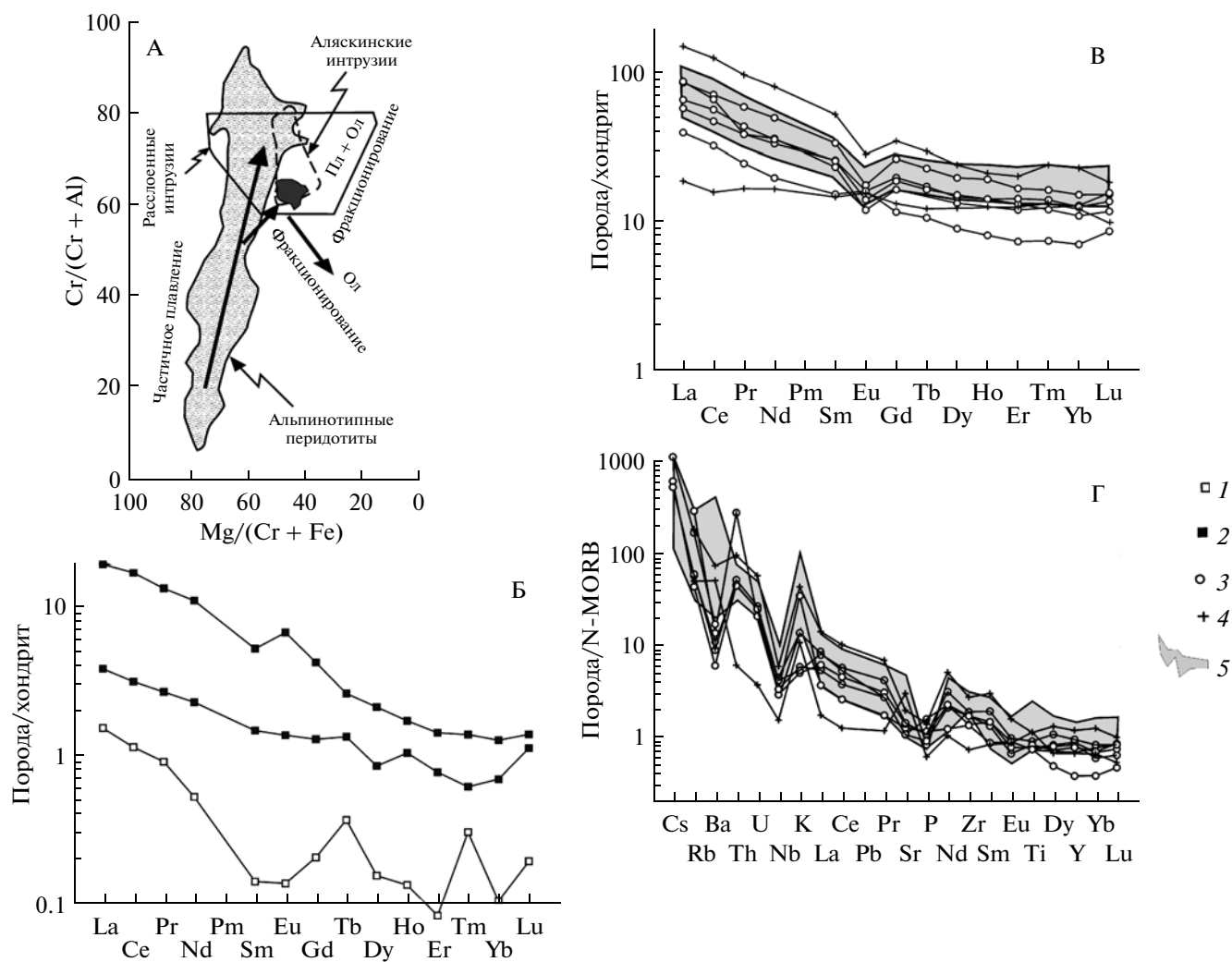


Рис. 10. Диаграмма $Cr/(Cr + Al) - Mg/(Mg + Fe)$ [57] составов шпинелей в метаультрабазитах (А), спектры распределения РЗЭ (Б, В) и спайдеграммы (Г) метаультрабазитов и ассоциирующих с ними ортосланцев Абага-Оланской сутуры. Нормировано по [58]

А: заливое поле – составы шпинелей дунитов, стрелки – тренды эволюции составов шпинелей при частичном плавлении и фракционировании Пл + Ол и Ол; Б–Г: Б – ультрабазиты; В, Г – высокомагнезиальные ортосланцы и амфиболиты.

1 – гарцбургиты; 2 – верлиты – оливиновые пироксениты; 3 – высокомагнезиальные ортосланцы (метаандезиты); 4 – амфиболиты пластовых тел в асынской свите; 5 – тренды андезибазальтов и андезитов олдындинской свиты

Следовательно, в составе Асынского блока выделяются две группы пород: 1) ультрабазиты и ортосланцы, маркирующие Абага-Оланскую сутуру, и 2) толеитовые и субщелочные диабазы, образующие серию тел в разрезе асынской и ушумканской свит. Возраст первых не установлен, вторые мы считаем среднепалеозойскими.

Северо-западная часть Ямбуйского участка представляет собой погружающуюся к юго-востоку моноклираль. Традиционно, с некоторыми вариантами, здесь выделяются [3, 4, 23, 51] следующие свиты: 1 – андреевская (малдыгенская, балбагарская) карбонатно-терригенная (Rf–V); 2 – кур-

бинская, карбонатная (E_1); 3 – пановская, преимущественно терригенная с прослоями известняков (E_{1-2}); 4 – зумбурукская, карбонатно-терригенная (E_{2-3}); 5 – ямбуйская, пестроцветная терригенная ($E_3 - O_1$). Разрез считается непрерывным. В принципе мы согласны с указанной последовательностью свит, но ее интерпретацию предлагаем другую. Разрез ямбуйского палеозоя по нашим данным сводится к следующему (рис. 11).

Андреевская свита (PE_3 , до 2000 м) – переслаивание кварц-полевошпатовых, реже кварцевых, филлитизированных песчаников, метаалевролитов, кварц-серицитовых сланцев, мраморов.

Курбинская свита (E_1 , до 1500 м) с базальным конгломератом залегает на породах андреевской свиты. Конгломерат образован галькой песчаников, мраморов, гранитоидов, амфиболитов, основных и кислых вулканитов. Собственно курбинская свита представлена массивными или грубослоистыми археоциатово-водорослевыми доломитами и известняками, содержащими прослой кварц-серицитовых сланцев, филлитизированных полимиктовых песчаников. Характерны горизонты (до 50 м) внутрiformационных карбонатных, реже полимиктовых гравелитов, конгломератов и конглобрекчий.

Карбонатная толща (до 500 м), выделяемая нами под условным названием “мергельная”, образована переслаиванием глинистых известняков, мергелей, доломитов, карбонатных брекчий; присутствуют оолитовые разности. Указанные отложения относились к нижнему кембрию и включались в курбинскую свиту. Нами из нижней части разреза “мергельной” толщи выделен конодонт *Semicontiodus cornuformis* (Serg.) (O_2 ; определение С.В. Дубининой, ГИН РАН). Средняя часть толщи содержит остатки тентакулитов (S–D) и мшанок *Fenestella* sp. (не древнее O_2 ; определение Р.В. Горюновой, ПИН РАН). Контакт между слоями 2 и 3 тектонический. Возраст “мергельной” толщи мы определяем в интервале средний ордовик – силур.

Пановская свита включает отложения двух толщ. Нижняя (до 150 м) образована плитчатыми известняками с тонкими прослоями алевропелитов (тентакулиты, S–D), переходящими вверх по разрезу в пачку переслаивания известняков с филлитизированными алевропелитами. Отсюда выделены конодонты пограничного интервала

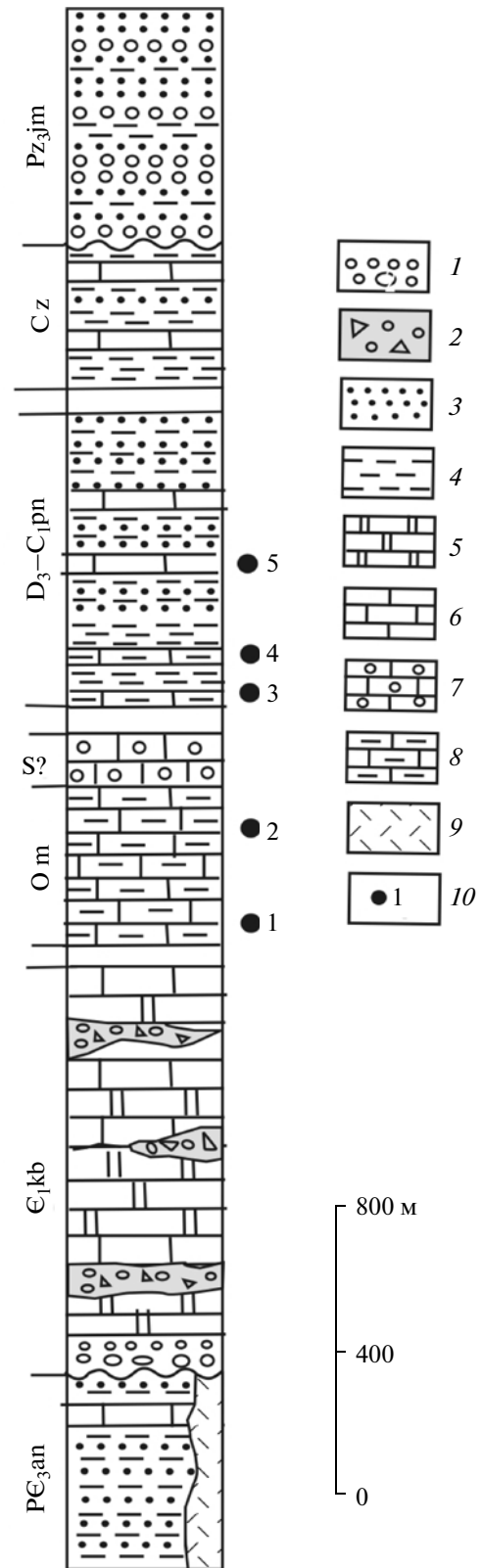


Рис. 11. Геологический разрез палеозойских отложений Ямбуйской моноклинали

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – микститы; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, глинистые сланцы; 5 – доломиты; 6 – известняки; 7 – оолитовые, онколитовые известняки; 8 – глинистые известняки и доломиты, мергели; 9 – кварцевые порфиры; 10 – уровни сбора органических остатков.

Свиты: an – андреевская, kb – курбинская, m – “мергельная” толща, pn – пановская, z – зумбурукская, jm – ямбуйская.

Цифры на рисунке: 1 – конодонт *Semicontiodus cornuformis* (Serg.) (O_2 ; 53°07'09.2" с.ш., 109°50'31.8" в.д.); 2 – мшанки *Fenestella* sp. (не древнее O); 3 – конодонты *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Ziegl., Vult., *Icriodus* sp., *Polygnathus* sp., тентакулиты, серпулиды (D_3f_1 ; 53°06'05.4" с.ш., 109°50'45.4" в.д.); 4 – конодонты *Ancyrodella* ex gr. *nodosa* Ulr. et Bassl., *Polygnathus* sp. (D_3f_2 ; 53°05'58.3" с.ш., 109°50'46.1" в.д.); 5 – трилобиты (E_2 и E_3), табуляты (O_2 – S_1), гелиолитиды (O_3 – D_2), ругозы (D_{1-2}), криноидеи (O_2 – C), тентакулиты (S–D), водоросли (E_1 , D, C) и др.

живет–фран, а выше по разрезу конодонты среднего франа (см. рис. 11). Известняки нижней части толщи мы считаем живетскими, верхней – франскими. Верхняя толща (до 800 м) представ-

лена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Характерна тонкая ритмичность напластования, глубоководная косая слоистость, подводнооползневые текстуры. Среди преобладающих терригенных отложений присутствуют линзы калькаренитов, органогенно-обломочных известняков и доломитов, карбонатных гравелитов и конгломератов (галька онколитовых и оолитовых известняков, органогенно-обломочных известняков, водорослевых доломитов). Отмечается [27] смешанный характер собранных отсюда органических остатков: фрагменты археоциат (E_1), трилобиты (E_2 и E_3), брахиоподы (O_3-D), табуляты (O_2-S_1), гелиолитиды (O_3-D_2), криноидеи (O_2-C), ругозы (D_{1-2}), тентакулиты ($S-D$), водоросли (O_3, D, C), хитинозои ($O-D$), акритархи ($E, O-S$), комплекс миоспор (D). Эту толщу мы относим к фамену-карбону. Смешанный характер органических остатков мы связываем с их переотложением в обломочных карбонатных породах.

Зумбурукская свита (до 700 м) образована алевролитами, алевропелитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков. Возраст свиты мы считаем каменноугольным. Ее отложения, по-видимому, надстраивают пановские турбидиты, хотя контакты там, где удалось их наблюдать, тектонические.

Ямбуйская свита (1000–1200 м) – толща пестроцветных терригенных пород – отличается значительной фациальной изменчивостью. Местами она представлена песчано-алевролитовыми турбидитами, местами – полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Состав обломочного материала: разнообразные гранитоиды (в том числе докембрийские с возрастом 2700 млн. лет), основные и кислые вулканиты, гнейсы, кристаллические сланцы, терригенные породы, известняки. Известняковая галька содержит органические остатки (брахиоподы, криноидеи, тентакулиты), показывающие, что возраст свиты не может быть древнее силурийского. Отложения свиты с постепенным переходом надстраивают зумбурукскую карбонатно-терригенную толщу. В формационном отношении они сопоставимы с багдаринскими, каменноугольный возраст которых фаунистически обоснован.

В пределах Ямбуйского участка последовательно обнажаются три структурно-формационных комплекса: байкальский (андреевская свита, PE); каледонский (курбинская свита, E ; “мергельная” толща, O_2-S); варисский (пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты, D_2-C_1). В наблюдаемой сейчас структуре эти комплексы дезинтегрированы в связи с их тектоническим расслоением на отдельные пластины. Можно говорить о трансгрессивном налегании нижнекембрийской карбонатной толщи (курбинская свита) на докембрийский

флишоид (андреевская свита). По-видимому, структурное расслоение ямбуйского разреза привело к выпадению пород некоторых стратиграфических уровней (E_{2-3}, D_{1-2}). Вместе с тем, следует сказать, что породы этого возраста в переотложенном виде присутствуют в карбонатно-обломочных линзах пановской и зумбурукской свит. Это дает основание считать, что в пределах Турка-Курбинской зоны шло формирование относительно полного, преимущественно карбонатного разреза нижнего палеозоя, нижнего и среднего девона. Седиментационная обстановка постепенно начала меняться лишь с позднего девона в связи с накоплением терригенных отложений пановской, зумбурукской и ямбуйской свит. Пестроцветные отложения последней мы рассматриваем как нижнюю (морскую) молассу.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Все рассмотренные зоны характеризуются циклическим развитием. В более или менее полном виде в их разрезах присутствуют соответствующие структурно-формационные комплексы, становление которых происходило в определенных геодинамических обстановках.

Байкальский структурный этаж объединяет следующие основные комплексы: 1 – метаморфические породы с верхним возрастным пределом 970 млн. лет (ауникская толща); 2 – офиолиты Шаманской и Джидоттойской сутур (939–890 млн. лет); 3 – вулканиты усойской свиты (837–789 млн. лет); 4 – гнейсо-граниты Амалатского массива (780 млн. лет); 5 – карбонатно-терригенные серии (хойготская, хингельдинская, суваннинская-ципижанская-асынская, андреевская свиты). Относительно последних с различной степенью уверенности можно говорить об их докембрийском возрасте, пространственно-временные соотношения которых сейчас определить невозможно.

Наиболее основательно строение и развитие байкалид Байкальской складчатой области изучены на территории Байкало-Муйской складчатой системы [13, 21, 22, 43, 44, 56 и др.]. Как уже отмечалось, здесь выделяются два цикла тектогенеза: ранний (1000–780 млн. лет) и поздний (700–590 млн. лет). Складчатость, метаморфизм и становление пост-тектонических гранитоидов проявились в интервалах соответственно 800–720 и 610–590 млн. лет. Если принять эту схему, приходится признать, что в пределах Байкало-Витимской системы большинство магматических комплексов относится к ранним байкалидам. Действительно, амфиболиты и зеленые сланцы ауникской толщи сопоставимы с metabазальтами нюрндуканской толщи

(1000–800 млн. лет), начинающей раннебайкальский этап формирования коры Байкало-Муйской системы [43]. Офиолиты Шаманской и Джидоттойской сутур, по-видимому, сопоставимы с Парамским и Усть-Келянским массивами, для которых дается рифейский возраст [22]. Главная магматическая ассоциация раннебайкальского цикла представлена габбро-диорит-плагиогранит-гранитными массивами муйского комплекса и бимодальными вулканитами усть-келянской, дельгукской и буромской свит (835–812 млн. лет). В Икат-Багдаринской зоне им соответствуют габбро-диорит-плагиогранитные интрузии хребта Шаман и бимодальные вулканиты усойской свиты (837–789 млн. лет). Коллизионный этап раннебайкальского цикла маркируют гнейсо-граниты кичерского и илеирского комплексов (800–780 млн. лет), которые сопоставимы с близкими по возрасту (780 млн. лет) гнейсо-гранитами Амалатского массива. В Байкало-Витимской системе широко распространены карбонатно-терригенные и терригенные отложения позднего докембрия. С известной долей условности мы сопоставляем их со сходными в формационном отношении верхне-рифейско-вендскими карбонатно-терригенными и терригенными отложениями катерской и уакитской серий (не древнее 700 млн. лет).

Проблема типизации и палеотектонической интерпретации офиолитов Байкальской складчатой области остается главной нерешенной проблемой. Предложены две модели такой интерпретации. Согласно первой, в результате распада Родинии возник Палеоазиатский океан, являющийся заливом Палеопацифики [7, 12, 15, 32, 56]. В Забайкалье это Баргузино-Витимский (Муйский) палеобассейн. К концу рифея здесь завершилось становление системы островных дуг (Келянская, Метешихинская, Катаевская) и междуговых бассейнов, сформировавшихся в пределах рифейской активной континентальной окраины [7, 14, 22]. Согласно второй [43, 44], в структуре байкалид отсутствуют следы крупных палеоокеанических бассейнов. Здесь формировались рифтогенные прогибы красноморского типа с субокеанической корой. В пользу этой схемы говорят геохимические и изотопные характеристики пород офиолитов (коровые значения $Sm/Nd = 0.08–0.11$, $\epsilon Nd(T)$ от 1.2 до -12.7 , соответствующие континентальной литосферной мантии рифея). В связи со сказанным встает проблема Абага-Оланской сутуры. Предложена модель [7, 12], согласно которой слагающие сутуру породы дунит-гарцбургит-клинопироксенитового ряда, а также высокомагнезиальные ортосланцы (метаандезибазальты, метаандезиты) являются фрагментом литосферы Забайкальского венд-кембрийского бассейна. Сейчас отсутствуют возрастные датировки пород, слагающих сутуру. Поэтому вопрос остается открытым. Нельзя исключить, что указанные породы имеют рифейский

возраст, являясь частью раннебайкальской островодужной системы.

К концу позднебайкальского этапа (610–590 млн. лет) закончилось становление складчатой структуры Западного Забайкалья. Аккреционно-коллизионные процессы сформировали вдоль периферии Сибирского кратона систему покровно-складчатых сооружений, образованных докембрийскими вещественными комплексами разного возраста и геодинамической природы. С этого времени докембрийские комплексы Байкало-Витимской складчатой системы стали составной частью Сибирского байкальского континента.

Каледонский структурный этаж включает вещественные комплексы с возрастным диапазоном ранний кембрий – силур. Наиболее полно они представлены в Турка-Курбинской и Еравнинской зонах. В первой из них это преимущественно карбонатные отложения курбинской свиты, во второй – вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения олдындинской свиты, субвулканические и интрузивные тела озерного комплекса. Нижнепалеозойские отложения Турка-Курбинской и Икат-Багдаринской зон формировались в пределах шельфового бассейна, располагавшегося вдоль южной периферии Сибирского байкальского континента. По-видимому, они слагали здесь сплошной эпибайкальский осадочный чехол. Лишь в Еравнинской зоне карбонатные породы образовывали серию разобщенных, более или менее крупных тел, находящихся в сложных пространственных соотношениях с вулканитами олдындинской свиты.

В разрезе нижнего палеозоя Турка-Курбинской зоны выделяются две толщи. Нижняя представлена преимущественно массивными или грубослоистыми доломитами нижнего кембрия, содержащими тела биогермовых (археоциатово-водорослевых) разностей. Эти мелководные отложения накапливались в условиях относительно устойчивого погружения дна бассейна, отражением чего является их значительная мощность. В то же время местами происходили перекомпенсация бассейна, развитие карста, локальные размыты с образованием внутриформационных конгломератов и конглобрекций. Верхняя толща представлена в основном плитчатыми глинистыми известняками, доломитистыми известняками, мергелями. В ямбуйском разрезе верхняя толща имеет ордовикско-силурийский возраст. Средне- и верхнекембрийские отложения в коренных обнажениях здесь не встречены, что связано, по нашему мнению, с позднейшей структурной редукцией этого разреза. В то же время, средне- и верхнекембрийские породы, представленные разнообразными, в том числе органогенно-детритовыми и оолитовыми доломитами и известня-

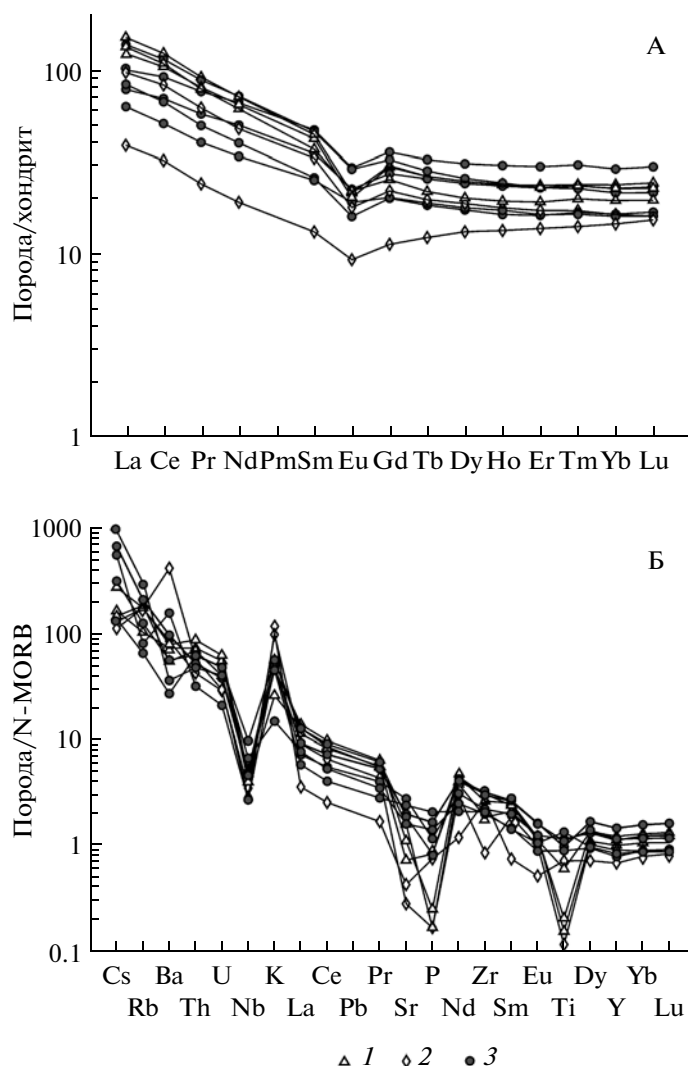


Рис. 12. Спектры распределения РЗЭ (А) и спайдерграммы (Б) вулканитов олдындинской свиты

1 – риолиты ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}79$ вес. %), 2 – дациты, андезидациты ($\text{SiO}_2 = 59\text{--}67$ вес. %), 3 – андезиты, андезибазальты ($\text{SiO}_2 = 50\text{--}58$ вес.%)

ками, присутствуют в переотложенном виде в девонско-каменноугольных отложениях пановской свиты. В более общем виде строение и условия формирования нижнепалеозойской карбонатной формации Саяно-Байкальской горной области рассмотрены Ю.П. Бутовым [4], показавшим, что конкретные, структурно разобщенные ее разрезы являются фрагментами обширной шельфовой системы, включающей барьерно-отмельную ее часть, склоновые и депрессионные зоны. В изучавшемся нами Ямбуйском участке нижняя доломитовая толща, по-видимому, соответствует барьерной части и склону карбонатной постройки, толща плитчатых известняков и мергелей – фронтальной депрессии. Ее становление отражает процесс общего углубления бассейна в ордовике и силуре. В принципе мы согласны с предложенной Ю.П. Бутовым моделью, однако считаем,

что она ограничивается не только кембрием, но применима для всего нижнего палеозоя. Следует отметить также, что для Икат-Багдаринской зоны сейчас неизвестны нижнепалеозойские отложения моложе кембрийских. Мы допускаем, что в ордовике эта зона (или какая-то ее часть) представляла собой поднятие, в пределах которого были вскрыты породы байкальского фундамента, трансгрессивно перекрытые отложениями среднего палеозоя (точерская свита).

На территории Еравнинской зоны выделяются две подзоны. Разрез северной (Левая Олдында, Кыджимит) образован преимущественно вулканитами (ϵ_1 ; 532–513 млн. лет). Карбонатные породы присутствуют в виде единичных прослоев. Здесь представлены тела габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда (536–513 млн. лет) и тела граносиенитов (471 млн. лет). Разрез южной под-

зоны (Ульзутуй), наоборот, характеризуется широким развитием карбонатных и вулканотерригенных пород (нижняя подсвита, ϵ_1) и преимущественно вулканогенных пород андезит-дацит-риолитового ряда (верхняя подсвита; ϵ_1 - O_2 , 520–466 млн. лет).

Палеовулканологическая модель Еравнинской зоны в раннем палеозое предложена И.В. Гордиенко [9, 10], согласно которой основу олдындинской свиты составляют шлейфы вулканокластов и лавы среднего и кислого состава. Различаются грубые (проксимальные) тефротурбидиты и относительно тонкие (дистальные) вулканомиктовые турбидиты, туффиты, ассоциирующие с более или менее крупными постройками органогенных пород. В принципе мы согласны с этой схемой. Однако считаем, что следует учитывать сложную покровно-надвиговую структуру зоны, без чего расшифровка строения олдындинско-озерного вулканоплутонического комплекса затруднительна. По нашим данным в северной подзоне основной фон разреза составляют базальты, андезибазальты, андезиты, содержащие прослойки кислых туфов, туфобрекчий (Кыджимит). На Лево-Олдындинском участке разрез иной. Здесь преимущественно распространены эффузивы и субвулканические тела дацитов и риолитов. На территории южной подзоны (Ульзутуй) в разрезе нижней подсвиты наряду с карбонатными породами местами достаточно широко представлены туффиты, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфы, лавы среднего и кислого состава. Верхняя подсвита представлена здесь мощной толщей эффузивных пород преимущественно андезит-дацитового состава.

В формационном отношении вулканогенные и вулканотерригенные отложения обеих подсвит сходны. Они представлены породами ряда андезит-дацит-риолит, по петрохимическим критериям относящимися к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. Для них присущи низкая магнезиальность, высокая глиноземистость и выдержанный калинатровый состав ($Na_2O/K_2O = 1-1.3$). Спайдерграммы редких элементов и спектры РЗЭ (рис. 12) всех членов этих серий характерны для надсубдукционных образований (высокий уровень накопления РЗЭ, высокая степень дифференциации легкой части спектра $(La/Sm)_N = 4-10$, обогащенность крупноионными литофильными элементами, характерный для вулканитов островодужного типа Nb-минимум). Полученные данные согласуются с данными И.В. Гордиенко [12] по распределению редких и редкоземельных элементов в породах олдындинской свиты. Некоторое отличие с ними заключается в более высокой истощенности пород в отношении высокочargedных ионов. Все это в сочетании с принадлежностью вулканитов к шошонитовой и высококальциевой известково-ще-

лочной сериям указывает на формирование олдындинского островодужного комплекса в условиях коры континентального типа. Породы комплекса принадлежат к рифейской изотопной провинции [21]. На юге Еравнинской зоны $T_{Nd}(DM) = 1380$ млн. лет, $\epsilon_{Nd}(529) = 0.2$ для дацитов и $T_{Nd}(DM) = 1340$ млн. лет, $\epsilon_{Nd}(516) = 0.7$ для гранит-порфиоров; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1351$ и 0.1363 соответственно. Умеренно положительные значения ϵ_{Nd} показывают, что нижнепалеозойский (каледонский) островодужный комплекс здесь вряд ли возник исключительно на древнем сиалическом основании. Скорее можно предположить его формирование при плавлении смешанного источника, включавшего ювенильные образования и байкальский коровый материал. На севере (Кыджимит) ситуация несколько иная. Вулканиды олдындинской свиты здесь также принадлежат к рифейской изотопной провинции — $T_{Nd}(DM) = 1538$ млн. лет, $\epsilon_{Nd}(530) = -5.94$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1327$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7074$. Относительно высокое значение первичного стронция и отрицательное значение ϵ_{Nd} указывают на источник магм, значительную роль в составе которого играл долгоживущий коровый материал. Сказанное позволяет сделать вывод — олдындинский островодужный (надсубдукционный) комплекс формировался в интервале кембрий—ордовик на гетерогенном байкальском основании.

Ульзутуйская микстит-олисторомовая толща (свита, O_3-S) представлена полимиктовыми пестроцветными турбидитами, содержащими многочисленные гравийно-конгломератовые прослойки и линзы с олистолитами кембрийских известняков и разнообразных вулканогенных пород. Характер отложений на юге (Ульзутуй) и севере (Левая Олдында) несколько отличается. На юге сосредоточена основная масса гравийно-конгломератовых горизонтов (проксимальная фация), слагающих как минимум треть разреза толщи. На севере преобладают относительно тонкие песчано-алевролитовые турбидиты (дистальная фация); гравелиты и конгломераты присутствуют в незначительном количестве. Здесь (седловина между высотами 1398.3 и 1497.8) наблюдается трансгрессивное, с базальным конгломератом налегание ульзутуйской толщи на вулканиды олдындинской свиты [40]. На юге, в пределах Сурхэбтинской антиформы (см. рис. 2 и 6) ульзутуйская толща тектонически перекрыта нижнекембрийскими известняками. Следовательно, микститы образуют тектоно-седиментационную “прокладку” между преимущественно вулканогенными отложениями северной подзоны (относительный автохтон) и вулканогенно-карбонатными отложениями южной подзоны (аллохтон). Обилие валунов и глыб археоциатово-водорослевых известняков в микститах отражает процесс интенсивного разрушения фронта на-

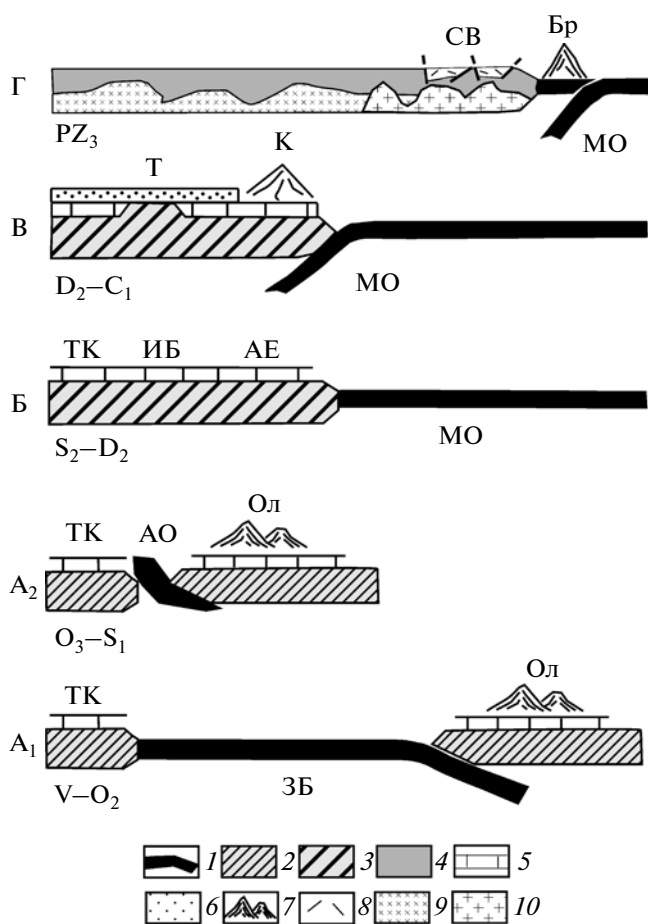


Рис. 13. Схема тектонического развития Байкало-Витимской складчатой системы

1 – океаническая кора; 2–4 – континентальная кора: 2 – байкальская, 3 – каледонская; 4 – варисская; 5 – преимущественно карбонатные шельфовые отложения; 6 – граувакки; 7 – надсубдукционные магматические и вулканогенные образования; 8 – вулканогенные образования Селенгино-Витимского пояса; 9, 10 – гранитоиды; 9 – витимканский; 10 – зазинский комплексы.

А – каледонский этап: А₁ – период формирования Олдындинской островодужной системы, А₂ – коллизия Сибирского байкальского континента, Амалатского и Селенгинского массивов; Б, В – варисский этап; Б – ранняя и В – поздняя стадии; Г – герцинский этап.

ЗБ – Забайкальский и МО – Монголо-Охотский палеоокеанические бассейны, АО – Абага-Оланская сutura; ОЛ – олдындинский и К – кыджимитский надсубдукционные комплексы, Б – Берейнская островная дуга, ТК – турка-курбинский, ИБ – икат-багдаринский, АЕ – амалат-еравинский шельфовые комплексы, Т – Точерский прогиб, СВ – Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс

двигающейся аллохтонной массы. Микстит-олистоострововые отложения имеют молассоидный облик. Их накопление связано со становлением каледонской покровно-складчатой структуры, реализованном во временном интервале поздний

ордовик – ранний силур [41]. Формирование такой структуры завершило каледонский этап развития Еравнинской зоны.

Заканчивая характеристику каледонского этапа развития Байкало-Витимской складчатой системы, отметим, что в раннем палеозое в пределах южной периферии Сибирского байкальского континента возникла Олдындинская энсиалическая островная дуга (олдындинская свита и озерный субвулканический комплекс Еравнинской, катевская свита Хилок-Витимской и солонцовская толща Западно-Становой зон). Согласно И.В. Гордиенко [7, 12], ее формирование происходило в геодинамической связи с Забайкальским океаническим бассейном (Абага-Оланская сутура), который существовал в венде – среднем кембрии к северу (современные координаты) от островной дуги. В нашей работе принята эта точка зрения (рис. 13). Между тем, возраст абага-оланского ультрабазит-базитового комплекса сейчас фактически не обоснован. Нельзя исключить, что он соответствует возрасту рифейских офиолитов байкалид. Если это так, то намечается значительный разрыв между временем существования Забайкальского бассейна (рифей) и Олдындинской островной дуги (кембрий–ордовик). Это позволяет предположить альтернативную модель, связывающую формирование олдындинско-озерного вулканоплутонического комплекса с Монголо-Охотским бассейном, располагавшимся южнее островной дуги. Сейчас проблема остается не решенной и требует дальнейшей разработки главным образом в плане датировки пород ультрабазит-базитового комплекса.

Варисский структурный этап объединяет отложения двух стратиграфических уровней. Нижний (S₂–D₂) образован преимущественно карбонатными, верхний (D₂–C₁) – терригенными, вулканотерригенными и вулканогенными отложениями (см. рис. 6).

Нижний уровень в Турка-Курбинской зоне образован известняками среднего девона. В формационном отношении они сходны с карбонатными отложениями ордовика–силура. В Икат-Багдаринской зоне отложения этого уровня представлены органогенными доломитами и известняками ороченской (тилимской) свиты. Они образуют комбинацию рифовых построек и сопряженных депрессионных участков. В это время здесь происходило накопление карбонатных осадков в условиях незначительного привноса терригенного материала. Указанные отложения выполняли обширный шельфовый прогиб, сформировавшийся на гетерогенном байкальско-каледонском основании. В пределах Амалат-Еравнинской зоны нижний стратиграфический уровень представлен относительно маломощной толщей песчаников и песчаных известняков,

которые характеризуются фаціальным однообразием, мономинеральным, хорошо отсортированным кварцевым составом терригенного материала. Это предполагает удаленность внезонных источников его сноса. В целом же за рассматриваемый период времени на территории всех трех зон возник чехол преимущественно карбонатных, относительно мелководных отложений, сформировавшихся в условиях стабильного шельфа.

Верхний уровень в Турка-Курбинской и Икат-Багдаринской зонах представлен терригенными отложениями. В основном это мощная граувачковая серия (флишоид), выполняющая обширный сложно построенный Точерский прогиб. Уровень смены в разрезе карбонатных отложений терригенными определяется относительно точно — рубеж живета и франа. Именно в это время в разрезах пановской и якшинской свит появляются первые прослои терригенных пород. По-видимому, в конце среднего девона структура Байкало-Витимского шельфового бассейна усложняется. Возрастает контрастность тектонического рельефа, выразившаяся в углублении бассейна и росте обрамляющих его поднятий. Это обусловило поступление значительных объемов терригенного материала. Образование отмеченных ранее линз карбонатных обломочных пород в пановских граувачках связано с размывом и переотложением вдоль северного склона Точерского прогиба нижнепалеозойских, а также ниже- и среднедевонских доломитов и известняков. В это же время возникло Ауникское внутривассейновое поднятие (выступ байкальского фундамента), разделившее Точерский прогиб на две седиментационные ванны: Пановскую и Якшинскую. В их осевых частях происходила постепенная смена карбонатных отложений терригенными. В частях же, прилегающих к Ауникскому выступу, наблюдается несогласное налегание франских граувачк на докембрийские породы. Размыв последних (в том числе размыв рифейских офиолитов) обусловил соответствующий состав обломочного материала. Лишь в фамене и раннем карбоне условия седиментации здесь были сивелированы и Точерский прогиб существовал уже как единая крупная структура. Постепенное ее отмирание началось в середине раннего карбона, когда выполняющие ее отложения приобретают молассоидный характер (багдаринская и ямбуйская свиты). В это время во все возрастающих объемах продолжается поступление грубого терригенного материала с широким стратиграфическим диапазоном (РС—РZ₂) слагающих его фрагментов. Местами происходила перекомпенсация бассейна и возникновение субаэральных условий седиментации. Все это указывает на значительный рост контрастности тектонического рельефа и сокращения площади прогиба.

Следует сказать также, что в разрезах суванихинской, ципиканской и асынкой свит, породы которых входят в состав байкальского фундамента Икат-Багдаринской зоны, присутствуют субвулканические тела амфиболитов (субщелочные и толеитовые метадиабазы), для которых получен возраст 370—365 млн. лет (D₃). Он соответствует времени становления Точерского прогиба, образование которого сопровождалось деструкцией байкальско-каледонского фундамента и внедрением указанных диабазовых тел.

В Еравнинской зоне верхний стратиграфический уровень представлен вулканогенными и вулканотерригенными отложениями. На юге (Ульзутуй) это в основном псаммитовые тефротурбидиты, кристаллотуфы среднего и кислого состава, вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты, туффиты с линзами песчанистых органогенно-обломочных известняков. Эти отложения относятся к дистальной зоне вулканизма. На севере (рр. Кыджимит, Левая Олдында) состав пород более пестрый. Здесь в разрезе кыджимитской толщи широко представлены разнообразные вулканомиктовые турбидиты, переслаивающиеся с грубыми литическими туфами дацитов и риолитов, вулканомиктовыми конгломератами и микститами, расслоенными потоками плагиопорфиритов. Присутствуют субвулканические тела фельзитов и плагиопорфиров.

Таким образом, в становлении вещественных комплексов варисского структурного этажа намечаются два этапа. Ранний (S₂—D₂) — формирование эпибайкальско-каледонского чехла карбонатных отложений (стабильный шельф). На позднем этапе (D₂—C₁) здесь возникли Кыджимитская вулканическая зона и тыловой Точерский флишоидный прогиб. Обе эти структуры соответствуют среднепалеозойскому этапу развития Байкало-Витимской складчатой системы.

Герцинский структурный этаж (PZ₃) включает два формационных комплекса: вулканы сурхэбтинской и терригенные отложения (верхняя моласса) ауглейской свит. Пространственно они связаны с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. В частности, считается [10, 53], что верхнепалеозойские вулканы образуют единую ассоциацию с гранитами зазинского комплекса, являясь составной частью трансзонального Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса. К настоящему времени опубликована серия работ, посвященных возрастным датировкам и геохимии слагающих его пород, геодинамическим обстановкам их формирования [12, 21, 46, 47, 52, 53 и др.]. Поэтому в предлагаемой статье мы лишь кратко остановимся на этих вопросах.

Селенгино-Витимский вулcano-плутонический пояс представляет серию рифтогенных вулcano-тектонических структур. Петрогеохимиче-

ская характеристика слагающих их вулканитов дана на примере Байсыханской структуры [8, 10]. Это высокоглиноземистые, обогащенные щелочами породы, принадлежащие к субщелочной трахиандезит-трахириолитовой ассоциации. На спайдерграммах некогерентных элементов нормированных к N-MORB, их составы имеют положительные аномалии Ba, Cs, La, Ce и резкие минимумы Nb и Ti. Указанные вулканиты отличаются высоким общим содержанием РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов $(La/Yb)_N = 5-10$ и $3.5-11.5$ для трахиандезитов и трахириолитов соответственно.

Рассматривая проблему в более широком плане, отметим, что обстановка активной окраины в позднем палеозое была связана с постепенным закрытием Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна. В это время тектономагматические процессы в Забайкалье резко активизировались. Формируются магматические комплексы энзиматической Береинской островной дуги, а в ее тылу – Селенгино-Витимского пояса, становление которого сопровождалось образованием внутриплитных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [12]. Для последних установлен генеральный тренд изменения составов от пород высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серии к щелочным сиенит-гранитам.

Геодинамическая обстановка в пределах северной активной окраины Монголо-Охотского бассейна в это время определялась перемещением фронта магмообразования вглубь континента [53]. С этим процессом связано формирование известково-щелочных и субщелочных вулканитов, ассоциирующих с их плутоническими аналогами (Селенгино-Витимский или Северо-Монгольский-Забайкальский краевой вулcano-плутонический пояс по терминологии В.В. Ярмолюка [52]). В тылу указанного пояса формировался Ангаро-Витимский батолит. Модель его формирования в общем виде сводится к следующему [25, 49, 50, 55, 56]. Батолитообразование происходит в результате вовлечения континента в коллизионные процессы Монголо-Охотского пояса. Это выразилось в наджигании Сибирской (Северо-Азиатской) континентальной плиты на горячее поле мантии, что стимулировало внутриплитную магматическую активность. В условиях регионального сжатия континентальная плита блокировала мантийные плюмы. Под влиянием разогретых мантийных подлитосферных масс это приводило к появлению коровых анатектических расплавов, послуживших основой Ангаро-Витимского батолита.

Заканчивая характеристику герцинского этапа развития Байкало-Витимской и Селенгино-Становой складчатых систем, отметим сложную палеогеодинамическую ситуацию, сложившуюся здесь в позднем палеозое. Она определялась сосу-

ществованием реликтового палеоокеанического бассейна, Береинской островной дуги, вулcano-плутонического пояса и области внутриплитного магматизма. В основном мы согласны с положением, высказанным Л.П. Зоненшайном и др. [20], о сходстве геодинамической обстановки, сложившейся здесь в позднем палеозое, с таковой для западной части Северо-Американской плиты. В принципе такая ситуация может рассматриваться как континентальная окраина калифорнийского типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Байкало-Витимская складчатая система характеризуется циклическим развитием, объединяя вещественные комплексы четырех структурных этажей: байкальского (Rf-V), каледонского (E-S₁), варисского (S₂-C₁) и герцинского (PZ₃).

Для *байкальского этапа* нами принята “автохтонная” модель развития этого региона, предложенная Е.Ю. Рыцком и др. [43]. Согласно этой модели Байкальская складчатая область рассматривается как единый мегаблок древней коры (континентальная окраина Палеоазиатского океана). Корообразующие процессы приводили здесь к возникновению субокеанической коры в системе рифтогенных прогибов красноморского типа с последующей ее переработкой в результате байкальской складчатости. Принципиальное значение имеет вывод авторов о том, что максимум мантийного магматизма приходится на позднебайкальское время (700–590 млн. лет). В русле этой модели проще допустить появление в венде-кембрии Забайкальского палеоокеанического бассейна (Абага-Оланская сутура). С развитием этого бассейна связывается [12] формирование Олдындинской островной дуги. Как уже отмечалось, проблема заключается в том, что возраст пород, слагающих эту сутуру, фактически не обоснован. Это позволяет предположить альтернативную модель, связывающую образование островодужного комплекса с Монголо-Охотским (Агинским) бассейном.

Становление олдындинского комплекса во многом определяло геодинамику *каледонского этапа* развития Байкало-Витимской складчатой системы. Он мог формироваться либо в пределах байкальского континентального блока (Амалатский и Селенгино-Становой массивы), отделившегося от Сибирского континента вследствие заложения Забайкальского бассейна (забайкальский вариант), либо на краю Сибирского байкальского континента, включавшего как составные части оба эти массива (монголо-охотский вариант). В первом случае структура может интерпретироваться как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского, во втором – андийского типа. Завершился каледонский этап формированием покровно-складча-

той структуры, становление которой сопровождалось накоплением микстит-олистостромовых отложений ультзутуйской толщи.

В составе *варисского этапа* выделяются две стадии (см. рис. 13). В раннюю (S_2-D_2) сформировался чехол терригенно-карбонатных, в том числе биогермных отложений с региональным несогласием залегающих на байкальско-каледонском складчатом основании. Их накопление происходило в мелководном шельфовом бассейне (пассивная континентальная окраина). В позднюю стадию (D_2-C_1) ситуация меняется. По периферии силурийско-девонского шельфа возникла Кыджимитская вулканическая зона. В ее тыловой части начинает формироваться обширный Точерский прогиб, заполнявшийся сначала граувакковыми турбидитами (точерская, якшинская и пановская свиты), а затем пестроцветными полимиктовыми терригенными отложениями молассоидного облика (багдаринская, ишашинская и ямбуйская свиты). В геодинамическом смысле эти структуры представляют собой активную окраину андийского типа. Варисский этап также завершился образованием напряженной покровно-складчатой структуры, выразившейся в тектоническом перекрытии среднепалеозойских отложений докембрийскими и нижнепалеозойскими. Наряду с сорванными покровами чехла, сопровождавшимися структурным расслоением среднепалеозойских толщ на отдельные пластины (р. Багдарин), здесь формировались выведившиеся на верхние структурные уровни аллохтонные массы докембрийских и нижнепалеозойских пород фундамента (рр. Левая Олдында, Кыджимит). Формирование варисской покровно-складчатой структуры завершилось на рубеже нижнего и верхнего карбона. Верхний ее возрастной предел определяется гранитоидами витимканского и зазинского комплексов (315–290 млн. лет), прорывающими деформированные толщи среднего палеозоя.

Герцинский этап характеризовался наиболее сложной геодинамической обстановкой. В области сочленения Сибирского каледонско-варисского континента и остаточного Монголо-Охотского позднепалеозойского бассейна сформировались Береинская энсиматическая островная дуга, Селенгино-Витимский краевой вулканоплутонический пояс, а в его тыловой, северо-западной части, область внутриплитного магматизма (Ангари-Витимский батолит). В целом этот комплекс структур может рассматриваться как активная континентальная окраина калифорнийского типа. В это время был сформирован обширный, асимметричный Байкало-Витимский синклиний, на северном крае которого плоскости сместителей падают к юго-востоку, а вдоль южного крыла — к северо-западу. Такая структура могла возникнуть в результате встречного сближения

Сибирского континента, с одной стороны, Амагатского и Селенгино-Станового массивов, с другой. Этот процесс в условиях нарастающего тектонического сжатия уже в мезозое завершился становлением системы продольных (северо-восточных), имеющих сдвиговую компоненту разломов, которые в наблюдаемой сейчас структуре служат разделами выделяемых здесь тектонических зон.

Таким образом, рассматриваемый регион — комбинация структур, в пределах которых на гетерогенном байкальском основании формировались разнообразные в вещественном отношении структурно-формационные комплексы. Они принадлежат различным, разделенным поверхностями региональных несогласий структурным этапам. Последние представляют собой комбинацию последовательно менявшихся геодинамических обстановок. В раннем палеозое с северо-запада на юго-восток (современные координаты) здесь различались Курбинский шельф — Забайкальский палеоокеанический бассейн — Олдындинская энсиматическая островная дуга (западно-тихоокеанская активная окраина).

Кардинальная перестройка структурного плана происходит в силуре — раннем девоне. Меняется полярность зоны субдукции, которая связана уже с развитием Монголо-Охотского (Агинского) палеобассейна. На это указывает хорошая корреляция тектонических событий, происходивших в среднем палеозое в обоих указанных регионах. Действительно, в Монголо-Охотском поясе в позднем силуре — среднем девоне имел место импульс раскрытия Агинского палеоокеанического бассейна [42], сопровождавшийся формированием соответствующих карбонатно-терригенных шельфово-склоновых отложений Аргунского микроконтинента, обозначавших варисскую пассивную окраину южного обрамления этого бассейна. На это же время приходится образование такого же комплекса отложений в пределах Западного Забайкалья. В позднем девоне — раннем карбоне начинается закрытие Агинского бассейна и формирование вдоль южной его периферии Шерловгорской островодужной системы. Именно в это время вдоль северной его континентальной окраины возникла Кыджимитская надсубдукционная вулканическая зона (активная окраина андийского типа) и тыловой по отношению к ней Точерский прогиб. Новая перестройка структурного плана происходит в позднем палеозое, когда в связи с закрытием Агинского бассейна и общим смещением Сибирской (Северо-Азиатской) континентальной плиты к югу формируется сложный ансамбль палеотектонических структур, который мы рассматриваем как континентальную окраину калифорнийского типа. Иными словами, Байкало-Витимская складчатая система (в частности Амагат-Еравнинская ее зо-

на) на варисско-герцинском этапе своего развития представляла собой континентальную окраину Монголо-Охотского (Агинского) бассейна, которая характеризовалась последовательной сменой геодинамических обстановок пассивной континентальной окраины (S_2-D_2), активной окраины андийского (D_2-C_1) и калифорнийского (C_2-P_1) типов. Смена указанных обстановок коррелируется с развитием Агинского палеоокеанического бассейна.

Авторы благодарны Н.В. Короновскому, И.В. Гордиенко, В.В. Ярмолуку и К.Е. Дегтяреву за конструктивные замечания и предложения.

Работа выполнена по Программе ОНЗ № 9 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 24–26.
2. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В., Неберихина Л.Н. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского нагорья (Западное Забайкалье) // Вестник Ворон. Гос. ун-та. Серия геол. 2005. № 2. С. 19–24.
3. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
4. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
5. Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
6. Геологическое строение Читинской области / Ред. И.Г. Рутштейн, Н.Н. Чабан. Чита: Читагеолсъемка, 1997. 239 с.
7. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
8. Гордиенко И.В., Климук В.С., Посохов В.Ф. Карбонатный вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: изд-во ИГГ и УрО РАН, 2003. С. 72–78.
9. Гордиенко И.В., Климук В.С., Филимонов А.В. Вулканизм Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Материалы Международного Курило-Камчатского семинара “Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма”. Петропавловск-Камчатский: изд-во Оттиски, 2005. С. 257–265.
10. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 154–158.
11. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединовой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 359–364.
12. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
13. Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
14. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
15. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляков А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
16. Донская Т.В., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизийный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
17. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Герцинские метаморфические события в Западном Забайкалье: геодинамические следствия // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 113–115.
18. Доронина Н.А., Минина О.Р., Патрахина А.В., Падерин И.П., Родионов Н.В., Вакуленко О.В. Палеозойские дайки Багдаринского прогиба и возраст точерской свиты (датирование цирконов методом SHRIMP-II) // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 95–97.
19. Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Богомолов Е.С., Лебедев П.Б. и др. Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 98–100.
20. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 327 с.
21. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Цен-

- трально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
22. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканно-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
 23. Кременецкий И.Г., Далматов Б.А. Новые данные по стратиграфии Восточного Прибайкалья. Кембрий, подстилающие и перекрывающие его отложения // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 83–97.
 24. Летникова Е.Ф., Вещева С.В. Геохимическая специфика осадочных комплексов Баргузинского террейна как отражение геодинамических обстановок их седиментогенеза // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 29–32.
 25. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
 26. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоэоценовых отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
 27. Минина О.Р., Катюха Ю.П., Ветлужских Л.П. Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 20–22.
 28. Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха И.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 31–34.
 29. Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха И.П. Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 38–40.
 30. Минина О.Р., Филимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П. Средний–верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биоэстратиграфии // Труды VII Международ. симпозиума: Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии. Чита: изд-во ЗабГГПУ, 2007. С. 45–48.
 31. Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 60–63.
 32. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
 33. Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 58–60.
 34. Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
 35. Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакинской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.
 36. Нефедьев М.А., Виноградов Б.К. Комплексирование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений (на примере Озернинского и Эгетинского рудных узлов Западного Забайкалья). Новосибирск: Наука, 1982. 166 с.
 37. Парфёнов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
 38. Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 225–228.
 39. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха И.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.
 40. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2009. С. 54–56.
 41. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
 42. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
 43. 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.
 44. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374–379.

45. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.
46. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов / Ред. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
47. Фёдоров М.В., Григорьев С.И., Тихомиров Н.Н. Новые данные о возрасте точерской свиты (Витимское плоскогорье) // Биостратиграфия – Геологическая карта 50. Иркутск: Вост.-Сиб. НИИГГиМС, 1986. С. 49–50.
48. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
49. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю И.Д., Ларионов А.Н., Пресняков А.С., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
50. Цыганков В.С., 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.
51. Язмир М.М., Далматов Б.А. Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.
52. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
53. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
54. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов Центральной Азии // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.
55. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
56. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
57. Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. mineral. petrol. 1984. Vol. 86. P. 54–76.
58. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Рецензенты: К.Е. Дегтярев,
Н.В. Короновский, В.В. Ярмолюк

The Baikal–Vitim Fold System: Structure and Geodynamic Evolution

S. V. Ruzhentsev^a, O. R. Minina^b, G. E. Nekrasov^a, V. A. Aristov^a,
B. G. Golionko^a, N. A. Doronina^b, and D. A. Lykhin^c

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: nekrasov@ginras.ru

^b Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Sakh'yanovoi 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia

^c Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 32, Moscow, 119017 Russia

Received June 6, 2011

Abstract—New data on the stratigraphy, structure, isotopic age, geochemistry, and geodynamic characteristics of the lithotectonic complexes of the Baikal–Vitim Fold System are reported. In particular, it is shown that Middle and Upper Paleozoic rocks are widespread along with Precambrian and Lower Paleozoic sequences. The Baikal–Vitim Fold System is characterized by cyclic evolution and comprises four structural stages: Baikalian (Riphean–Vendian), Caledonian (Cambrian–Early Silurian), Variscan (Late Silurian–Early Carboniferous), and Hercynian (Middle Carboniferous–Permian). A specific set of lithotectonic complexes formed in certain geodynamic settings corresponds to each stage. According to the proposed model, the Variscan and Hercynian complexes developed under conditions of progressively changing geodynamic settings of passive (Late Silurian–Middle Devonian), Andean-type active (Middle Devonian–Early Carboniferous), and Californian-type (Middle Carboniferous–Permian) continental margins. The Middle and Late Paleozoic evolution of the Baikal–Vitim Fold System is correlated with that of the Mongolia–Okhotsk Belt (Aga paleoceanic basin).