

Региональная геология

УДК 551.7

ДОКЕМБРИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

E-mail: nozhkin@uiggm.nsc.ru

На основе комплексных геологических, петролого-геохимических, изотопно-геохронологических и металлогенических исследований, проведенных автором с коллегами преимущественно в регионах западной и юго-западной окраины Сибирского кратона и обрамляющего аккреционного пояса, выделены гетерогенные архейские, ранне- и позднепротерозойские структурно-вещественные комплексы, фиксирующие главные корообразующие события в докембрии. Осуществлена петрогеохимическая типизация, выявлены основные рубежи и геодинамические условия формирования, отмечена металлогеническая специфика. Представлена модель образования, роста и эволюции докембрийской коры ЮЗ части Сибирского кратона, рассмотрено семь этапов ее формирования.

Ключевые слова:

Архей, ранний и поздний протерозой, геология, петрология, геохимия, металлогения, Енисейский кряж, Восточный Саян, юго-западная окраина Сибирского кратона.

Краткий очерк истории исследования

Начало планомерному исследованию Сибири было положено семилетним путешествием Д.Г. Мессершмидта и шестилетним В. Беринга, предпринятым по распоряжению Петра I, коснувшимся нескольких областей Сибири [1]. За этой первой академической экспедицией последовал ряд других, предпринятых учеными, приглашенными из Западной Европы в состав учрежденной Академии Наук, к которым в качестве помощников прикрепляли русских студентов Академии. В составе экспедиции были естествоиспытатели, астрономы, историки. Например, в составе десятилетней экспедиции естествоиспытателя И.Г. Гмелина, совершившим путешествие по Западной и Восточной Сибири, Забайкалью и Камчатке, был студент С. Крашенинников – будущий знаменитый профессор ботаники, составивший всестороннее описание Камчатки. Во второй половине XVIII века работали экспедиции П.С. Палласа, Э. Лаксмана, Н. Рачкова и других.

В первой половине XIX в. наиболее крупные результаты в отношении выяснения геологического строения Сибири дали путешествия Г.П. Гельмерсена, Э.К. Гофмана, А.Ф. Миддендорфа, П.А. Чихачева, Г.Е. Щуровского. Разрешение частного зо-

лотого промысла привело к открытию в середине XIX в. богатых россыпей в Кузнецком Алатау, Енисейском, Бирюсинском районах, которые один из первых посетил Э.К. Гофман. Во второй половине XIX в. новые экспедиции организовывала не только Академия Наук, но и Русское географическое общество и его Сибирские отделы в гг. Омске и Иркутске. Это экспедиции П.А. Кропоткина и И.С. Полякова (В. Саян), И.А. Лопатина (Енисейские золотоносные промыслы), А.Л. Чекановского и И.Д. Черского (Ангара, Подкаменная Тунгуска, В. Саян, Прибайкалье), Л. Ячевского (Енисейский кряж, В. Саян).

Систематические геологические исследования крупных территорий Сибири начались правительственными геологами в конце XIX в. под общим руководством Геологического комитета. Толчком к организации этих исследований явилась ставшая на очередь постройка железнодорожной магистрали через всю Сибирь. Исследования проводились партиями, состоявшими из таких весьма известных геологов как В.А. Обручев, К.И. Богданович, Н.Л. Ижицкий, П.К. Яворский, Л.А. Ячевский, А.П. Герасимов и др. Этими же геологами проводились исследования золотоносных районов Сибири: Енисейского – Н.Л. Ижицким, А.К. Мастером и

Л.А. Ячевским, Ленского – В.А. Обручевым, А.П. Герасимовым, А.А. Деминым и П.И. Преображенским. Они одни из первых отнесли осадочные и метаморфические толщи Енисейского кряжа, Присяянья и Прибайкалья к докембрию.

Наиболее полные сведения для этого времени (30...40-х годов XX века) по стратиграфии докембрия заангарской части Енисейского кряжа приведены в трудах С.В. Обручева [2] и Г. Николаева, по магматизму и металлогении – в работах Ф.Н. Шахова [3], Н.Н. Горностаева и др. Первые сведения о докембрии более южной, Ангаро-Канской, части кряжа сообщены М.М. Одинцовым и П.П. Скабичевским. Обстоятельное петрологическое исследование метаморфических толщ и гранитоидов этого региона выполнено Ю.А. Кузнецовым [4]. В Восточном Саяне в эти годы проводили исследования А.Г. Вологдин, А.Н. Чураков, Б.М. Куплетский, В.Н. Лодочников, М.М. Тетяев и др. Геология докембрия и золотоносность Канского и Бирюсинского района описаны в трудах И.А. Молчанова [5]. Многие направления исследований по геологии и минеральным ресурсам Сибири этого периода проводились по линии Сибгеолкома, возглавляемого талантливым ученым – профессором Сибирского индустриально-института М.А. Усовым.

Во второй половине XX века территория юго-западной окраины Сибирской платформы и ее складчатое обрамление охвачена крупномасштабной геологической съемкой и тематическими работами, проводимыми сотрудниками Красноярского и Иркутского геологических управлений, ВСЕГЕИ, МГУ, ВАГТ, СНИИГГиМС, ВНИГРИ, ГИН, Томским политехническим институтом и Казанским университетом, Институтом геологии и геофизики и Земной коры СО АН СССР и др. В ходе этих исследований установлена последовательность древних свит, степень их метаморфизма, выделены магматические комплексы, составлены единые для конкретных регионов схемы расчленения докембрия, выявлены и разведаны многочисленные месторождения различных полезных ископаемых.

В последние десятилетия в практику изучения немых докембрийских толщ, метаморфических и магматических комплексов и их рудоносности широко внедряется комплекс петролого-геохимических, изотопных и геохронологических методов. Применение их позволяет более обоснованно воссоздать геологическую и геодинамическую историю формирования и эволюции континентальной коры докембрия крупных регионов.

В этой связи геологические, петролого-геохимические и металлогенетические исследования, проведенные автором с коллегами в регионах распространения докембрия Сибирского кратона и обрамляющего аккреционного пояса, позволили выделить гетерогенные структурно-вещественные комплексы, фиксирующие главные корообразующие события в архейскую и протерозойскую эпохи, осу-

ществить петрогеохимическую их типизацию, выявить металлогенетическую специфику, главные рubeжи и геодинамические условия формирования.

По современным представлениям структура юго-западной окраины Сибирского кратона сформирована в процессе сочленения гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков раннедокембрийской коры, образовавших Тунгусскую коровую провинцию, последующего развития эпиконтинентальных складчатых поясов – раннепротерозойского Ангарского и позднепротерозойского Саяно-Енисейского и завершилась аккрецией позднепротерозойских островодужных комплексов и микроконтинентов.

Архей

Гранит-зеленокаменные провинции. Раннеархейские плагиогнейсовые комплексы тоналит-трондьемитового состава, широко развитые на щитах, в пределах ЮЗ окраины Сибирского кратона выявлены в ЮВ Присяянья. В составе Онотского и Булунского блоков Шарыжалгайского выступа (рис.) установлены серогнейсовые ассоциации тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплексы) и метаосадочно-вулканогенные супракрустальные отложения, что является характерным для архейских гранит-зеленокаменных провинций [6–8]. Плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплексов обладают геохимическими параметрами ($Mg^*=20...40$; $(La/Yb)_n=10...55$; $Eu/Eu^*=0,8...1,2$; $Sr/Y=20...66$), типичными для архейских высокоглиноземистых тоналитов и трондьемитов. Возраст плагиогнейсов Онотского блока составляет 3386 ± 14 млн л [9]. Их модельный возраст $T(DM) \sim 3,6$ млрд л. Возраст гнейсовидных тоналитов оценивается 3287 ± 10 млн л. ТТГ Булунского блока имеют модельный возраст $T(DM)=3,3...3,4$ млрд л, что позволяет относить их к тому же раннеархейскому этапу корообразующих событий, что и онотские плагиогранитоиды. В Онотском блоке нижняя часть супракрустальной последовательности представлена бимодальной ассоциацией кислых и основных вулканитов, а верхняя – образована метабазитами, железистыми кварцитами, карбонатами и терригенными метаосадками [6]. По ряду признаков можно заключить, что формирование зеленокаменных поясов происходило в обстановке рифтогенеза раннеархейской континентальной коры. В разрезе супракомплекса Булунского блока (р. Урик) выделяется две породные ассоциации: метабазальтовая и метаандезит-дацитовая в парагенезисе с метаграувакковой [8]. Особенности редкоэлементного состава определяют сходство пород первой ассоциации с океаническими базальтами, а вулканитов второй ассоциации, резко обогащенных некогерентными элементами с архейскими значениями модельного возраста, с магматитами, образованными в энсиалической островодужной обстановке. Изотопно-геохимические данные по гранит-зеленокаменным комплексам Онотского и Булунского блоков дают основания го-



Рисунок. Схема распространения докембрийских комплексов в структурах юго-западной окраины Сибирского кратона (составил А.Д. Ножкин). 1) чехол (Pz-Mz); 2-5) позднедокембрийские окраинно-континентальные отложения: 2) моласса, отложения авлакогенов (чапская, тасеевская, оселочная, чингасанская, карагаская серии), в локальных зонах проявления внутриплитного магматизма (R_3 -V); 3) преимущественно карбонатные отложения шельфа (широкинская, ослянская серии) (R_3); 4 – слабометаморфизованные отложения наложенных прогибов, в зонах рифтогенеза проявления внутриплитного вулканизма (верхневороговская, каитьбинская, тунгусицкая серии) (R_3); 5 – филлитизированные сланцы, метапесчаники (сухопитская серия) ($R_{1,2}$); 6 – метабазиты, метапикриты, плагиоориолиты Рыбинско-Панимбинской зоны рифтогенеза ($PR_1(?)$ - R_3); 7-8 – рифейские образования аккреционно-коллизийного пояса: 7 – офиолиты и островодужные комплексы ($R_2(?)$ - R_3); 8 – терригенно-карбонатные отложения пассивной окраины (Дербинский блок); 9-10 – раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса (АСП): 9 – метаосадочные; 10 – метаосадочно-вулканогенные; 11 – раннепротерозойские островодужные комплексы (зеленокаменных поясов); 12 – архейские гранулитогнейсовые комплексы; 13 – архейские комплексы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава и зеленокаменных поясов; 14-17 – интрузивные комплексы: 14 – траппы (P-T); 15-18 – гранитоиды: 15 – раннепалеозойские, 16-17 – позднерифейские: 16 – постколлизийные и внутриплитные, 17 – коллизийные; 18 – раннепротерозойские гранитоидные комплексы Ангарского коллизийного орогена; 19 – геологические границы: а – тектонические, б – прочие.

Блоки: I – Ангаро-Канский, II – Бирюсинский, III – Иркутский, IV – Китайский, V – Онотский, VI – Булунский, VII – Канский, VIII – Восточный (Приплатформенный), IX – Центральный, X – Исаковский, XI – Предивинский, XII – Шумихинско-Кирельский, XIII – Арзыбейский, XIV – Дербинский, XV – Кувайский

ворить о том, что начало формирования континентальной коры, слагающей современную юго-западную окраину Сибирского кратона, относится к раннеархейскому этапу.

Гранулитогнейсовые провинции. Значительная часть раннедокембрийского кристаллического основания сложена ранне- и позднеархейскими гранулитогнейсовыми комплексами (канским, бирюсинским, шарыжалгайским) умеренных и повышенных давлений (ассоциации с Гип, Сил, Корд, Гр и др.), с чарнокитоидами, нередко подверженными регрессивному метаморфизму с развитием мигматитов и ассоциаций амфиболитовой фации.

Сравнительное петролого-геохимическое исследование архейских гранулитогнейсовых комплексов разных блоков (Ангаро-Канского, Бирюсинского, Китайского, Иркутского) кристаллического основания ЮЗ окраины Сибирского кратона свидетельствует о том, что в архее на юге Сибирского кратона существовали сегменты зрелой сиалической коры гранодиоритового состава, обогащенной радиоактивными (U, Th, K) и редкими (PЗЭ, Zr, Hf, Pb и др.) элементами [10, 11]. В процессе метаморфизма произошла геохимическая дифференциация вещества с обеднением высокобарических гнейсов U и Rb, а локально развитых

чарнокитоидов – также Th и легкими редкими землями. Массовыми количественными определениями U, Th, K – наиболее ярких индикаторов степени зрелости коры [12], обоснована геохимическая неоднородность гранулитогнейсовых и мигматит-гнейсовых комплексов разных блоков, объясняемая первичной гетерогенностью мантийно-корового вещества и его дальнейшей геодинамической эволюцией. Наиболее зрелая, геохимически дифференцированная кора развита в Ангаро-Канском и Бирюсинском блоках, представленная орто- и парагнейсами нередко высокоглиноземистыми, с горизонтами повышеннотитанистых метабазитов, а также Na-K гнейсогранитами и пегматитами. Содержание Th в гнейсах составляет 17...20 г/т, La – 50...70 г/т, Ce – 100...120 г/т.

Средний состав гранулитогнейсовых комплексов отвечает гранодиориту и близок к среднему составу верхней континентальной коры. По степени зрелости, геохимической дифференцированности исходного субстрата к выше охарактеризованному близка кора Китайского блока, представленная мигматизированным кристаллосланцево-гнейсовым комплексом [11]. Петрохимический состав биотит-амфиболовых гнейсов отвечает субщелочным андезитам с повышенной концентрацией Rb, Ba, высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Th) и легких РЗЭ. Биотитовые гнейсы дацит-риолитового или глиноземистого пелитового состава характеризуются высоким содержанием K, Rb, Ba, а также Th (16...60 г/т), U (1...6,2 г/т) и легких РЗЭ. От описанных по составу и петрогеохимическим параметрам существенно отличается Иркутский блок, образованный шарыжалгайским чарнокит-гранулитовым комплексом. Состав исходных пород отвечает базальт-андезит-дацитовой и граувакковой ассоциациям. Средний химический состав его отвечает кварцевому диориту-андезиту.

В сравнении со средним составом канского комплекса (Ангаро-Канский блок) и верхней континентальной корой шарыжалгайский комплекс существенно обеднен несовместимыми элементами (Rb, Ba, K, Th, Ta, TR, Sr, Zr, Hf). Причина таких различий заключается в том, что архейская кора этих блоков принадлежит к разным изотопным провинциям, а протолиты метаморфических комплексов сопоставимы с современными дифференцированными сериями вулканитов островных дуг (Иркутный блок), активных континентальных окраин (Ангаро-Канский, Китайский блоки) или отвечают терригенным осадкам, образовавшимся в результате их эрозии (Бирюсинский блок). Аккреция гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных блоков континентальной коры произошла в конце позднего архея и сопровождалась кратонизацией и формированием коллизионных гранитоидов.

Что касается металлогении древнейших структур, то необходимо отметить, что одной из важнейших причин формирования рудных, особенно редкометалльных, провинций является первичная

геохимическая неоднородность земного вещества, обусловленная изначальными процессами его дифференциации и последующего преобразования [13]. В этом отношении литосферные блоки зрелого, высокодифференцированного мантийно-корового вещества являются наиболее перспективными в отношении рудных концентраций, поскольку они, по существу, являются первичными геохимическими провинциями. Важный фактор рудоносности структур раннего докембрия – наличие зеленокаменных поясов, отличающихся массовым выходом на поверхность неистощенного мантийного вещества. В этом отношении Олотский зеленокаменный пояс весьма продуктивен в металлогеническом отношении. Здесь размещены крупные месторождения магнетита, талька, железистых кварцитов, офикальцита. Есть перспективы для выявления благороднометалльного оруденения.

Ранний протерозой

Раннепротерозойские комплексы слагают зеленокаменные (вулканические) пояса (ЗКП), а также образуют протяженный (~1500 км) окраинно-континентальный Ангарский складчатый пояс (АСП).

Зеленокаменные пояса с широким развитием в разрезах базальтов, в том числе высокомагнезиального типа, стратифицированных тел ультрамафитов, интрузий габбро-перидотитов и плагиогранитов тоналит-трондьемитового состава выделены в пределах Канской глыбы (блока), в СЗ Присяяны. Фрагменты их вскрываются в выходах кристаллического основания Агульского прогиба и Бирюсинской глыбы, в зоне Главного Саянского разлома. Наиболее древняя раннепротерозойская кора развита в пределах Канского блока. Представлена она метавулканогенно-осадочными комплексами зеленокаменных поясов (ЗКП), среди которых в Канском блоке выделяется Идарский и Канский ЗКП [14, 15]. В составе Идарского ЗКП развиты коматитит-базальтовая, лейкобазальтовая и граувакковая ассоциации исходных пород, вмещающие субвулканические интрузии ультрамафитов, с которыми связано Cu-Ni с платиноидами оруденение (Кингашское и др. месторождения) [15, 16–18, 21]. Детальные петролого-геохимические исследования ультрамафитов позволили объединить их в две ассоциации: магматическую дунит-верлит-пикритовую (рудноносную) и реститовую дунит-гарцбургитовую.

Породы этих ассоциаций различаются как по структурным, так и редкоэлементным признакам. Магматическим ультрамафитам присущи кумулятивные и бластопорфировые структуры и повышенные содержания редких несовместимых элементов (Sr, Hf, Zr, Ti, легких РЗЭ) [15]. В составе Канского ЗКП преобладают метаспороиды пикробазальт-базальтовой, андезит-дацит-риодацитовой и метапелит-граувакковой ассоциаций. Особенности их редкоэлементного состава типичны для раннедокембрийских ЗКП, сформированных в островодужной обстановке, осложненной зоной задугово-

титам, и в целом – формированием Сибирского кратона.

Ангарский ороген с протяженным поясом раннепротерозойских гранитоидов, маркирующих современную ЮЗ окраину Сибирского кратона (Южно-Енисейский кряж, Присяня, Западное Прибайкалье), является примером глубоко эродированных высокотемпературных орогенов [24, 25]. В результате коллизии в относительно узком временном диапазоне произошло становление огромного объема гранитоидов разных геохимических типов: от типичных пералюминиевых S-гранитов, связанных с этапом корового утолщения, до I и A-типов, образующихся преимущественно в условиях растяжения, вызванных нестабильностью коры коллизионного орогена и утонением литосферы в результате деляминации. Все три типа гранитоидов образованы преимущественно в результате рециклинга позднеархейской континентальной коры с варьирующим вкладом мантийного вещества в I и A-типах. Установлено три этапа формирования гранитоидов. К первому этапу относится формирование мигматитов и синколлизионных автохтонных гранитоидов S-типа. Возраст их близок ко времени проявления метаморфизма ~1900 млн л. Во второй этап (1870...1840 млн л) произошло становление постколлизионных гранитоидов, по петрогеохимическим признакам соответствующих I- и A-типам. Гранитоиды третьего анорогенного этапа, с возрастом 1746...1734 млн л, представлены породами калиевого ряда A типа.

Изотопный состав Nd гранитоидов свидетельствует об участии в магмообразовании древних (ранне- и позднеархейских) коровых (тоналит-диорит-гнейсовых) источников и ювенильного мантийного материала, вклад которого варьирует от 0 до 50 %. Многообразие геохимических типов гранитоидов обусловлено главным образом наличием различных фертильных источников в разрезе утолщенной коры коллизионного орогена, вариациями в условиях магмогенерации ($\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$, T, P) на последовательных стадиях гранитообразования, а также различной долей ювенильного мантийного материала в области источника гранитоидных расплавов. В целом гранитоиды Ангарского орогена образованы преимущественно в результате рециклинга архейской континентальной коры и варьирующего вклада мантийного материала в область магмообразования [25].

С нижнепротерозойскими стратифицированными комплексами АСП связаны месторождения и рудопроявления Au, U, железистых кварцитов, баритовых и полиметаллических руд, глиноземистого сырья, родонита, мусковитовых пегматитов и др. Весьма характерная для АСП редкометалльная металлогеническая специфика (месторождения редкометалльных гранитов, пегматитов, метасоматитов в Присяня) по мнению автора обусловлена наличием зрелого архейского сиалического основания и проявлением мощного раннепротерозой-

ского существенно калиевого гранитообразования [22]. В этом отношении минеральные ресурсы раннепротерозойских комплексов кажутся весьма обширными.

Поздний протерозой

Окраинно-континентальные комплексы слагают широко известную Саяно-Енисейскую складчатую область. Они наиболее широко представлены в Енисейском кряже, где вскрывается разрез рифея общей мощностью в 10...13 км. Для отложений перикратонного прогиба, особенно Восточной приплатформенной зоны (блока), характерна осадочная цикличность, послужившая основой для расчленения разреза на ряд серий. Крупные циклы – формационные комплексы соответствуют сериям. Цикличность отчетливо подчеркивается литологическим составом и распределением радиоактивных и редкоземельных элементов, повышенные концентрации которых присущи метапелитам. Ураном, Au, Li, Rb, Zn, Cu наиболее обогащены углеродистые, Th, Ti, Zr, Hf, PЗЭ, Cr глиноземистые метапелиты. Высокая ториеность метапелитов всего докембрийского разреза – весьма характерная его черта, свидетельствующая о длительном размыве зрелого архейского основания.

Центральная зона (блок) отличается развитием на разных уровнях ассоциаций вулканических пород и неоднократным проявлением гранитоидного магматизма. Широко развитые здесь терригенные толщи тейской и сухопитской серий общей мощностью до 7...9 км в связи с гренвиллской орогенией (1,0...0,95 млрд л) были подвержены метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху произошло формирование двух протяженных поясов синколлизионных гранитогнейсовых куполов и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Гранитогнейсовые купола общей площадью до 2000 км (Тейский купол) сопровождаются многочисленными роями пегматитовых жил зонального типа. Связь этих процессов с гренвиллской орогенией подтверждена новыми $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопными данными [26].

В позднеколлизионный этап формируются гранитоидные плутоны с четкими интрузивными контактами, сложенные плагиогранитами, гранодиоритами и низкощелочными гранитами (Ерудинский, Каламинский, Среднетырадинский массивы). В эту же эпоху в зонах смятия происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных натрий-калиевых порфиробластических гранитогнейсов и гнейсогранитов. U-Pb возраст циркона вышеназванных гранитоидных плутонов и гнейсогранитных куполов (Уволжский, Гусьянковский) один и тот же и составляет 860...880 млн л [1, 27, новые данные по Среднетырадинскому, Гусьянковскому массивам]. Если гранитоидные плутоны имеют явно магматическое происхождение,

то для первого и второго этапов развития куполов ведущим процессом является метасоматическая гранитизация в форме высокотемпературного кремнещелочного метасоматоза, переходящего в плавление. В ряду пород от порфиробластических гнейсов к гранитогнейсам и гнейсогранитам, т. е. с усилением метасоматической гранитизации и переращением ее в плавление, увеличивается содержание К и кремнезема, резко (в 3...5 раз) возрастает — Rb, U, Th, а также Zr, Sn, легких TR, уменьшается — Ti, Al, Ca, Mg, элементов группы железа.

В постколлизийную эпоху в Енисейском кряже формируется ряд рифтогенных прогибов и происходит внутриплитный магматизм. Более ранние прогибы (Вехневороговский, Глушихинский) выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской серии позднего рифея, сформированными после перерыва и эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейско-Чапский, Уволжский) сложены осадочными или вулканогенно-осадочными толщами, отвечающими чингасанскому уровню позднего рифея. В тех и других прогибах в нижней части преобладают субаэральные грубообломочные пестроцветные, а в верхней — морские терригенные или терригенно-карбонатные отложения. Наиболее интенсивно внутриконтинентальный рифтогенный магматизм проявился в пределах зон влияния Ишимбинского и Татарского разломов, в современной структуре несущих черты надвигов.

Результаты исследований позволяют в пределах этих зон надежно выделить три эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождающихся внутриплитным магматизмом на рубежах: 750, 700 и ~670 млн л [26]. Продукты вулканизма этих эпох представлены метариолит-базальтовой (возраст 750 млн л), трахибазальт-трахитовой (700 млн л) и щелочно-ультраосновной (щелочно-пикритовой, 670 млн л) ассоциациями. Проявление вулканизма и сопутствующего интрузивного магматизма происходило синхронно с накоплением терригенных отложений соответственно верхневороговской, чингасанской и чапской серий. Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных прогибах-грабенах, носящих явные признаки рифтовых структур. В пределах обрамляющих поднятий, образованных метаморфическими толщами протерозоя, одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий аяхтинского (760...750 млн л) [1], кутукасского (690...700 млн л) [26, 28], щелочных интрузий среднетатарского (680...700 млн л) [29] комплексов.

Гранитоиды представлены натрий-калиевыми гранитами и лейкогранитами, реже сиенитами. По геохимическим признакам они отвечают А-гранитам [1, 26, 28]. Становление их происходило примерно через 120 и 170 млн л после коллизийного события. Близость по возрасту ко времени рифтогенеза и внутриплитного вулканизма свидетельствует о связи этих гранитоидов с обстановками растяже-

ния. Образование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса, карбонатитов и щелочных метасоматитов линейного типа центральной части Приангарья произошло около 650...670 млн л назад. Таким образом, в пределах Енисейского кряжа в позднем неопротерозое (~750...650 млн л) неоднократно и весьма интенсивно проявился внутриплитный рифтогенный гранитоидный и щелочной магматизм. Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм связаны с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния. Это согласуется со временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в Присаянье, Олоkitском грабене, Алданском шите и других континентальных блоках Родинии — Лаврентии, Южном Китае, Индии, Австралии [26]. Эти литосферные блоки в конце мезо- и в неопротерозое могли быть связаны друг с другом, представляя отдельные части этого суперконтинента.

С развитием позднепротерозойских формационных комплексов сопряжено образование Енисейского рудного пояса, включающего крупнейшие железорудные, свинцово-цинковые, золоторудные, марганцевые, сурьмяные, а также ниобиевые, другие редкометалльные и урановые месторождения [30]. Основные золоторудные, сурьмяные, урановые, золото-урановые и редкометалльные месторождения расположены в Главной (Центральной) металлогенической зоне между Ишимбинским и Татарским надвигами. Устанавливается отчетливая вертикальная зональность в размещении оруденения: урановые и Au-U месторождения находятся в верхних структурных этажах, а золоторудные и редкометалльные — в нижнем раннего и позднего протерозоя. Основные типы золоторудной минерализации: золото-кварцевый, золото-сульфидный, золото-сурьмяный. Размещение золоторудных месторождений контролируется структурами, сопряженными с Ишимбинской и Татарской зонами надвигов и Рыбинско-Панимбинским вулканическим поясом [31].

По нашим данным в Рыбинско-Панимбинском вулканическом поясе размещены две ассоциации: базальт-плагиориолитовая с возрастом циркона плагиориолитов 780±4 млн л и пикрит-пикробазальт-базальтовая с возрастом метаморфизма (~1000...1050 млн л, Ar-Ar). Первая несет геологические черты внутриплитных ассоциаций, а вторая — рифтогенно-спрединговых зон, формирование которой вероятно происходило на границе раннего и позднего протерозоя. Обе ассоциации характеризуются повышенной фоновой золотоносностью. Золотое оруденение полихронное: наиболее вероятно, что оно связано с эпохами рифтогенеза и внутриплитного магматизма, в том числе гранитоидного (780, 750, 700, 650...630 млн л), а также двумя этапами формирования надвигов ~830...800 и 610...600 млн л. Следовательно, многократное проявление внутриплитного магматизма и рифтогене-

за, а также формирование надвигов в связи с раннебайкальским и позднебайкальским орогенезом сыграли определяющую роль в формировании уникального металлогенического пояса Енисейского кряжа.

Островодужные и океанические комплексы. Для установления природы докембрийских структур ближайшего складчатого обрамления Сибирского кратона важное значение имеют выделенные рифейские островодужные и океанические комплексы Арзубейского и Шумихинско-Кирельского блоков (террейнов) в Присаянье, Предивинского и Исаковского в Енисейском кряже, а также определение состава, возраста и геодинамических условий образования метаосадочных отложений и гранитоидов Дербинского микроконтинента. Данные террейны образуют в современной структуре позднедокембрийский Саяно-Енисейский аккреционный пояс, обрамляющий с ЮЗ Сибирский кратон.

В среднерифейскую эпоху происходило формирование коры Арзубейского блока, протолиты амфиболито-гнейсового комплекса которого по петрогеохимическому составу отвечают толеитовым базальтам и известково-щелочным вулканитам, типичным для современных океанических островных дуг [32]. Островодужный вулканизм начался в среднем рифее около 1100 млн л назад и завершился интрузией плагиогранитов на рубеже 1020 млн л. Деформация и метаморфизм островодужного комплекса происходили на рубежах ~800, 660...640 и 550 млн л (U-Pb и Ar-Ar данные), что, очевидно, обусловлено амальгамацией гетерогенных блоков и присоединением их к кратону [19]. В СЗ части Канского блока развиты неопротерозойские островодужные образования, слагающие Шумихинско-Кирельский террейн. Среди них отчетливо обособляется два структурно-вещественных комплекса, которые интерпретируются как комплексы океанической островной дуги и задугового бассейна. U-Pb возраст цирконов метапород островодужных комплексов 680...700 млн л [33].

Формирование коры этого террейна, судя по модельному возрасту $T(DM)=820-855$ млн л островодужных тоналитов, относится к позднерифейскому этапу. Метаморфизм пород происходил на рубеже 590...555 млн л и обусловлен вендской аккрецией Центрального и Шумихинско-Кирельского террейнов Канского композитного блока. Предивинский террейн образован породами островодужного и редуцированного офиолитового комплексов [34]. Островодужные комплексы развиты в составе юдинской и предивинской толщ, объединяемых в юкеевскую серию. Вулканогенные образования этих толщ отвечают разным по составу островодужным комплексам. Юдинский комплекс по набору ассоциаций и их петрогеохимическому составу наиболее близок к комплексам юных островных дуг. В нем присутствуют фрагменты офиолитовой ассоциации. Значительная часть предивинского комплекса представлена продуктами из-

вестково-щелочного магматизма, по петрохимическому составу отвечающим ассоциациям более зрелой островной дуги. Завершает развитие комплекса бимодальный субщелочной магматизм, представленный базитами и трахириолитами, которые могут характеризовать начальные этапы задугового рифтообразования.

Модельный возраст средних и кислых вулканитов составляет $T(DM)=872$ и 819 млн л ($\epsilon Nd=+6,6$), а островодужных плагиогранитоидов $T(DM)=1298$ и 1076 млн л ($\epsilon Nd=+0,7$ и $+4,9$). Это свидетельствует о средне-верхнерифейском возрасте коры Предивинского террейна, что в целом коррелирует со временем формирования островодужных комплексов СЗ Присаянья. С островодужными вулканическими комплексами ассоциируют интрузивные гранитоиды тоналит-трондьемитового ряда двух типов: высокоглиноземистые известково-щелочной и низкоглиноземистые толеитовой серий [7, 35]. Следовательно, в Восточном Саяне устанавливается несколько этапов формирования островодужных комплексов: ~1100...1000, 780...760 (кувайские вулканические зоны), 700 и ~640 млн л. Амфиболы из амфиболитов (метабазитов) арзубейского, шумихинского, юдинского и предивинского комплексов показали примерно одинаковый Ar-Ar возраст, около 600...550 млн л, что отражает вендское время аккреции соответствующих террейнов к Сибирскому кратону [19]. В пространственной и генетической связи с островодужными и океаническими комплексами развиты месторождения железистых кварцитов, рудопроявления колчеданных, полиметаллических, хромитовых и золотых руд.

Комплексы пассивной окраины Дербинского блока. Осуществлено комплексное петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование метаосадочных толщ и гранитоидов Дербинского блока [36, 37]. По петрохимическому составу метаосадки Дербинского блока отвечают преимущественно слабо преобразованным при выветривании и переносе терригенным осадкам – грауваккам. По редкоэлементному и изотопному составу они сопоставимы с терригенными породами океанических островных дуг, о чем свидетельствуют низкие величины индикаторных отношений ($La/Sc=0,3...1,0$; $Th/Sc=0,1...0,23$) и близкие их мультиэлементные спектры. Новые данные U-Pb датирования циркона, выделенного из кварцевых диоритов (498 ± 5 млн л), и Ar-Ag исследования роговой обманки вмещающих амфиболовых кристаллосланцев (501 ± 3 млн л), свидетельствуют об одновременном, позднекембрийском проявлении высокотемпературного метаморфизма и диорит-плагиогранитоидного магматизма в пределах Дербинского микроконтинента.

Изотопные данные по гранитоидам дербинского комплекса ($T(DM)=760...1060$ млн л, $\epsilon Nd=1,4...2,9$) указывают на формирование их нижнекоровых источников, так же как и островодуж-

ных комплексов соседнего Арзыбейского террейна с $T(DM) = 1090...1130$ млн л и $\epsilon Nd = +6,8$, в мезо-неопротерозойскую эпоху. Это служит веским аргументом в пользу аналогии кристаллического основания Дербинского микроконтинента островодужным комплексам, подобным Арзыбейскому блоку, а также свидетельствует о более позднем неопротерозойском возрасте перекрывающих терригенно-карбонатных отложений этого микроконтинента. Ag-Ag изотопно-геохронологические данные, полученные для амфиболов и биотитов гранитоидов и вмещающих пород, свидетельствуют о проявлении раннепалеозойского метаморфизма и гранитообразования на рубежах 483 ± 6 , 467 ± 3 и $450...440$ млн л.

Изотопные провинции

Систематические изотопно-геохимические исследования средне-кислых магматических (гранитоиды, метавулканыты) и метаосадочных пород, изотопный состав которых отражает параметры нижне- и верхнекорового уровней, являющихся соответственно субстратом для образования кислых расплавов и источником детритового материала, позволили на основании результатов Sm-Nd изотопного анализа 80 авторских проб выделить в пределах структуры краевой зоны Сибирского кратона ряд изотопных коровых провинций [11, 20, 3 8]. Изотопные данные характеризуют выступы фундамента ЮЗ окраины Сибирского кратона и докембрийские блоки (Канский, Дербинский, Арзыбейский) в его складчатом обрамлении. По величинам модельного Nd возраста выделены четыре изотопные коровые провинции: палео- и неoarхейская ($T(DM) = 3,1...3,6$ и $2,6...2,8$ млрд л), палео- и мезо-неопротерозойская ($T(DM) = 2,3...2,6$ и $0,8...1,1$ млрд л) и ряд дискретных этапов корообразующих событий.

Палео- и неoarхейская провинции соответствуют блокам – выступам фундамента Сибирского кратона: Шарыжалгайскому, Бирюсинскому и Ангаро-Канскому, соответственно. Первые два этапа корообразующих событий: палео- ($3,6...3,3$ млрд л) и неoarхейский ($2,8...2,6$ млрд л) идентичны ранее выявленным при исследовании кристаллических комплексов Алданского и Анабарского щитов и погребенного фундамента Сибирского кратона. Формирование коры докембрийских блоков в складчатом обрамлении кратона связано с протерозойскими корообразующими событиями. Участие раннедокембрийских комплексов могло проявиться только в форме источника терригенного материала, так как метаосадочные породы характеризуются широким диапазоном модельного возраста от 1,0 до 2,0 млрд л.

Основные этапы и геодинамические обстановки формирования континентальной коры ЮЗ окраины Сибирского кратона

Длительная история роста коры в докембрии наиболее ярко запечатлена в геологической летописи

окраинных зон древних кратонов и их ближайшего складчатого обрамления, которые включают блоки (выступы) фундамента и более поздние орогенические пояса. Для этих зон устанавливается как отчетливо выраженная дискретность корообразующих событий, отражающих латеральное наращивание континентальных масс, так и признаки внутрикоровой дифференциации в результате процессов кислого магматизма и седиментации. На основе результатов новейших петролого-геохимических, геохронологических и изотопных исследований автором представлена модель образования, роста и эволюции докембрийской континентальной коры ЮЗ части Сибирского кратона. Рассматривается семь этапов формирования коры [39].

Раннеархейский этап – формирование древнейшей тоналит-трондьемитовой коры в пределах Онотского и Булунского блоков Шарыжалгайского выступа кратона с возрастом плагиогнейсов и плагиогранитоидов $\sim 3,4$ и $3,25$ млрд л соответственно. Данные по их изотопному составу: $T(DM) = 3,5...3,6$ и $3,3...3,5$ млрд л и ϵNd ($-0,4$ до $+1,2$ и $-1,6$ до $+1,4$) показывают, что образование плагиогранитоидов связано с вовлечением в область плавления более древней сиалической коры с возрастом до $3,6$ млрд л, выступавшей в качестве одного из источников кислых расплавов. Эта сиалическая кора являлась кристаллическим фундаментом для последующего вулканизма и седиментогенеза, субстратом для формирования расплавов, выступала в качестве источника терригенного материала и служила ядром аккреции более молодых коровых террейнов.

Позднеархейский этап – образование и дальнейшая эволюция коры Иркутского, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков. Кора этих блоков по петролого-геохимическим признакам гетерогенная, отличается разной степенью зрелости, что обусловлено геодинамическими условиями образования протолита кристаллических комплексов и дальнейшей его эволюцией. Широко развитые в Иркутском блоке биотитовые ($\pm Opx$) ортогнейсы характеризуются $T(DM) = 2,9...3,0$ млрд л. Эти данные подтверждаются Nd модельным возрастом ($T(DM) = 2,8...3,0$ млрд л) раннепротерозойских гранитоидов Иркутского блока. Образование коры рассматриваемых блоков, очевидно, происходило в две стадии: раннюю – формирование ювенильной островодужной коры (типа Иркутского блока) и более позднюю ($\sim 2,6...2,8$ млрд л) – развитие на ней активной континентальной окраины (Ангаро-Канский, Бирюсинский блоки), что обусловило рециклинг и «созревание» ювенильной коры. В позднеархейский этап осуществлялось наращивание коры в зеленокаменных поясах Онотского и Булунского блоков. Данный этап завершился аккрецией блоков архейской коры и образованием первого суперконтинента (Пангея 0), что сопровождалось метаморфизмом (до гранулитовой фации), образованием Na-K гранитоидов. В конце этапа в основном сформирована зрелая – геохимически дифференцированная кора.

В формировании и эволюции континентальной коры раннепротерозойского этапа намечается несколько стадий (в млрд л): 1) 2,45...2,3 – развитие в островодужной обстановке новообразованной ювенильной коры: ТТГ комплексов основания и зеленокаменных поясов (Канский блок); 2) 2,3...2,0 – накопление существенно терригенных толщ в эпиконтинентальных бассейнах рифтового типа; 3) 2,0...1,9 – образование окраинно-континентального вулканического пояса и задуговых осадочных бассейнов; 4) 1,9...1,84 – становление коллизионного орогена: аккреция и коллизия блоков коры, метаморфизм раннедокембрийских комплексов и синколлизийное гранитообразование (~1,9 млрд л), массовое постколлизийное гранитообразование (1,87...1,84); 5) 1,75...1,74 – анорогенный гранитоидный магматизм. Следовательно, в первую, наиболее раннюю, стадию произошел заметный латеральный рост коры за счет формирования ювенильных островодужных комплексов, а в последующие три стадии, при формировании Ангарского складчатого пояса, преобладали процессы дифференциации и рециклинга архейской коры в результате терригенной седиментации и внутрикорового плавления; при этом осуществлялось и вертикальное ее наращивание, обусловленное явлениями коллизии и андерплейтинга мантийного вещества. Важным итогом в эволюции раннепротерозойской коры явилось образование суперконтинента Пангея 1.

Мезопротерозойский (среднерифейский) этап – развитие ранних океанических и островодужных ассоциаций Саяно-Енисейского пояса (арзыбейский, дунжугурский, возможно, исаковский, юдинский комплексы), происходит накопление карбонатно-терригенных толщ пассивной окраины кратона (сухопитская серия, Енисейский кряж). Завершился этап синколлизийным метаморфизмом и гранитообразованием (тейский комплекс 1000...950 млн л) и последующим позднеколлизийным гранитоидным магматизмом (уволжский, каламинский комплексы, возраст ~870...880 млн л). Эти процессы, очевидно, завершают развитие грениллитид, обусловленное формированием суперконтинента Родиния. Они же по существу отражают раннебайкальский этап позднедокембрийской орогении (тектогенеза), давно выделяемой в регионах Сибири.

В неопротерозойский (позднерифейский) этап происходит образование Палеоазиатского океана. В его пределах формируются островодужные комплексы Устькутукаского, Шумихинско-Кирельского, Предивинского террейнов, а также кувайские вулканические зоны Восточного Саяна (возраст от 780 до 640 млн л). На ЮЗ окраине кратона образуются рифтогенные структуры с внутриплитными бимодальными риолит-базальтовыми (воз-

раст 0,78 и 0,75 млрд л), трахибазальт-трахитовой (возраст 700 млн л) и щелочно-пикритовой и карбонатитовой ассоциациями (возраст 670...650 млн л). Развитие этого вулкано-плутонического магматизма в Енисейском кряже происходило синхронно с накоплением преимущественно терригенных субэвральных и мелководных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий неопротерозоя и одновременным формированием на поднятиях анорогенных гранитоидов аяхтинского и кутукаского комплексов [26]. Эти магматические процессы, а также многочисленные рой даек Присяня и Прибайкалья (возраст ~780...740 млн л) и протяженная цепочка ультраосновных щелочных интрузий в пределах южной и ЮЗ окраины Сибирского кратона (возраст 655...630 млн л) характеризуют этапы растяжения, обусловленные распадом Родинии под воздействием плюма.

Вендский (позднебайкальский) этап – аккреция неопротерозойских островных дуг и микроконтинентов (Канский блок), причленение их к кратону (600...550 млн л). Индикаторами аккреционно-коллизийных процессов и связанных с ними тектонотермальных преобразований служат субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в двух и более блоках (террейнах) и образование разновозрастных форландовых бассейнов, выполненных отложениями чапской, тасеевской, оселочной серий [19].

Раннепалеозойский (каледонский) этап – завершающее коллизийное событие в ранней истории формирования Палеоазиатского океана. Наиболее полно каледонские события проявлены в Канском и Дербинском террейнах, а также в Южно-Енисейском кряже. Ранний метаморфизм и внедрение синколлизийных гранитоидов произошли в Дербинском блоке в позднем кембрии (~500 млн л). Последующие события фиксируются в ордовике на рубежах 480...470 и 450...440 млн л. Неоднократное проявление кембро-ордовикского метаморфизма и коллизийного гранитообразования в пределах Дербинского блока обусловлено аккрецией с Канским террейном, новообразованными островными дугами и последующим причленением к окраине Сибирского палеоконтинента, что завершило формирование Саяно-Енисейского аккреционно-коллизийного пояса складчатого обрмления.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ проекты № 04-05-64301, 08-05-00521, Президиума СО РАН по программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (№ 6.7.1) и комплексного интеграционного проекта СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (№ 6.6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Туркина О.М., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онетского блока Шарьжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. – 2006. – № 3. – С. 347–352.
2. Обручев С.В. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского кряжа // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1929. – Вып. 7. – № 41.
3. Шахов Ф.Н. Вулканизм и металлогения Енисейского кряжа // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. – 1938. – № 5. – С. 1–29.
4. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. – Томск: Зап.-Сиб. геол. управление, 1941. – Материалы по геологии Зап. Сибири № 15 (57). – 240 с.
5. Молчанов И.А. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. – Ленинград. Геологический Институт АН СССР, 1934. – 84 с. (Очерки по геологии Сибири, вып. 5).
6. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метасадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онетского зеленокаменного массива // Геохимия. – 2001. – № 1. – С. 31–50.
7. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондjemиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоревых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 1. – С. 41–55.
8. Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарьжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 5. – С. 1–25.
9. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Известия РАН. Стратиграфия, геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1. – № 1. – С. 35–40.
10. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. – 224 с.
11. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Архейские гранулитогнейсовые комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона // Геология и геодинамика архея: Матер. I Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб., 2005. – С. 293–299.
12. Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы – индикаторы состава и эволюции земной коры. // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Матер. II Междунар. конф. – Томск: Тандем-Арт, 2004. – С. 444–447.
13. Ножкин А.Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков коры // Геология и геофизика. – 1983. – № 3. – С. 41–48.
14. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метасадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (северо-западное Присяянье) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 7. – С. 1058–1078.
15. Ножкин А.Д., Чернышев А.И., Туркина О.М., Кузоватов Н.И., Ступаков С.И., Дмитриева Н.В. Метасадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. – Томск: ЦНТИ, 2005. – Т. II. – С. 356–384.
16. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платино-медно-никелевое месторождение. – Иркутск, 2003. – 190 с.
17. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П. и др. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). – Красноярск: КНИИГГиМС, 2003. – 134 с.
18. Чернышев А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балькин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – Т. V. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – С. 152–175.
19. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады РАН. – 2007. – Т. 415. – № 6. – С. 782–787.
20. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 80–92.
21. Ножкин А.Д., Шыпуков М.Ю., Поперсков В.А., Смагин А.Н., Ренжин А.Н. Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология. – 1995. – № 6. – С. 11–17.
22. Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1524–1544.
23. Верниковский А.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 35–52.
24. Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петролого-геохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Матер. III Росс. конф. по изотопной геохронологии, Москва, ИГЕМ РАН. – М.: ГЕОС, 2006. – Т. 2. – С. 70–75.
25. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 3. – С. 282–303.
26. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. – 2008. – № 7.
27. Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 9. – С. 881–891.
28. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана, тория // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных комплексах. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 4–21.
29. Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Леонтьев С.Н. Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr, Sm-Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магма в позднем докембрии // Доклады РАН. – 2007. – Т. 413. – № 6. – С. 798–802.
30. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шерман. – Красноярск, 1985. – 291 с.

31. Ножкин А.Д. Геохимия радиоактивных элементов и золота в докембрии и активизированных структурах фанерозоя юго-западной части Сибирской платформы // Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. – Новосибирск: Институт геологии и геофизики, 1981. – С. 90–102.
32. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В. Арзыйский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 6. – С. 812–817.
33. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О. Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское горообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 45. – № 12. – С. 1790–1797.
34. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. Рифейские островодужные комплексы Саяно-Енисейского аккреционного пояса // Вулканизм и геодинамика: Матер. Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. – Т. 1. – С. 261–264.
35. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Травин А.В. Гранитоиды юго-западного обрамления Сибирского кратона – индикаторы формирования рифейской ювенильной коры и последующих аккреционно-коллизийных событий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. научного совещания по программе фундаментальных исследований. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – С. 49–52.
36. Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимические особенности метатерригенных пород Арзыйского и Дербинского блоков неопротерозойского аккреционного пояса юго-западного обрамления Сибирского кратона: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литосфера. – 2006. – № 3. – С. 28–44.
37. Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Доклады РАН. – 2005. – Т. 404. – № 2. – С. 241–246.
38. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Доклады РАН. – 2007. – Т. 413. – № 6. – С. 810–815.
39. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры ЮЗ части Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. ХLI тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 62–65.

Поступила 11.09.2008 г.

УДК 553.044.411:[550.8:528]

ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ НА ЗОЛОТО МАСШТАБА 1:500 000 СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЗАДАЧИ, МЕТОДИКА, РЕЗУЛЬТАТЫ)

А.И. Черных

ФГУПП «Запсибгеолсъемка», с. Елань, Кемеровская область
E-mail: chernykhai@mail.ru

Рассматриваются задачи, основные результаты и методика геолого-минерогенического картирования масштаба 1:500 000 (ГМК-500) на золото в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО). В результате проведенных работ создан GIS-пакет, включающий набор цифровых тематических покрытий, отраженных на соответствующих картах, и электронную базу данных золоторудных объектов. Итоговая прогнозно-минерогеническая карта на рудное золото северо-западной части АССО одобрена НРС Роснедра. Разработана рудноформационная типизация золотого и золотосодержащего оруденения и составлены прогнозно-поисковые модели объектов известных и потенциально перспективных для региона золоторудных и золотосодержащих формаций. На основе системного анализа геологической, минерогенической, геофизической, геохимической и дистанционной информации выявлены основные закономерности размещения, определена роль различных минерогенических факторов, а также установлены косвенные и прямые поисковые признаки золотого оруденения различных рудных формаций. По единой методике проведено металлогеническое районирование на золото территории ГМК-500 расшифровка. Для северо-западной части АССО выполнена переоценка прогнозных ресурсов золота категории P₃. По наиболее перспективным рудным узлам апробированы ресурсы золота категории P₃ в количестве 632 т. Обоснованы высокие перспективы региона на нетрадиционное оруденение – золото-сульфидной в черносланцевых и карбонатных толщах, золото-серебряной и золото-кварцитовой формаций. На территории ГМК-500 выделены перспективные площади и разработаны рекомендации по дальнейшему проведению на них прогнозно-минерогенических, прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ.

Ключевые слова:

Геолого-минерогеническое картирование, золото, Алтае-Саянская складчатая область, минерогенические факторы, ГИС-технологии, прогнозные ресурсы.

Введение

В последние 15 лет в мировой золотодобыче отмечаются тенденции к изменению структуры запасов и прогнозных ресурсов золота, требований к

его содержанию в руде и технологическим схемам переработки золотосодержащих руд. В этой связи особую актуальность приобретает проблема переоценки и дальнейшего мониторинга золоторудного