

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ФУНДАМЕНТЕ РУДНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев

Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

*Памяти неустанного исследователя геологии
Восточного Казахстана Б.А. Дьячкова посвящается.*

Введение. Рудно-Алтайская медно-свинцово-цинковая провинция входит в число мировых лидеров по запасам и накопленной добыче цветных металлов. Рудно-Алтайский колчеданно-полиметаллический пояс простирается с северо-запада на юго-восток (от Алтайского края России через Республику Казахстан в северо-западную часть Китая) более чем на 2500 км при ширине от нескольких десятков до 100 км. Основная часть Рудно-Алтайского пояса расположена на территории Казахстана, в России находится только его небольшая северо-западная часть (рис. 1).

Общие сведения. Рудноалтайские колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к вулканогенному гидротермальному типу (VHMS-тип по западной классификации). Месторождения размещаются в вулканогенно-осадочных отложениях, возраст которых ограничен снизу эмским ярусом нижнего девона, сверху – франским ярусом верхнего девона. Согласно современным представлениям [Кузнецов и др., 2019; Куйбида, 2019; Kuibida et al.,

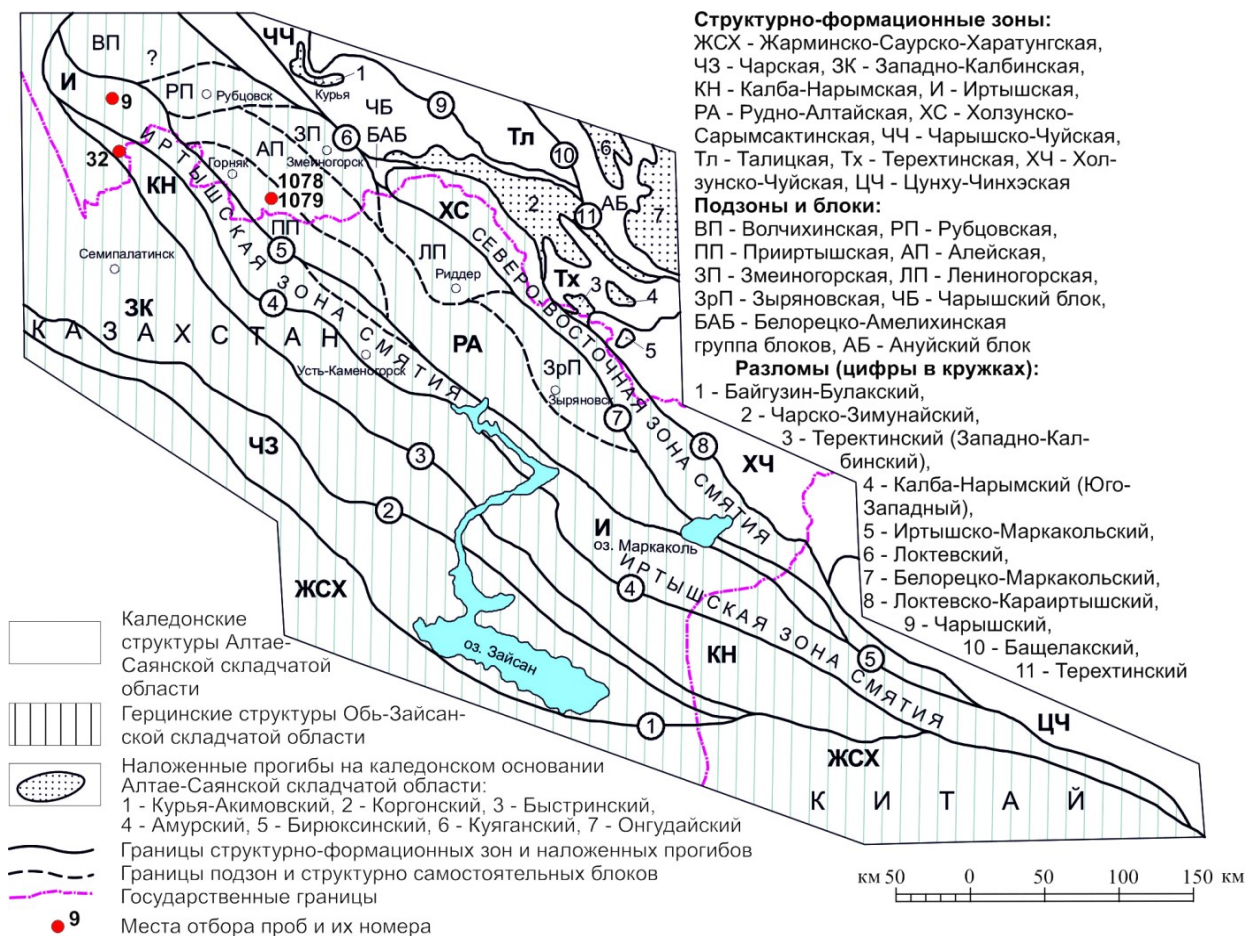


Рис. 1. Тектоническое районирование Рудного Алтая и прилегающих территорий.

2020], к началу герцинской тектоно-магматической активности вся территория существовала как обширный материково-шельфовый бассейн на окраине Сибирского континента, с терригенно-карбонатной седиментацией, подобно современным пассивным континентальным окраинам [Ёлкин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996]. Пассивная континентальная окраина – край континента, образованный в результате *рифтогенеза* (и последующего распада более раннего континента) и включенный в структуру *литосферной плиты*, которая объединяет как сам новообразованный континент, так и соседнюю, до активной границы плит, часть океана [Геологический словарь, 2011]. Формирование девонской активной окраины произошло на погруженном в сторону океана шельфе с фундаментом из каледонских океанических и островодужных фрагментов, вошедших в состав обрамления Сибирского континента на предыдущем аккреционно-коллизионном этапе [Куйбида, 2019]. Как видно из вышеприведенного текста, тектоническое строение западной части Алтае-Саянского региона к началу формирования девонского вулканического пояса Рудного Алтая отличалось от типологического строения пассивной континентальной окраины, формирующейся на месте континентальных рифтов. В большей степени Алтайская окраина соответствует остаточному морскому бассейну, распространенному в западной части Алтае-Саянского орогена, после завершения аккреционно-коллизионных событий в позднем кембрии – ордовике.

Разные мнения высказываются на геодинамическую обстановку формирования вулканогенно-осадочного разреза Рудного Алтая с колчеданно-полиметаллическим оруденением.

В девоне для магматического пояса Рудного Алтая предполагается конвергентная обстановка, но существуют споры о том, была ли это активная континентальная окраина андского типа, которая образовалась на сиалической островной дуге японского типа [Ротараш и др., 1982; Шокальский и др., 2000; Glorie et al., 2011; Chen et al., 2019], или обстановка рифтогенной континентальной окраины [Козлов, 1995; Беспаяев и др., 1997; Промыслова, 2004]. В Китайском Алтае для юго-восточного продолжения Рудно-Алтайского пояса предлагается субдукция океанического хребта под край континента [Sun et al., 2009; Wan et al., 2010; Wu et al., 2015; Yang et al., 2018], погружение горячей океанической плиты и отрыв слэба с образованием мантийного окна [Ma et al., 2018]. Некоторые геологи считают, что фронтальная часть континентальной окраины Алтая напоминает Окинаву за юго-западом островной дуги Рюкю или рифтом Таупо Северного острова Новой Зеландии в системе дуги Тонга-Кермадек [Караулов и др., 1992].

При этом даже сторонники конвергентной обстановки предполагают две противоположные тенденции развития магматизма в Рудном Алтае. *Первая* – от континентального рифтогенеза (эмс-франский ярус) к островодужному режиму (фамен-ранний карбон) [Кудрявцева, Кузнецов, 2012; Кузнецов и др., 2019; Дьячков и др., 2021]. *Вторая* – от островодужной обстановки (эмс-живет) к прогрессирующему рифтогенезу (живет-фран) [Куйбида, 2019; Kuibida et al., 2020].

Очевидно, геодинамическая обстановка начала формирования рудоносного разреза может быть уточнена на основании изучения пород, подстилающих продуктивный разрез и представленных в Рудном Алтае корболихинской толщей.

Цель работы: на основании изотопно-геохимических характеристик уточнить геодинамическую обстановку формирования осадочных образований корболихинской толщи Алейского поднятия (рис. 1, пр. 1078 – 1079), залегающих в основании девонского Рудно-Алтайского вулканогенного пояса с колчеданно-полиметаллическим оруденением. Для сравнения были проанализированы также пробы осадочных пород из Иртышской зоны смятия (рис. 1, пробы из скв. 9 – биотитовые парасланцы иртышского метаморфического комплекса) и песчаников такырской серии Калба-Нарымской зоны (рис. 1, пробы из скв. 32).

Краткая геологическая характеристика

Корболихинская толща. В составе зеленосланцевых образований Рудного Алтая, обнаженных в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев, ранее выделялись две тол-

щи: нижняя – метавулканогенная и верхняя – метаосадочная [Вишневецкая, 1962]. Вулкано-генная природа протолитов в нижней толще наблюдалась в альбит-хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцах, содержащих реликты миндалин, фрагменты микропйкилитовой структуры с порфирированными выделениями и микролитами плагиоклаза. Встречаются прослои метаморфизованных вулканических брекчий с обломками основных эффузивов [Вишневецкая, 1962]. В Синюшенском антиклинории нижняя часть разреза сложена эпидот-хлорит-кварцевыми, хлорит-карбонат-кварцевыми и эпидот-актинолит-кварцевыми сланцами, образовавшимися за счет вулкано-осадочных пород [Щерба, 1957, с. 13].

В Казахском Рудном Алтае базальтоиды на уровне корболихинской толщи проявлены спорадически, но охватывают обширную территорию и устанавливаются во всех рудных районах [Беспаяев и др., 1997; Большой Алтай... 1998]. Отмечаются прослои базальтов и андезибазальтов, приводятся их силикатные анализы [Беспаяев и др., 1997, с. 78-79]. Линзы основных миндалекаменных вулканитов установлены в Лениногорском районе в заводской свите у пос. Ливино [Большой Алтай..., 1998, с. 110].

В Российской части Рудно-Алтайской зоны корболихинская толща (S-D₁kr) находится в обрамлении Рубцовского прогиба и в виде останцов среди гранитоидов Алейского поднятия. В основном здесь вскрывается верхняя, метаосадочная, часть разреза. Толща сложена глинисто-песчаными породами с незначительным развитием псефитовой и карбонатной групп пород, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Это ритмично переслаивающиеся серовато-зеленые метапесчаники, метаалевролиты, эпидот-хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые и глинисто-хлоритовые сланцы, редко прослои гравелитистых метапесчаников (рис. 2).

Основание корболихинской толщи не вскрывается. Она трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается породами мельничной свиты нижнего-среднего девона и делится на три подтолщи, связанные между собой постепенными переходами. Нижнюю – мощностью 1000-1200 м метапесчаниково-зеленосланцевую с прослоями мраморов, среднюю



Рис. 2. Коренные выходы корболихинской толщи в Алейском поднятии: а – ручей Абрамовский; б – р. Кизиха.

(2500 м) – существенно метапелитовую с прослоями и линзами метаморфизованных песчаников и алевролитов, и верхнюю (2000-2200 м) – преимущественно метапесчаниковую с прослоями зеленых сланцев. Общая мощность корболихинской толщи оценивается около 5000 м и, возможно, преувеличена за счет многократного сдвигания разреза в процессе складчато-надвиговых дислокаций.

Площадь распространения пород толщи характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля, обусловленным средней плотностью 2,7-2,8 г/см³, что указывает на возможное нахождение на глубине пород более плотных, чем осадочные образования корболихинской толщи. Магнитное поле положительное, дифференцированное, с локальными по-

ложительными аномалиями в областях нахождения интрузивных массивов. В отложениях толщи выявлены раннедевонские споры и обрывки тканей высших растений. Возраст корболихинской толщи определяется как силур – ранний девон, при этом верхний возрастной предел ее формирования ограничивается ранним эмсом – началом формирования несогласно залегающей мельничной свиты (песчаники, конгломераты). Нижняя возрастная граница неизвестна и условно принимается силурийской или ордовик-силурийской [Кузнецов и др., 2019, рис. 4].

Иртышский метаморфический комплекс вскрыт скважинами в Иртышской зоне смятия (сутуре) и представлен серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, слюдистыми и слюдино-кварцитовыми сланцами. В меньшей степени встречаются биотитовые и двуслюдяные гнейсы (плагигнейсы), амфиболиты и кристаллические сланцы. Нами изучены биотитовые кристаллосланцы из скв. 9, пробуренной Горно-Алтайской экспедицией в 2009 году при ГДП-200 листа М-44-III. Минеральный состав кристаллосланцев (в %): кварц – 25-30, плагиоклаз (An_{25}) – 18-20, биотит – 10-20, калиевый полевой шпат – 5, магнетит – 2-5, единичные зерна апатита. Верхний возрастной рубеж метаморфизма в Иртышской зоне ограничивается временем внедрения гранитоидов волчихинского комплекса (335-333 млн лет), вскрытых той же скважиной и секущих метаморфическую полосчатость в гнейсах [Гусев и др., 2015]. По совокупности данных для иртышского метаморфического комплекса принимается раннедевонский возраст пород протолита и позднедевонский возраст метаморфизма.

Такырская серия слагает большую часть стратифицированных отложений Калба-Нарымской СФЗ. В Российском Алтае она не обнажена, вскрывается только в скважинах. Для изучения были отобраны пробы из скв. 32 (рис. 1), пробуренной Горно-Алтайской экспедицией в 2007 году при проведении ГДП-200 листа М-44-IX. Отложения серии фациально выдержанны и имеют довольно однородный литологический состав (алевропелиты с подчиненным развитием мелкопсаммитовой группы пород). Все литологические разности обогащены органическим (углистым) веществом. Литология и элементы внутреннего строения серии позволяют относить ее к углеродисто-песчаниково-алевролитовой формации. Возраст отложений – D_3-C_1 . Мощность такырской серии на российской территории составляет более 1900 м.

Геохимическая характеристика. В химическом составе биотитовых сланцев отмечается высокое содержание Al_2O_3 (15.4-18.1 мас. %) и преобладание калия над натрием. По индикаторным отношениям $MgO/CaO = 2.9-4.1$ и $P_2O_5/TiO_2 = 0.06-0.1$ [Werner, 1987] биотитовые сланцы относятся к парапородам. Наиболее высокие содержания Cr, V, Co, Ni в биотитовых сланцах (табл. 1) указывают на породы основного состава в области денудации, что подтверждается величинами отношений Th/Cr и La/Cr [Large et al., 2018].

Высокое содержание SiO_2 и MgO в сланцах корболихинской толщи связано с окварцеванием и доломитизацией пород, они же отличаются отрицательными аномалиями Sr и R. Все породы характеризуются сходной структурой распределения REE (рис. 3) с более крутым профилем LREE ($(La/Sm)_N = 2.9-3.9$) и пологим HREE ($(Eu/Yb)_N = 0.9-1.5$). Аналогичный профиль имеют средний состав постархейских глинистых сланцев и средний состав верхней континентальной коры. Во всех породах заметно проявлен Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.57-0.79$). Спайдерграммы REE биотитовых сланцев иртышского комплекса и зеленых сланцев корболихинской толщи практически совпадают. Более высоким содержанием REE (210-214 мкг/г) отличаются углеродистые песчаники такырской серии. Среди зеленых сланцев корболихинской толщи разности, подвергшиеся окварцеванию и доломитизации, деплетированы редкими и редкоземельными элементами ($\Sigma REE = 27-45$ мкг/г) и занимают самое низкое положение на спайдерграммах (рис. 3).

Результаты датирования детритового циркона.

Пр. 1078. Из пробы хлоритовых сланцев 1078 было датировано 17 зерен циркона. Циркон коричневого цвета, прозрачный, представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического облика и их обломками. Длина зерен от 75 до 150 мкм. Коэффициент удлинения от 1 до 4. По результатам U-Pb датирования, циркон образует следующие

1. Химический состав осадочных пород (оксиды – в %, элементы – в мкг/г)

№№ проб	9-1	9-4	1078	1078-1	1079	32/18	32/20
SiO ₂	58.2	63.8	82.2	75.2	69.6	66.2	66.9
TiO ₂	0.99	0.75	0.27	0.36	0.49	0.71	0.72
Al ₂ O ₃	18.1	15.4	4.96	7.57	12.7	16.5	16.1
Fe ₂ O ₃	4.18	1.83	0.95	0.64	1.02	3.40	2.83
FeO	4.57	5.30	2.25	2.86	1.43	1.36	1.36
MnO	0.25	0.26	0.32	0.38	0.23	0.05	0.04
MgO	4.33	3.88	5.33	7.23	3.01	1.99	2.69
CaO	1.06	1.32	0.37	1.32	3.35	0.51	0.15
Na ₂ O	1.45	1.53	0.05	0.17	1.86	3.44	3.42
K ₂ O	3.22	2.56	0.1	0.47	2.19	3.05	3.0
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09	0.02	0.02
ппп	3.15	2.64	2.98	3.29	3.65	2.80	2.72
Сумма	99.56	99.34	99.81	99.58	99.62	99.96	99.89
Cr	130	110	40.4	82.5	46.7	52.2	56.6
V	152	122	45.1	55.4	48.3	75.1	76.7
Co	32.0	26.9	8.5	9.25	6.87	21.6	22.2
Ni	118.8	99.6	28.7	26.3	15.6	40.6	31.0
Cu	10.4	3.1	28.8	31.7	6.85	22.0	16.4
Zn	140.4	124.8	697.2	697	236	152	156
Pb	10.38	6.86	53.47	67.9	12.1	24.2	19.8
Sc	21.5	16.3	5.6	5.83	7.38	8.49	9.4
Bi	0.077	0.070	0.132	0.21	0.13	<5	<5
Ag	0.015	0.016	0.41	0.25	0.032		
Rb	118	68.6	3.44	13.8	58.3	91.5	91.4
Ba	402	445	48.2	108	627	543	539
Sr	85.5	97.8	4.01	7.21	76.6	151	146
Nb	10.2	10.1	2.68	3.75	8.54	16.8	17.6
Ta	0.54	0.43	0.15	0.26	0.61	1.19	1.31
Zr	162	145	44.3	65.3	139	273	272
Hf	3.97	3.67	1.2	1.51	3.56	6.4	6.59
Y	19.3	25.1	7.19	8.07	20.1	35.5	30.5
Th	7.94	10.7	1.44	2.41	6.94	14.5	15.5
U	1.15	1.47	0.75	1.35	2.27	3.51	3.84
Ga	21	18.9	6.3	8.93	11.9	21.4	21.6
La	23.4	25.7	4.91	9.12	25.7	41.4	41.3
Ce	50.6	58.9	10.4	18.3	51.2	86.1	89
Pr	5.76	6.44	1.31	2.09	6.35	9.93	10.1
Nd	23.2	26.0	5.55	8.32	24.8	41.0	41.4
Sm	3.78	4.8	1.05	1.64	4.68	7.69	7.9
Eu	0.93	1.01	0.23	0.29	1.16	1.48	1.49
Gd	4.08	5.02	1.01	1.5	4.31	6.61	6.32
Tb	0.67	0.71	0.2	0.23	0.66	1.09	0.9
Dy	3.39	4.52	1.05	1.25	4.12	5.74	5.46
Ho	0.62	0.82	0.21	0.24	0.75	1.22	1.03
Er	2.0	2.62	0.71	0.88	2.18	3.37	3.13
Tm	0.28	0.41	0.097	0.13	0.31	0.56	0.51
Yb	1.88	2.49	0.71	0.78	2.19	3.61	3.42
Lu	0.29	0.38	0.12	0.15	0.36	0.51	0.45
Σ REE	120.88	139.82	27.56	44.92	128.77	210.31	214.41

Примечания. 9-1, 9-4 – биотитовые парасланцы Иртышской зоны смятия (скв. 9), 1078, 1078-1, 1079 – хлоритовые парасланцы корбалихинской толщи Рудно-Алтайской зоны; 32/18, 32-20 – песчаники такырской серии Калба-Нарымской зоны (скв. 32).

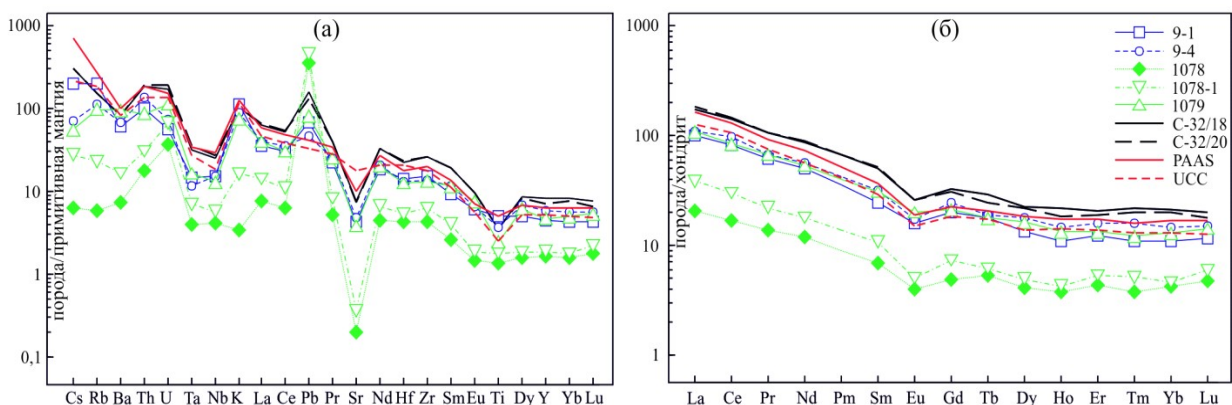


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для осадочных пород.

9-1, 9-4 – биотитовые парасланцы Иртышской зоны смятия (скв 9); 1078, 1078-1, 1079 – хлоритовые парасланцы корболихинской толщи Рудно-Алтайской зоны; С-32/18, С-32-20 – песчаники такырской серии Калба-Нарымской зоны (скв. 32). PAAS – средний состав постархейских глинистых сланцев; UCC – состав верхней континентальной коры по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

возрастные группы. Три зерна укладываются в диапазон 923 ± 8 – 972 ± 9 млн лет. В КЛ они представлены субидiomорфными кристаллами с тонкой ритмичной (магматической) зональностью. Содержание в цирконе $U = 150-524$, $Th = 49-119$ ppm, $Th/U = 0.10$ – 0.71 . Возраст еще 2 зерен с тонкой магматической зональностью – 852 ± 8 – 821 ± 8 млн лет. Преобладает популяция из 11 идиоморфных и субидiomорфных кристаллов с тонкой магматической зональностью. Содержание в цирконе $U = 91-599$, $Th = 20-397$ ppm, $Th/U = 0.22$ – 1.07 . Их конкордантный возраст составил 507 ± 5 млн лет.

Наиболее молодой возраст – 399 ± 4 млн лет – получен по крупному субидiomорфному кристаллу с секториальной зональностью (рис. 4). Содержание в цирконе $U = 447$, $Th = 146$

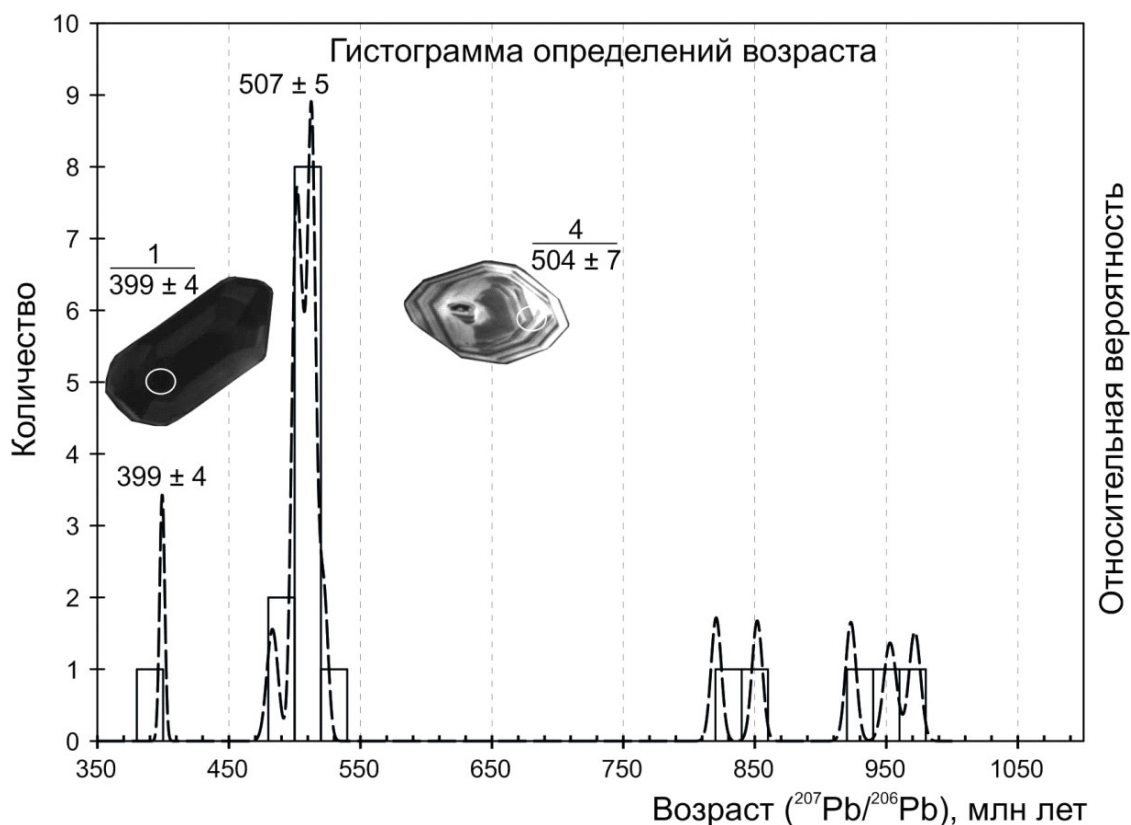


Рис. 4. Результаты датирования детритового циркона из хлоритовых сланцев пр. 1078.

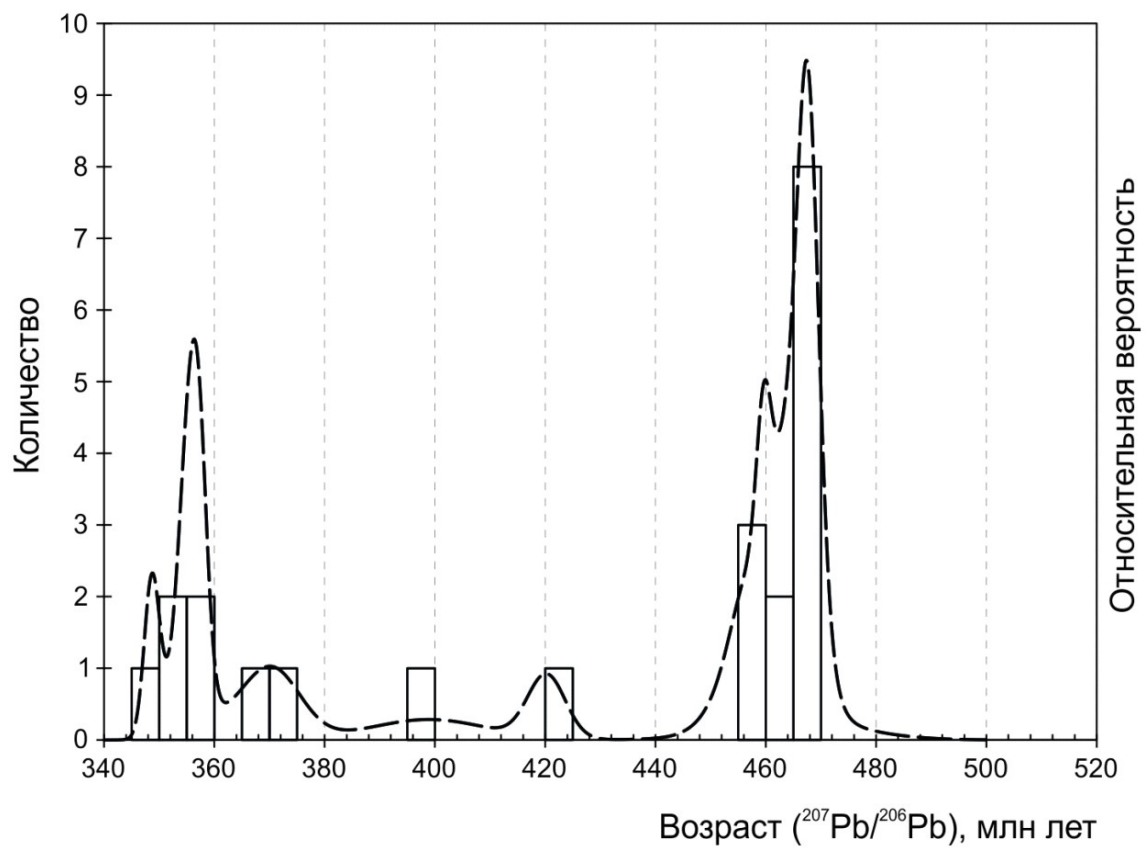
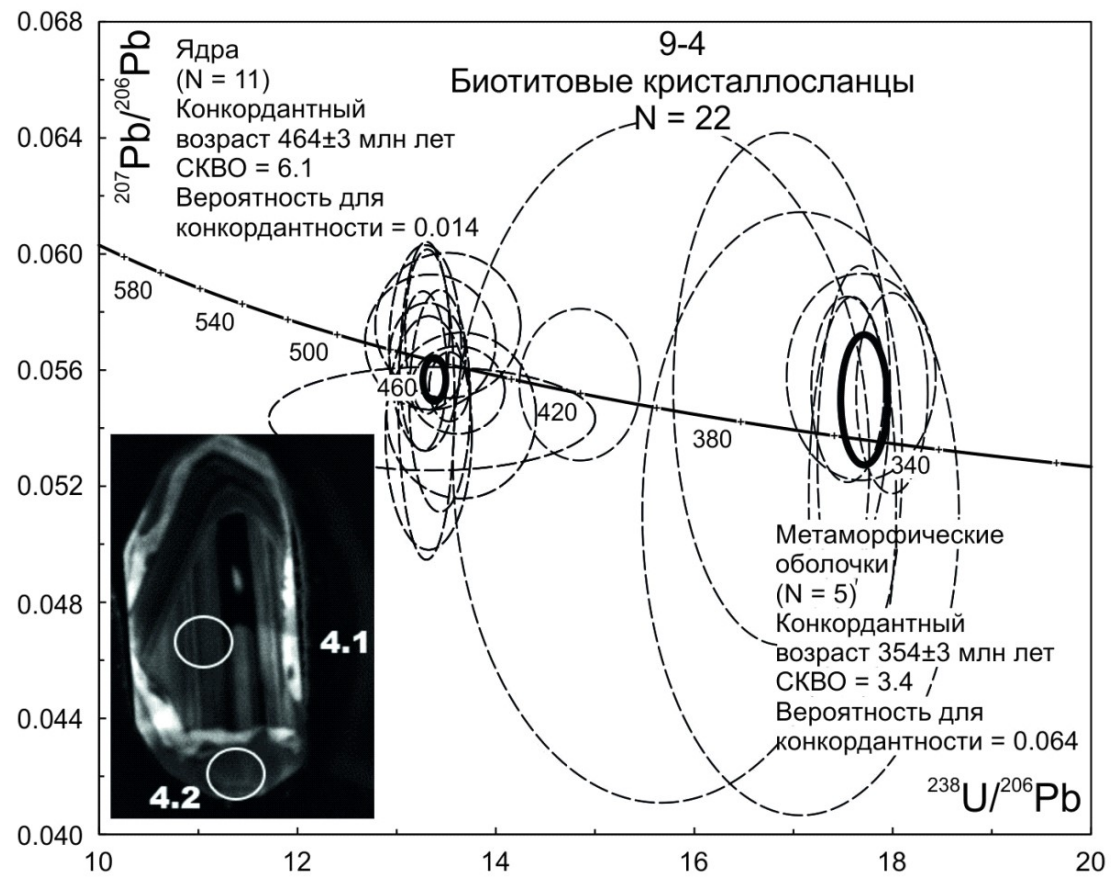


Рис. 5. Результаты датирования циркона из биотитовых кристаллосланцев пр. 9-4.

ppm, Th/U=0.34. Хотя такое зерно только одно, можно констатировать, что подтверждается время накопления корболихинской толщи не позже раннего девона.

Пр. 9-4. В биотитовых сланцах зерна циркона бесцветные, светло-желтые, розовато-желтые, прозрачные и полупрозрачные с включениями и трещинками. Зерна представлены идио-морфными и субидиоморфными кристаллами и их обломками. Длина – 50-120 мкм, КУ = 2-3.

В КЛ в цирконах наблюдаются гетерогенное строение. Типовое зерно показано на рис. 5. Ядра имеют более слабое свечение и сложены тонко-ритмично-зональным (магматическим) цирконом. Оболочки разной толщины, могут быть как зональные, так и незональные, часто нарушенные большим количеством включений. Граница между ядрами и оболочками часто более яркая, но прерывистая. Содержание в ядрах U = 182-1039, Th = 72-984 ppm, Th/U = 0.26-1.30. Высокие величины Th/U отношения (три зерна Th/U>1) указывают на присутствие циркона из основных пород. По 11 анализам конкордантный возраст составил 464±3 млн лет, что указывает на среднеордовикский возраст интрузивных пород, продуцирующих циркон в области денудации. В оболочках содержание U = 73-350, Th = 2-63 ppm, Th/U = 0.01-0.44. Из них в 6 анализах установлено низкое отношение Th/U (0.01-0.11), что характерно для метаморфического циркона. По оболочкам был выполнен U-Pb анализ в 9 точках, из которых по 5 анализам получен конкордантный возраст 354±3 млн лет. Двум значениям возраста – 464±3 и 354±3 млн лет – соответствуют пики возрастов на гистограмме рис. 5. Промежуточные сильно дискордантные возрасты получены по оболочкам циркона, что связано с неполной перестройкой изотопной U-Pb системы краев магматических ядер в процессе метаморфизма.

Изотопная система Sm и Nd. Биотитовые и хлоритовые сланцы характеризуются отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ около 0.12, что характерно для зрелой континентальной коры. Биотитовые сланцы имеют слабо отрицательную величину $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельный возраст протолита 1.27-1.29 млрд лет, указывающий на присутствие в питающей провинции древнего корового материала. Хлоритовые сланцы характеризуются положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 2.1$, вероятно, указывающей на присутствие ювенильных пород в области денудации, и более молодым модельным возрастом протолита – 1.01 млрд лет.

Геодинамическая обстановка. По содержанию петрогенных элементов (рис. 6, а) сланцы корболихинской толщи как будто имеют признаки накопления в условиях пассивной континентальной окраины. Однако высокая подвижность при метаморфизме кремнезема, калия и натрия позволяют усомниться в полученном результате и заставляют использовать эту диаграмму с осторожностью. На основании соотношений малоподвижных при метаморфизме элементов, таких как Ti, Co, Zr, Th, Sc, REE (рис. 6, б, в, г), корболихинская толща и протолит биотитовых парасланцев иртышского метаморфического комплекса накапливались в обстановке континентальных или океанических дуг. В пользу этой интерпретации свидетельствуют повышенные содержания фемафильных элементов (Cr, V, Co, Ni) в биотитовых сланцах иртышского комплекса. Положительная и слабо отрицательная величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ указывает на присутствие базитовых пород в области денудации. Песчаники такырской серии располагаются также в поле континентальных дуг, но не исключена обстановка активной континентальной окраины. По причине малого количества использованных анализов эти выводы должны рассматриваться как сугубо предварительные.

Обсуждение результатов

Доминирующая в настоящее время точка зрения о пассивно-окраинном режиме формирования фундамента Рудно-Алтайского вулканического пояса не находит подтверждения в геохимических характеристиках осадочных пород. Присутствие базальтов, кремней (яшм) и известняков в ассоциации с терригенными отложениями, что наблюдается в составе корболихинской толщи, характерно для осадочного разреза океанической коры и является индикатором аккреционной призмы [Safonova et al., 2014]. В составе аккреционной призмы

2. Изотопный состав Sm и Nd метаосадочных пород

№ проб	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})_{2\text{st}}$ млрд лет
9-1	420	5.417	26.24	0.1248	0.512372	5	-1.3	1.29
9-4	420	4.765	24.14	0.1193	0.512366	8	-1.3	1.27
1079	420	4.81	24.20	0.1203	0.512534	7	2.1	1.01

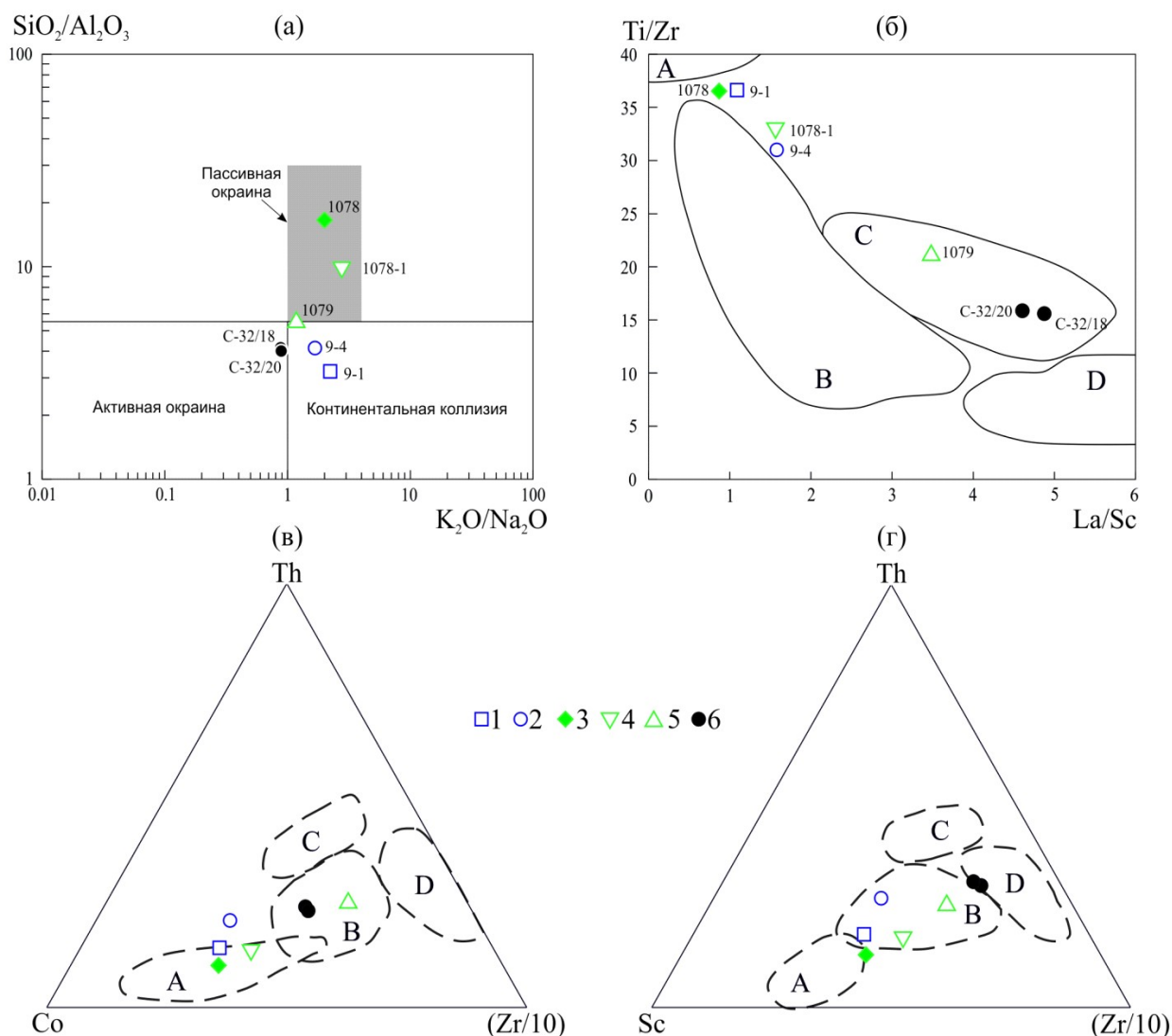


Рис. 6. Тектонические обстановки накопления осадочных пород.

Основы диаграмм: (а) – по [Fumes et al., 2021]; (б, в, г) – по [Bhatia, Crook, 1986].

1, 2 – биотитовые парасланцы Иртышской зоны смятия; 3-5 – хлоритовые парасланцы корболихинской толщи Рудно-Алтайской зоны; 6 – песчаники такырской серии Калба-Нарымской зоны. Пунктиром обведены поля: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

присутствуют терригенные отложения океанической коры, а также континентального склона и его подножия. Аккреционная призма формируется в результате поступления материала из нескольких источников, расположенных как на континенте, так и на дне океана. Однако особенностью корболихинской толщи является доминирование материала, источником которого были породы континентальной коры, что выражается в древнем (> 1 млрд лет) Nd-модельном возрасте и присутствии позднерифейского и кембрийского детритовых цирконов. Преобладание континентального материала в осадках характерно для приконтиненталь-

ного склона задугового бассейна. Океаническая кора задугового бассейна представлена Чарышско-Талицкой зоной Горного Алтая, примыкающей непосредственно к Рудному Алтаю по Северо-Восточному разлому.

В гравитационном поле Рудному Алтаю отвечает аномальная полоса северо-западного направления, прослеживающаяся от г. Рубцовск в юго-восточном направлении в начале до границы с Республикой Казахстан и далее до границы с КНР [Гусев и др., 2015]. Вдоль осевой линии этой зоны (Срединная подзона) выделяется полоса уникальных максимумов силы тяжести, по интенсивности (от 12 до 24 мГл) значительно превосходящих аномальные зоны Горного Алтая. Одним из них на территории России является Алейско-Рубцовский максимум. Гравитационная аномалия, очевидно, связана с океанической корой задугового бассейна, погребенной под осадочными отложениями.

Учитывая, что корболихинская толща имеет литологический состав, подобный аккреционной призме, а также ее силурийско-раннедевонский возраст, можно полагать, что субдукционные процессы в Рудном Алтае начались задолго до формирования эмско-франского вулканогенно-осадочного прогиба с колчеданно-полиметаллическим оруденением. По мнению М.С. Козлова [2015], в Казахском Рудном Алтае островная дуга формировалась с позднего силура. По мере миграции центров вулканизма с юго-востока на северо-запад в эмс-эйфельское время происходила смена известково-щелочной андезит-дацит-риолитовой серии вулканитов на бимодальную базальт-риолитовую.

Аккреционная призма залегает на стыке блоков коры и мантии. Эта ослабленная зона коры и мантии в результате сдвиговых перемещений в нижнем девоне (эмс) обусловила формирование в трансенсивной обстановке рифтогенного осадочно-вулканогенного прогиба. Клинообразная форма Рудно-Алтайского террейна указывает на расширение рифта в северо-западном направлении. Инициальный магматизм эмского возраста имеет контрастный риолит-базальтовый состав и, вероятно, связан с рифтогенными процессами.

Продуктивный вулканогенно-осадочный разрез Рудного Алтая формировался в результате двух дискретных импульсов магматизма: первый – около 390 млн лет (мельнично-сосновский вулканический комплекс), второй – 380 млн лет (давыдовско-каменевский комплекс) [Kuibida et al., 2020]. Свидетельством более раннего магматизма является ксеногенный циркон в риолитах мельнично-сосновского вулканического комплекса: проба MS-13/1 Садовушкиного палеовулкана (3 зерна с возрастом 422 млн лет) и проба MS-32 на сопке Караульной (13 зерен с возрастом 404 млн лет) [Kuibida et al., 2020].

Биотитовые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса в ядрах циркона имеют доминирующий источник гранитоидного и базитового состава с возрастом 464 ± 3 млн лет. Наиболее близкий возраст 466 ± 3 млн имеют гнейсовидные биотитовые граниты в Китайском Алтае [Sun et al., 2009]. Lu-Hf система цирконов из гранитоидов, гнейсов и осадочных пород Китайского Алтая указывает, что до 420 млн лет источники магматизма были смешанные – как древние, так и ювенильные. Однако, начиная с 420 млн лет, магмы формировались из ювенильного мантийного источника, который связывается с субдукцией спредингового хребта под край активной окраины [Sun et al., 2009]. Для Рудного Алтая этот механизм требует доказательств.

Возраст метаморфизма иртышского метаморфического комплекса по метаморфическим оболочкам циркона составляет 354 ± 3 млн лет, что соответствует турнейскому веку раннего карбона и показывает время пикового коллизионного метаморфизма. Следовательно, для такырской серии, в которой никаких признаков метаморфизма нет, возраст следует принимать только раннекаменноугольным, а не как считается сейчас – позднедевонско-раннекаменноугольным. Детритовый циркон из каменноугольных песчаников Калба-Нарымского террейна в Восточном Казахстане дает хорошо выраженный пик с возрастом 330 млн лет [Hu et al., 2021], что подтверждает размыв субдукционных гранитоидов волчихинского комплекса, развитых в Рудном Алтае [Гусев и др., 2015].

Для региональной корреляции представляют интерес данные по флишоидам Монгольского Алтая (горноалтайская серия Холзунско-Чуйской СФЗ (рис. 1) Монголо-Алтайской складчатой системы в понимании российских геологов). Эти данные показывают, что наиболее молодой циркон имеет возраст $440 - 429 \pm 8$ млн лет и ограничивает время накопления осадочных пород поздним силуром – ранним девонем [Long et al., 2020]. Как видно, это тот же возрастной диапазон, что и у корболихинской толщи. Реконструкция геодинамической обстановки по геохимическим параметрам метаосадочных пород (использовались в том числе диаграммы, показанные на рис. 5) показала, что обстановкой накопления флишоидов Монголо-Алтайского террейна была активная континентальная окраина [Long et al., 2020].

Заключение. Учитывая ограниченное количество проанализированного материала, приведенные соображения следует считать сугубо предварительными. Рудоносная вулканогенно-осадочная толща Рудного Алтая с наибольшей вероятностью залегает на образованиях аккреционной призмы задугового бассейна раннепалеозойской субдукционной системы. Индикатором аккреционной призмы является присутствие базальтов, кремней (яшм) и известняков или их метаморфизованных аналогов: metabазальтов, кварцитов и мраморов в ассоциации с терригенными отложениями (метапелитами). В составе аккреционной призмы (корболихинской толщи) можно ожидать как осадки, накапливающиеся на океаническом дне, так и вулканогенно-осадочные образования субдукционного этапа, а также отложения континентального склона задугового бассейна. Геохимические особенности зеленых сланцев корболихинской толщи указывают, что их протолит накапливался в обстановке континентальной дуги. К началу формирования рудоносного разреза вулканогенно-осадочные образования корболихинской толщи претерпели складчатость и метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, видимо, связанных с аккреционной тектоникой. Метаморфический комплекс Иртышской зоны является результатом раннекаменноугольной коллизии Калба-Нарымского и Рудно-Алтайского террейнов.

Литература

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63-81.
- Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др.* Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы: Гылым, 1997. – 288с.
- Большой Алтай: (геология и металлогения).* В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение / Г.Н. Щерба, Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский и др. – Алматы: Айылым, 1998. – 304 с.
- Вишневская И.И.* О зеленых сланцах Рудного Алтая // Доклады АН СССР, 1962, т. 147, № 3, с. 692-695.
- Геологический словарь.* В трех томах. Т.2. / Гл. ред. О.В. Петров. –СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 476 с.
- Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А. др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист М-44–Рубцовск. Объяснительная записка – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 415 с.
- Дьячков Б.А., Бисатова А.Е., Мизерная М.А. и др.* Особенности геотектонического развития и рудоносности Южного Алтая (Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений, 2021, т. 63, № 5, с. 399-426.
- Ёлкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, с. 118-144.
- Караулов В.Б., Филатова Л.К., Никитина М.Н.* Девонские геологические формации Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Изв. Выс. уч. зав., Геол. и разведка, 1992, № 2, с. 3-10.
- Козлов М.С.* Палеотектоника и палеовулканизм среднего палеозоя Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 12, с. 17–34.

- Козлов М.С.* Условия формирования Рудно-Алтайской металлогенической провинции // Геология рудных месторождений. 2015. Т.57. №4. С. 299-326.
- Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В.* Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая. – Алматы, 2012. С. 38–44.
- Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. и др.* Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая – М.: ЦНИГРИ, 2019. 208 с.
- Куйбида М.Л.* Базальтовый магматизм системы островная дуга-задуговой бассейн (Алтайская активная континентальная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. №3 с. 108-120.
- Промыслова М.Ю.* Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Докл. РАН. 2004. Т. 339. №5. С. 665-667.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае. // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44-58.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384с.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”. 2000. – 188 с.
- Щерба Г.Н.* Геология Лениногорского рудного поля. В кн. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат. 1957. С. 7-81.
- Bhatia M. R., Crook K. A.-W.* Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. – P. 181-193.
- Chen M., Sun M., Li P.F. et al.* Late Paleozoic Accretionary and Collisional Processes along the Southern Peri-Siberian Orogenic System: New Constraints from Amphibolites within the Irtysh Complex of Chinese Altai // J. Geol. 2019. V.127, P. 241–262.
- Fumes R.A., Luvizotto G.L., Moraes R., Patto L.A.* The potential for using metagreywacke to study metamorphism of amphibolite facies conditions: a comparison study within the Luminárias Nappe, Southern Brasilia Orogen (Southeastern Brazil) // Mineralogy and Petrology. 2021. V. 115. P.519–534. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00758-8>
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M. et al.* Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai—Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Res., 2011, v. 20, p. 465—484.;
- Hu W., Li P., Sun M. et al.* Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // Journ. Asian Earth Sciences <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2021.104978>
- Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N. et al.* Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020 V. 81, P. 312-338.
- Large R.R., Mukherjee I., Zhukova I. et al.* Role of upper-most crustal composition in the evolution of the Precambrian ocean-atmosphere system // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 487. P. 44–53.
- Long Z., Luo J., Sun M. et al.* Detrital zircon U-Pb ages and whole-rock geochemistry of early Paleozoic metasedimentary rocks in the Mongolian Altai: Insights into the tectonic affinity of the whole Altai-Mongolian terrane: GSA Bulletin, 2020 V. 132. № 3-4. P. 477-494.
- Ma X., Cai K., Zhao T. et al.* Devonian volcanic rocks of the southern Chinese Altai, NW China: petrogenesis and implication for a propagating slab-window magmatism induced by ridge subduction during accretionary orogenesis // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 160. P. 78–94.
- Sun M., Long X.-P., Cai K. et al.* Early Paleozoic ridge subduction in the Chinese Altai: Insight from the abrupt change in zircon Hf isotopic compositions // Sci China Ser D-Earth Sci. 2009. V. 52. № 9. P. 1345-1358.

Wan B., Zhang L., Xiang P., The Ashele VMS-type Cu-Zn deposit in Xinjiang, NWChina formed in a rifted arc setting //Resour. Geol. 2010. V. 60, P. 150–164.

*Werner C.D.*Saxoniangranulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // GerlandsBeitr. Geopys. 1987. V. 96. P. 271–290.

*Wu Y., Yang F., Liu F. et al.*Petrogenesis and tectonic settings of volcanic rocks of the Ashele Cu–Zn deposit in southern Altay, Xinjiang, NorthwestChina: Insights from zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes //J. Asian Earth Sci. 2015. V.112, P. 60–73.

Yang F., Li Q., Yang C., Zhang Z. A combined fluid inclusion and S–H–O–He–Ar isotopestudy of the Devonian Ashele VMS-type copper–zinc deposit in the Altay orogenicbelt, northwest China // J. Asian Earth Sci. 2018 v. 161, P. 139–163.