

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО
КРАТОНА И ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко, В.А. Гурьянов, Г.З. Гильманова

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680 000;
e-mail: itig@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 15 января 2015 г.

Рассмотрены тектоника и металлогения зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса. Эта зона характеризуется исключительным многообразием наложенных на метаморфическое основание тектонических структур, сформированных в результате различных этапов геологического развития кратона от докембрия до кайнозоя включительно. Они связаны как с собственным развитием кратона, так и с его реакциями на коллизионные и субдукционные процессы в смежном орогенном поясе, с обстановками пассивной и активной континентальных окраин и процессами плюмового магматизма. В геологическом строении исследованной территории принимают участие блоки метаморфических пород Алдано-Станового щита, палеопротерозойские вулканогенные прогибы, структуры мезо- и неопротерозойского, нижнепалеозойского платформенного чехла, позднепалеозойские вулканогенные и терригенные прогибы, структуры позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса активной окраины континента и позднемеловые рифтогенные сооружения, сформированные в связи с плюмовым магматизмом. Установлено шесть металлогенических эпох развития рудной минерализации: архей-раннепалеопротерозойская, позднепалеопротерозойская, мезо- и неопротерозойские, позднепалеозойская и позднемезозойская. Минерагения области сочленения кратона с Тихоокеанским поясом отличается широким разнообразием и отчетливой эволюцией во времени и пространстве. Каждому периоду развития кратона присущ свой набор полезных ископаемых.

Ключевые слова: тектоника, минерагения, металлогеническое районирование, зона сочленения, Северо-Азиатский кратон, Тихоокеанский тектонический пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая в работе территория представляет собой зону сочленения юго-восточной части Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса [42]. Зоны сочленения кратонов и складчатых областей вызывают повышенный интерес у многих исследователей, так как в них установлены многоэтапные активные тектонические процессы, сопровождаемые многократным магматизмом и рудогенезом. Большое количество и разнообразие месторождений и рудопоявлений полезных ископаемых на этой территории определяются не столько ее большими размерами, сколько многообразием тектонических (геодинамических) обстановок и представительностью слагающих зону сочленения геологических комплексов различного возраста и происхождения – от древнейших архейских до мезозойских осадочных, магматических и метаморфических. Нами поставле-

на задача анализа тектоники и металлогении краевой юго-восточной части Северо-Азиатского кратона (САК), которая привлекает внимание неоднозначностью толкования различными исследователями ее тектоники, большим разночтением в определении границ кратона и структур, принадлежащих Тихоокеанскому тектоническому поясу (ТПП). В настоящее время появились новые данные по тектонике и металлогении этой территории, которые ранее не учитывались.

Первые представления о геологии, тектонике и металлогении района сложились в результате работ Ю.А. Билибина [2], С.В. Обручева [30], А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского [1], П.Н. Кропоткина, Н.П. Хераскова, А.В. Пейве и Л.А. Яншина [28, 44]. Наиболее интенсивно геологические исследования на этой территории проводились в 40–80-е годы XX века, когда силами многочисленных геологов – сотрудников территориальных геологических организа-

ций, академических и отраслевых научно-исследовательских институтов – был заложен фундамент современных знаний о геологическом строении, тектонике и рудоносности этого обширного региона [43–47]. Представления о тектонике района формировались, в основном, под влиянием идей А.Л. Ставцева [36, 38].

В 1953 и 1956 гг. были изданы первые тектонические карты Северо-Востока СССР под редакцией Н.С. Шатского [40, 45]. В этот же период проводится детальное исследование палеозойских толщ хр. Сетте-Дабан [33, 34], выполняются и обобщаются геофизические исследования [5] и выходит соответствующий том Геологии СССР [10, 11]. Значительный вклад в изучение рассматриваемых территорий внесли Ю.А. Пущаровский [33, 34], С.В. Обручев [30], М.С. Марков, С.М. Тильман [43, 46], Е.П. Миرونюк [29] и другие [3–5, 33–38]. Свой вклад в понимание геологии и тектоники исследуемого региона внес и Л.М. Парфенов [31]. Именно в этот период были составлены детальные и сводные геологические, геохимические и геофизические карты территории и открыты крупные рудные месторождения полезных ископаемых [4, 8–11, 27, 29, 37–39, 47 и др.]. В последние годы выполнен ряд фундаментальных исследований по тектонике и металлогении исследуемой территории [9, 39, 41, 42, 47]. В 90-х годах прошлого столетия исследованиями Л.П. Карсакова, В.А. Гурьянова и М.В. Горошко были существенно уточнены разрезы и схемы корреляции мезо- и неопротерозойских отложений Учуро-Майского бассейна, предложены новые схемы корреляции палеопротерозойских образований и последовательности магматизма Учуро-Улканского района, выделен новый Улканский рудный район, обоснованы перспективы обнаружения месторождений урана типа несогласия [12–17, 19–21, 24]. Полученные в последнее время данные по геодинамике, глубинному строению и металлогении этого региона нашли наиболее полное отражение в монографии [7].

Для решения поставленной задачи, помимо существующих геологических, тектонических, металлогенических, гравиметрических и магнитометрических карт, привлечены новые данные по металлогении [18], геодинамике [22, 23], результаты геологических исследований последних десятилетий ФГУП «Дальгеофизика», ПГО «Таежгеология», ИТиГа, ДВИМСа, ДВГИ и других научных коллективов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В тектоническом районировании территории существует много дискуссионных моментов. Спорным является отнесение Охотского массива к докембрийским массивам складчатых областей, так как между собственно Сибирской платформой и Охотским мас-

сивом отсутствуют орогенные образования ТТП. Там распространены вулканиты палеопротерозойского Билякчанского вулканогенного прогиба, метаморфиты Верхнемайского и Нельбачанского выступов раннедокембрийского фундамента, платформенные образования мезо- и неопротерозоя и нижнего палеозоя, которые также известны на Сибирской платформе и Охотском массиве [38].

Южно-Верхоянский карбон-раннепермский прогиб часть исследователей относит к структурам ТТП [41], другие [38] – к пассивной окраине САК. В региональном поле силы тяжести этого региона выделяется крупный максимум, соответствующий фундаменту под осадочным чехлом, который непрерывно прослеживается на юго-восток до берега Охотского моря (рис. 1). Эти данные послужили основанием для предположения, что Охотский массив является не микроконтинентом в составе ТТП, а частью САК. Расположенный между Сибирской платформой и Охотским массивом Южно-Верхоянский прогиб является позднепалеозойским перикратонным платформенным прогибом. К ТТП можно отнести лишь Адыча-Тарынский, Аян-Юрхский антиклинории и Верхнеколымский синклинорий, расположенные севернее за пределами исследуемого региона. Все вулканиты отнесены к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, тогда как целый ряд признаков (возраст, петрофизические данные, геохимические и металлогенические особенности) дают основание полагать, что Куйдусунская впадина не принадлежит Охотско-Чукотскому поясу, а является самостоятельной, более поздней структурой, сформированной на позднемезозойском рифтовом этапе развития описываемой территории.

В строении этой территории принимают участие блоки метаморфических пород Алдано-Станового щита, Улканский и Билякчанский позднепалеопротерозойские осадочно-вулканогенные прогибы, мезо-неопротерозойские Учуро-Майская впадина и Юдомо-Майский рифтогенный прогиб, неопротерозой-раннепалеозойский плитный комплекс, позднепалеозойский Южно-Верхоянский прогиб, раннемезозойская Вилойская синеклиза и Приверхоянский краевой прогиб юры–мела. К наложенным структурам активной континентальной окраины отнесены Ульинский и Преддзугджурский вулканогенные прогибы Охотско-Чукотского вулканического пояса и Куйдусунская позднемеловая вулканогенная впадина рифтогенного этапа развития САК.

Структуры кристаллического фундамента. Метаморфическими породами архея–палеопротерозоя сложены Идюмо-Хайканский и Тырканский блоки Алданской гранулит-гнейсовой области, Верхнемайский и Кухтуйский выступы метаморфических пород

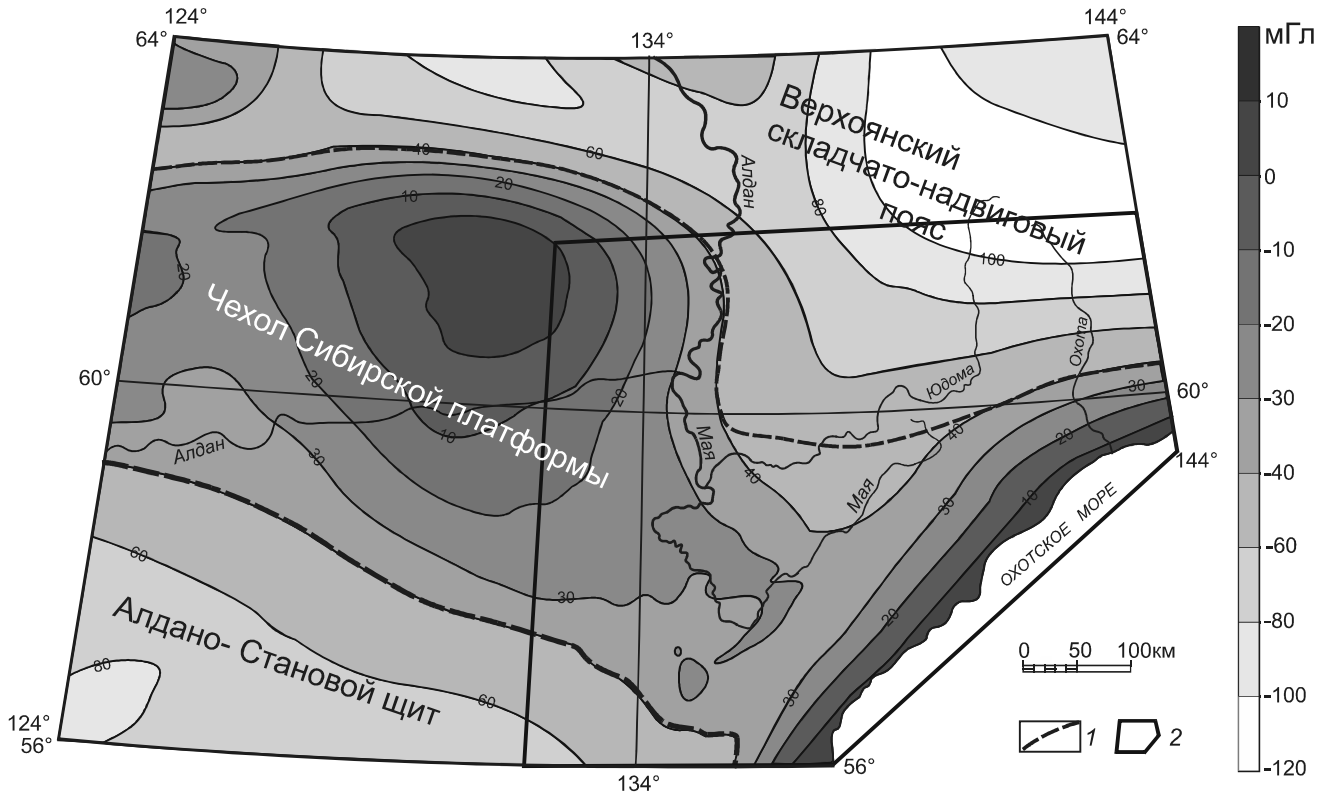


Рис. 1. Карта низкочастотной составляющей поля Δg восточной части САК в районе сочленения с ТТП (по материалам Ю.Ф. Малышева).

1 – контур положительной аномалии гравитационного поля под чехлом Сибирского кратона, 2 – границы исследованной площади.

Охотского массива и Батомгская гранит-зеленокаменная область (рис. 2). Структуры фундамента представлены породами гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Структурный план фундамента определяется гранито-гнейсовыми куполами размером до 150 x 150 км. Ядра куполов образованы чарнокито-, эндербито- и плагиогранито-гнейсами. Они прорваны телами палеопротерозойских мафит-ультрамафитов и гранитоидов [19, 20].

Палеопротерозойские вулканогенные прогибы

Биякчанский вулканогенно-осадочный прогиб [19] наложен на западную часть докембрийского Охотского массива. На востоке он перекрыт меловыми эффузивами, а на западе – платформенными отложениями мезо-неопротерозоя–кембрия и верхнепалеозойскими осадочными толщами Южно-Верхоянского прогиба. Мощность вулканогенно-осадочных пород, объединяемых в нельбачанскую серию, – 3000–3300 м [38]. Это (снизу вверх): песчаники, базальты, риодациты, риолиты, кварциты, серицит-хлоритовые сланцы по метабазальтам и риодацитам [14]. Гранитоиды нудымийского комплекса позднего палеопротерозоя представлены субщелочными и нормальной щелочности разновидностями гранитов, кварцевыми

сиенитами. Прогиб прослеживается вдоль зоны глубинного Биякчанского разлома в виде разрозненных блоков осадочно-вулканогенной толщи нельбачанской серии на 210 км. Биякчанский разлом (рис. 2) прослеживается более чем на 400 км. Он относится к долгоживущим структурам. В районе Кухтуйского и Верхнемайского выступов этот разлом контролировал излияния девонских вулканитов. В позднем мелу вдоль него внедрялись интрузии гранитоидов уракского комплекса. Породы этого комплекса отличаются повышенными радиоактивностью и щелочностью, пересыщены кремнеземом, глиноземом.

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб сложен комплексами осадочных, вулканических и интрузивных пород палеопротерозоя. Улканская серия расчленена на топорицанскую, улкачанскую и элгэ-тэйскую свиты [19]. Песчаники базального горизонта серии залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на глинисто-щебенистой коре выветривания пород фундамента. Интрузивные образования представлены гекунданским лейкогаббро-долеритовым, улканским щелочнолейкогранитовым и маймаканским габбро-долеритовым комплексами. Возраст гранитов первой и третьей фаз улканского комплекса –

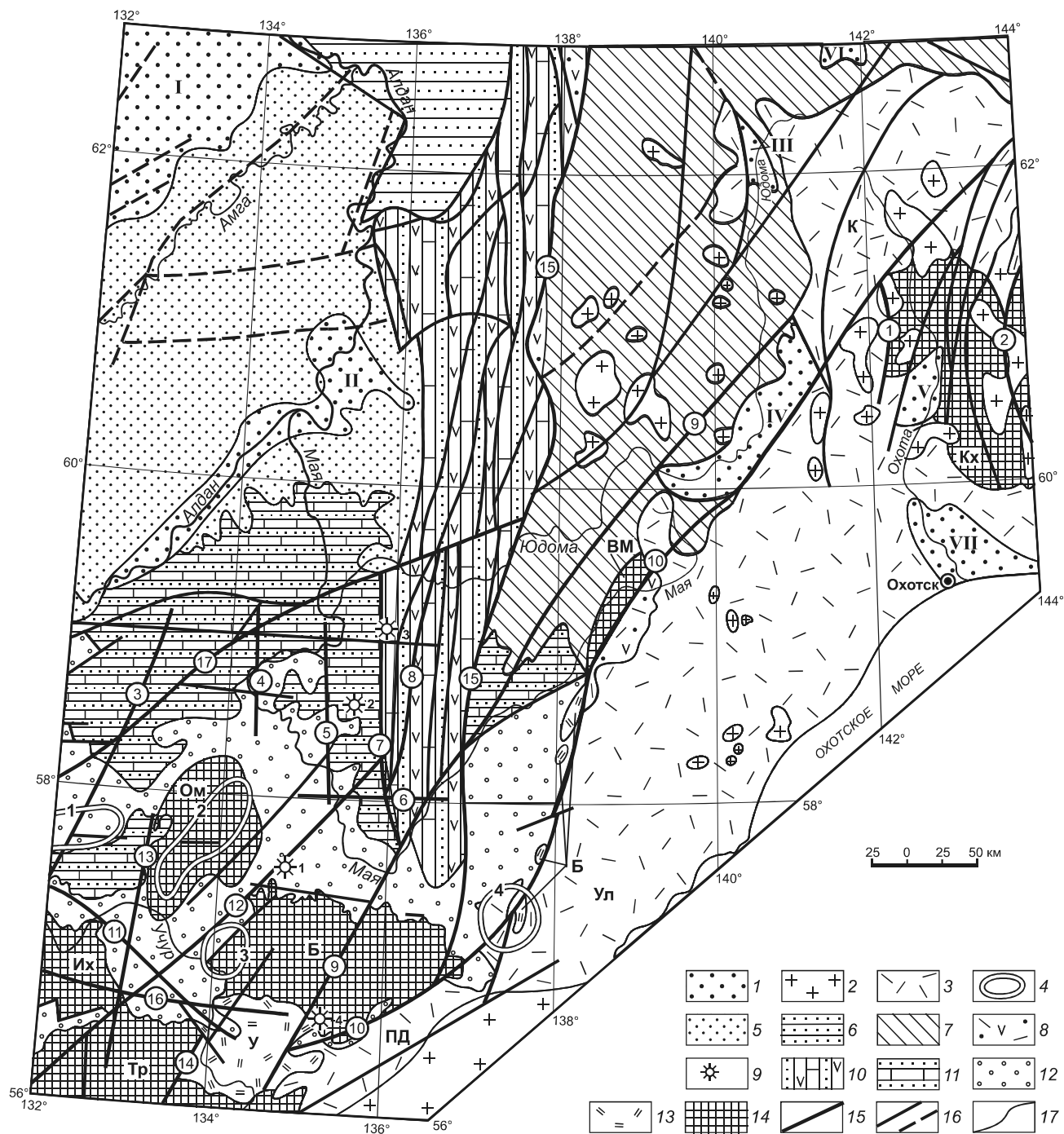


Рис. 2. Схема тектонического районирования зоны сочленения восточной части Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса.

I – кайнозойские континентальные впадины: *I* – Нижнеалданская, *II* – Джукян-Кербинская, *III* – Верхнеюдомская, *IV* – Юдомская, *V* – Среднеохотская, *VI* – Агаяканская, *VII* – Охотско-Кухтуйская; 2 – позднемеловые коллизионные гранитоиды; 3 – позднемезозойские вулканогенные прогибы Охотско-Чукотского вулканического пояса на активной окраине Северо-Азиатского кратона: *K* – Куйдусунский. Ул – Ульинский, ПД – Преддзугджурский; 4 – ареалы субшелочных и щелочных гранитоидов алданского и охотского раннемеловых комплексов: 1 – Кет-Капский, 2 – Омнинский; 3 – Томптоканский, 4 – Комуй-Челасинский; 5 – юрские отложения Вилуйской синеклизы; 6 – Приверхоянский позднеюрско-раннемеловой рифтогенный прогиб; 7 – Южно-Верхоянский позднепалеозойский прогиб пассивной континентальной окраины Сибирского кратона; 8 – Ядринская позднедевонская ВТС; 9 – массивы ультраосновных щелочных пород центрального типа: 1 – Кондерский, 2 – Ингилийский, 3 – Хамнинский, 4 – Чадский; 10 – Юдомо-Майский рифтогенный прогиб; 11 – верхнепротерозойско-нижнепалеозойский плитный комплекс; 12 – мезо-неопротерозойский платформенный чехол (Учуро-Майская впадина); 13 – позднепалеопротерозойские вулканогенные прогибы: У – Улканский, Бл – Билякчанский; 14 – выступы и блоки палеопротерозой-архейского кристаллического фундамента: Их – Идио-Хайканский,

1730–1725 млн лет, соответственно, а даек маймаканского комплекса – 1707 млн лет [21–23]. По данным [21], формирование магматических пород прогиба связано с коровым и мантийным источниками в геодинамической обстановке континентального рифта.

Мезо-неопротерозойская Учуро-Майская впадина площадью свыше 200 тыс. км² расположена в юго-восточной части Сибирской платформы. Впадина заложилась в мезопротерозое на пенеппенизированном гранито-гнейсовом фундаменте платформы 1650 ± 50 млн лет тому назад [24, 42]. В ее составе выделяются доплитные и плитные комплексы пород. Доплитные комплексы целиком сложены слабодислоцированными породами мезо-неопротерозоя. К плитным относятся горизонтально залегающие образования верхнего неопротерозоя, кембрия, ордовика, силура. Выделено шесть доплитных комплексов: мезопротерозойские – уянский, учурский, аимчанский, керпыльский, неопротерозойские – лахандинский и уйский, разделенные между собой несогласиями. Уянский и учурский комплексы формировались в интервале 1650–1400, аимчанский – 1320–1200, керпыльский – 1200–1000, лахандинский – 1000–850 и уйский – 730–665 млн лет тому назад [24, 35]. Максимальная суммарная мощность мезо-неопротерозойских отложений более 10 км [17]. Мезопротерозойские отложения имеют преимущественно терригенный состав с небольшой долей карбонатных пород, неопротерозойские – в нижней части разреза алевролит-карбонатный, в верхней – алевролит-песчаниковый. Неопротерозойские отложения вмещают интрузивные тела ультраосновного щелочного состава с карбонатитами центрального типа: Ингили, Горное Озеро, Поворотное, Гек и др. [13, 41].

Плитные комплексы развиты значительно шире мезо-неопротерозойских и выходят далеко за пределы Учуро-Майской впадины. Они выполняют широкие пологие мульды и узкие приразломные синклинальные складки, сложенные аргиллитами, доломитами, доломитистыми известняками и алевролитами юдомской серии верхнего неопротерозоя мощностью от 95 до 300 м [35]. Кембрийские отложения мощностью от 210 м до 370 м [38] представлены известняками, доломитами, глинистыми битуминозными известняками, переслаивающимися с кремнистыми известняками и мергелями. Максимальная мощность кембрийских отложений наблюдается в разрезах восточнее р. Мая.

Ордовикские и силурийские отложения мощностью до 6000 м имеют карбонатно-терригенный состав и наиболее широко распространены в восточной части территории в зоне, прилегающей к карбон-пермским терригенным прогибам.

Юдомо-Майский рифтогенный прогиб [38, 41] расположен в восточной части Сибирской платформы, на границе с Южно-Верхоянским позднепалеозойским прогибом. Граница между ними проводится нами по Бурхалинскому глубинному разлому, уходящему своими корнями в мантию. Прогиб протягивается в долготном направлении более чем на 700 км при ширине от 40 до 168 км. На севере образования прогиба плавно погружаются под карбон-нижнепермские отложения Бараинского и триасовые отложения Адыча-Тарынского прогибов. На востоке, за Бурхалинским разломом, Юдомо-Майский прогиб перекрыт карбон-пермскими отложениями Южно-Верхоянского прогиба мощностью до 5–9 км [37]. По сейсмическим данным он следится под отложениями этого прогиба еще на 70 км. По морфологии Юдомо-Майский прогиб представляется в виде клина, рассекающего платформу, направленного острием на юг. По сейсморазведочным данным, западный борт прогиба по пологому (около 13°) разлому надвинут на структуры Виллюйской синеклизы и позднемезозойского Приверхоянского рифтогенного прогиба. Амплитуда перекрытия – от первых километров до 15 км. Восточный борт более крутой (угол падения от 40° на западе до субвертикального на востоке). Прогиб асимметричен. Его осевая часть смещена к востоку. Глубина погружения фундамента под Юдомо-Майским прогибом на линии сейсмического профиля более 20 км. Представление о ведущей роли рифтогенеза в мезо-неопротерозое подкрепляется широким развитием в прогибе даек и силлов долеритов, ультракалиевых высокомагнезиальных базитов, массивов ультраосновных щелочных пород, прорывающих породы неопротерозоя (лахандинская и уйская серии).

Эдиакарские, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения с несогласием перекрывают терригенные толщи Юдомо-Майского прогиба [41, 42]. В восточной части Юдомо-Майского прогиба (Сетте-Дабанская зона) они отличаются повышенными мощностями (суммарно до 6000 м), в западной части их мощность не превышает 2300 м.

Тр – Тырканский, Б – Батомгский, Ом – Омнинский, ВМ – Верхнемайский, Кх – Кухтуйский; 15 – крупные блокоограничивающие и внутриблоковые разломы: 1 – Хизинда-Кухтуйский, 2 – Индигирский, 3 – Аимо-Токинский, 4 – Томпо-Устьмайский, 5 – Маймакан-Кандыгский, 6 – Кавальканский, 7 – Нельканский, 8 – Сарданахский, 9 – Батомгский, 10 – Билякчанский, 11 – Хайканский, 12 – Учуро-Майский, 13 – Уянский, 14 – Удыхино-Маймаканский. 15 – Бурхалинский, 16 – Чадский, 17 – Устьюдомский; 16 – прочие разломы; 17 – геологические границы.

Фрагменты девон-каменноугольного вулканогенного прогиба (рифта, по [39]). На востоке Юдомо-Майского прогиба и западной части Охотского докембрийского массива известны фрагменты девонских (эйфель-фаменских) и каменноугольных отложений [35, 41]. Они со стратиграфическим несогласием залегают на карбонатных породах силура и перекрываются карбон-пермскими осадочными толщами Южно-Верхоянского прогиба. Эйфельские отложения представлены песчаниками, базальтами и их туфами. Вышезалегающие породы живетского яруса сложены известняками и гипсом. На них с разрывом налегают базальты и их туфы с прослоями глинистых и песчаных известняков франского яруса. Фаменская часть разреза с разрывом и конгломератами в основании залегают на верхнем фране. Она сложена базальтами и трахибазальтами. Выше с разрывом они перекрываются терригенными толщами верхнего турне Южно-Верхоянского прогиба. По химическому составу базальты принадлежат умеренно-щелочной калиево-натриевой серии [41]. Среди раннекаменноугольных базальтов отмечаются толеитовые базальты, щелочные калиевые базальты и нефелиновые трахибазальты. Интрузивные образования представлены дайками, силлами и жерловинами. Дайки и силлы сложены долеритами и габбродолеритами умеренно-щелочной калиево-натриевой серии, щелочными габброидами – тешенитами и шонкинитами. Жерловины выполнены субвулканическими базальтами. Возраст даек долеритов и габбродолеритов, по данным К-Аг метода, – 345 ± 0 млн лет [8, 41].

На границе с Охотским массивом верхнедевонские отложения представлены трахириолитами, игнимбритами трахириолитов, андезитами, дацитами [16]. Подчиненное значение имеют туффиты. Мощность образований – до 1280 м. Они залегают на архейских гранитоидах Охотского массива и перекрываются осадочной толщей верхнего триаса. По петрографическим признакам, петрохимии и радиологическому возрасту верхнедевонские эффузивы обнаруживают сходство с вулканидами кедонской серии Омолонского массива. Их радиологический возраст 338 млн лет [2, 16].

Южно-Верхоянский прогиб. Породы карбон-перми Южно-Верхоянского прогиба с несогласием перекрывают неопротерозойско-силурийские платформенные отложения; с запада по Бурхалинскому разлому они соприкасаются с Юдомо-Майским прогибом. На востоке Южно-Верхоянский прогиб граничит со структурами Охотского массива, а на северо-востоке он перекрыт верхнепермскими и триас-юрскими отложениями Верхояно-Колымского орогенного пояса. Отличительной особенностью прогиба является тер-

ригенный состав пород и полное отсутствие позднепалеозойских интрузий. Мощность слагающих его пород на юге – 4–5 км, а на севере – 7–9 км. Граница между верхоянским структурно-вещественным комплексом и породами девона и нижнего карбона проводится по кровле известняков хамамытской свиты турнейского возраста раннего карбона. Ей соответствует смена карбонатных отложений терригенными. Для прогиба характерна линейная складчатость с углами падения крыльев от 20° до 60° с широкими плоскими синклиналями, разделенными узкими линейными антиклиналями. С орогенным магматизмом мезозоя в Южно-Верхоянском прогибе связано формирование разнообразных по форме, размерам и составу интрузий гранитоидов [10].

Охотско-Чукотский вулканический пояс является крупной наложенной структурой активной окраины САК, сформированной в надсубдукционной зоне на границе взаимодействия блоков континентальной коры с океанической (рис. 2). На тектонической схеме представлены Ульяновская и Преддзугджурская ветви пояса [6, 18].

Ульяновский вулканоогенный прогиб на протяжении раннего и позднего этапов своего развития развивался в нисходящем режиме. Наиболее напряженные тектоно-магматические процессы происходили в пограничной области прогиба; на границе с блоком устойчивого воздымания обнажаются докембрийские и палеозойские образования. В нижней части разреза вулканических накоплений преобладают андезиты, реже отмечаются базальты и туфы кислого состава, сменяющиеся вверх по разрезу лавами андезидацитового, дацитового, риодацитового и риолитового составов. Лавовые потоки переслаиваются с туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. В западной части Ульяновского прогиба отмечаются вулканиды наиболее позднего, урацкого комплекса. В его составе присутствуют туфы и игнимбриты трахириолитов, риолиты и гранит-порфиры.

Преддзугджурский вулканоогенный прогиб расположен в области сочленения Становой и Батомгской гранит-зеленокаменных областей. Он вытянут в северо-восточном направлении на 250 км при ширине до 100 км [16]. Прогиб выполнен меловыми вулканидами кислого, умеренно кислого, среднего и основного составов. Субвулканические фации представлены позднемеловыми игнимбритами трахириолитов, дацитов, андезитами и базальтами. Интрузивные образования расчленены на раннемеловой удской комплекс гранодиоритов, адамеллитов, гранитов и позднемеловой дзугджурской комплекс субщелочных гранитов, граносиенитов, монцодиоритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и

граносиенит-порфиров, которые слагают массивы, штоки и дайки.

Куйдусунская вулканогенная впадина рифтогенного типа. Большинство исследователей включают Куйдусунскую впадину в состав Охотско-Чукотского вулканического пояса [8, 10, 29, 41, 46]. Однако между ними имеются весьма существенные различия как по характеру проявления вулканической деятельности, так и по различной выраженности их в геофизических полях (гравитационное, магнитное, тепловое поля). Нами она выделена как вулcano-тектоническая депрессия с вулcano-купольными структурами рифтогенной природы. Ведущее место в ней занимают лавы и игнимбриты кислого, субщелочного, реже щелочного (с эгирином) состава при подчиненной роли базальтов. Значительную часть площади (около 40 %) Куйдусунской структуры слагают полигенные экструзивные купола и субвулканические интрузии трахириолитов и их игнимбритов, которые так же, как и тела позднемеловых субщелочных и щелочных (эгирин, рибекит) гранитоидов кутепского комплекса, выделяются в радиогеохимических полях весьма высокими концентрациями радиогенных элементов (U, Th, K) [26]. Пространственно и структурно Куйдусунская депрессия совпадает с Сунтар-Хаятинским гравитационным минимумом и повышенным геотермальным полем, что может свидетельствовать о ее связи с верхнемантийным плюмом [39]. В отличие от нее Ульяновский вулканогенный прогиб характеризуется совершенно иным типом геофизических полей и отсутствием щелочных пород. В нем нет такого резкого преобладания кислых и субщелочных пород, и разрез завершается часто базальтовыми покровами.

Кет-Капская рифтовая зона пространственно совпадает с площадью распространения магматитов одноименного вулcano-плутонического ареала мезозойских субщелочных и щелочных пород позднеюрского и мелового возрастов. В ней проявлен интенсивный фонотэфрит-фонолит-трахитовый вулканизм (бокурский комплекс), продукты которого выполняют небольшие (до 10 км²) кальдеры проседания [32]. Мощность эффузивной толщи до 1300 м. Интрузивные тела расчленены на кет-капский и дарьинский комплексы. Кет-капский комплекс сложен шонкинитами, сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, субвулканическими трахидацитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. В составе дарьинского комплекса преобладают мелкие штоки и дайки фергуситов, малиньитов, нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых и анальцимовых монцонитов, тингауитов и пуласкинов. Состав большинства пород совместно со щелочными бокурскими вулканиками ложатся на линию магматитов рифтовых

зон [32]. Характерной чертой магматизма является его калиевая специфика.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В регионе установлено шесть металлогенических эпох: архей-раннепалеопротерозойская, позднепалеопротерозойская, мезопротерозойская, неопротерозойская, позднепалеозойская и позднемезозойская. При металлогеническом районировании в пределах представленной карты нами выделено 12 металлогенических зон (МЗ) и 6 рудных районов (РР) (рис. 3). Особенностью металлогении является неоднократное проявление разновозрастной рудной минерализации в некоторых МЗ. Так, в Билякчанской ураноносной МЗ проявлена позднепалеопротерозойская, мезопротерозойская, позднепалеозойская (370–390 млн лет) и позднемезозойская урановая минерализация [4, 14]. В Улканском РР выявлена позднепалеопротерозойская бериллий-тантал-ниобиевая и мезопротерозойская молибден-урановая, редкоземельная и флюорит-бериллиевая минерализация [10, 14, 19]; в Идюмо-Хайканском РР установлены рудопроявления редкоземельной архей-раннепротерозойской и уран-ванадий-молибденовой мезопротерозойской минерализации [12, 14]. В Джугджурской МЗ известно, по [20], два этапа раннепалеопротерозойской минерализации: ранняя титан-фосфорная и более поздняя кобальт-медно-никелевая. Возрастная металлогеническая зональность проявлена в преобладании в архее-протерозое роли редкоземельно-редкометалльной минерализации, а в мезозое – полиметаллической, оловянной, вольфрамовой, молибденовой и благороднометалльной. Уран является сквозным элементом, но в протерозое большую роль в его локализации играли щелочные метасоматиты, а в мезозое – метасоматиты стадии кислотного выщелачивания [15, 16].

С архей-раннепалеопротерозойской эпохой в Идюмо-Хайканском районе связаны масштабные жильные поля монацитсодержащих мигматитов и пегматитов с торий-редкоземельной минерализацией, концентрация церия и лантана в которых колеблется от 0.1 до 0.6 %. Наиболее древние урановые рудопроявления локализованы в зонах кремне-щелочных метасоматитов среди гнейсов и лейкогранитов, иногда достигающих уровня мелких месторождений [14]. Содержания урана в рудных телах колеблется от 0.01 до 0.1 %, но иногда превышает 0.5 % (рудопроявление Сыннар). Кроме урана в рудах присутствуют молибден, медь и свинец.

С позднепалеопротерозойской металлогенической эпохой связаны месторождения и рудопроявления бериллия, тантала, ниобия, редкоземельных эле-

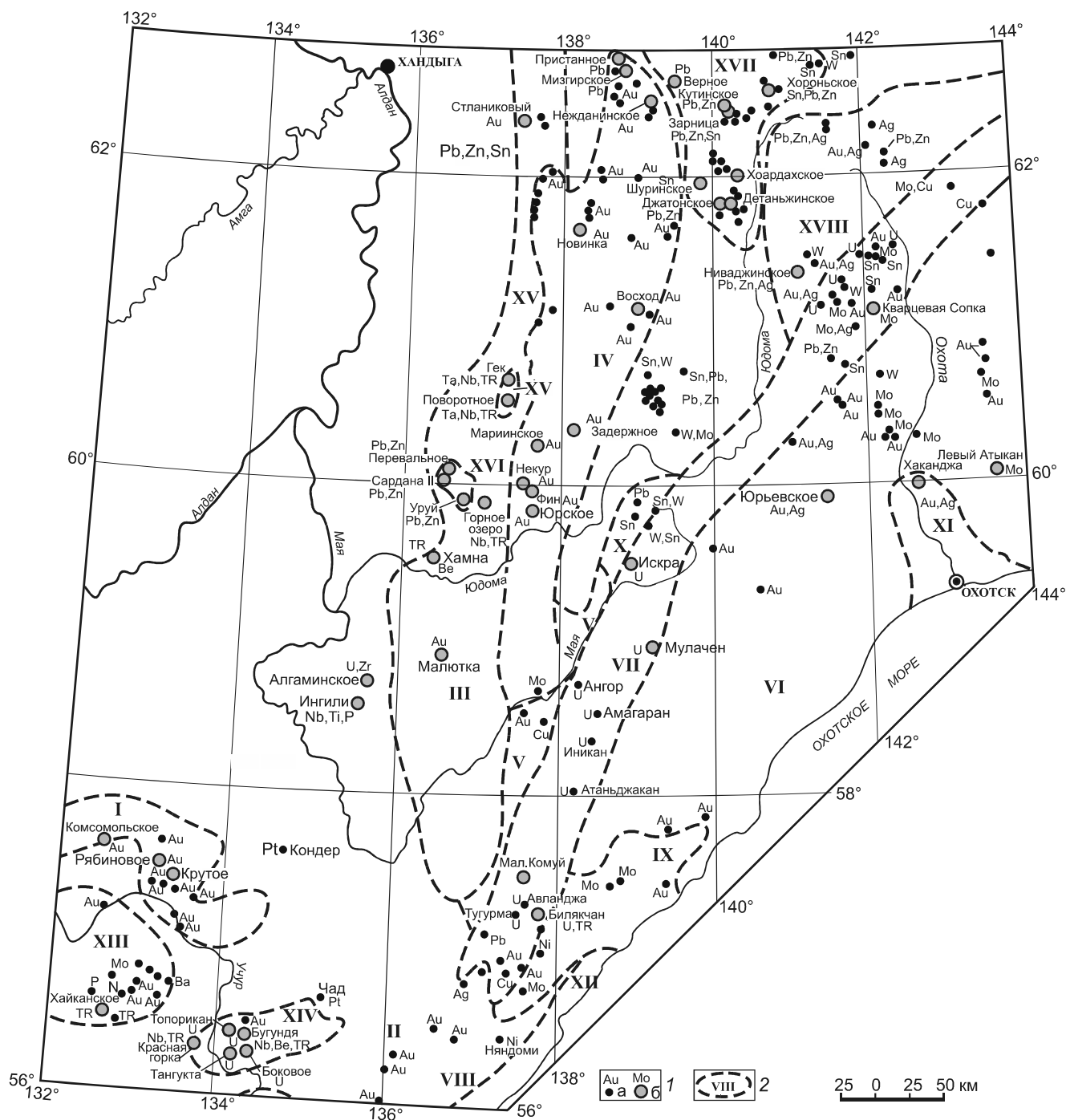


Рис. 3. Металлогеническая схема зоны сочленения восточной части Северо-Азиатского кратона и ТПП.

1 – рудопроявления (а) и месторождения (б) рудных элементов (обозначенных индексом по таблице Менделеева); 2 – границы металлогенических зон и рудных районов и их номера на карте. Металлогенические зоны: I – Кет-Капская (Au, Mo, Pb, Zn), II – Преддзуджурская (Au, Ag, Pb, Zn); III – Юдомо-Майская (Ta, Nb, TR, Pb, Zn, Ge, Au); IV – Сетте-Дабанская (Au, Pt, Pb, Zn); V – Курун-Уряхская (Pb, Zn, Au, W, Mo); VI – Охотская (Cu, Pb, Zn, Mo, W, Au, B); VII – Билякчанская (U, Nb, TR, Au, Cu, Pb, Zn); VIII – Дзуджурская (Ti, P, Ni, Co); IX – Прибрежная (Mo, Cu, W, Pb, Zn, Au); X – Сахинская (Sn, W). Рудные районы и узлы: XI – Хаканджинский (Au, Ag, Sn); XII – Удской (Au, Cu, Pb, Zn); XIII – Идомо-Хайканский (U, Mo, Ag, Ni, Co, Ta, Nb, TR); XIV – Улканский (Ta, Nb, Be, TR, U); XV – Сахаринский (Nb, Ta); XVI – Сарданинский (Pb, Zn, Ge); XVII – Сунгаро-Юдомский (Pb, Zn, Ag, Sn); XVIII – Куйдусунский (U, Mo, TR, Au, W, Sn).

ментов, никеля, кобальта, платины, титана и фосфора в Улканском РР, Билякчанской и Джугджурской МЗ.

Основными генетическими типами месторождений этой эпохи на территории Улканского прогиба являются формации щелочных метасоматитов, щелочногранитных пегматитов и связанных с ними щелочных фенитов, протолитионит-кварцевых грейзенов и щелочных гидротермалитов [19]. С ними связано около 30 рудных объектов бериллия, тантала, ниобия, лития, циркония и редкоземельных элементов. Возраст рудной минерализации – от 1670 ± 70 млн лет до 1728 ± 43 млн лет [12, 19].

В Билякчанской МЗ рудная минерализация связана с зонами альбитизации, серицитизации, хлоритизации и флюоритизации мощностью 18–20 м в милонитизированных и катаклазированных рудовмещающих породах, в основном гранитах [14]. В рудных телах установлены: уран, торий, цирконий, ниобий, цезий, лантан, иттрий, иттербий, серебро и свинец с содержаниями от 0,01 до 1 %.

В Джугджурской МЗ выявлены никелевые с платиноидами месторождения в линейно вытянутых в северо-западном направлении ареалах никеленосных мафит-ультрамафитов в зоне шовных дислокаций [20]. Возраст пород Sm-Nd изохронным методом определен от 1812 ± 66 до 1960 ± 160 млн лет. U-Pb возраст цирконов из рудных вебстеритов 1700–1690 млн лет [11]. Содержания никеля в рудах варьируются от 0.46 до 18.47 %, меди – от 0.13 до 1.1 %, кобальта – от 0.01 до 0.64 %, платины и палладия до – 12.78 г/т.

Большой интерес представляют фосфор-железо-титановые руды, контролируемые интрузиями архейских анортозитов. Руды представлены залежами, линзами, редко шширами и вкрапленностью. Постоянно присутствуют жилы, мелкие штокверки. Предварительно оценены запасы руд месторождений Богидэ, Маймаканское, Джанинское, Гаюмское, Сорогинское. K-Ag возраст биотита из апатит-титано-магнетитовых руд Гаюмского месторождения (Джугджурский массив) составляет 1680 ± 100 млн лет [42].

С мезопротерозойской металлогенической эпохой связаны рудопроявления урана, молибдена, серебра, меди, ванадия, никеля, бария в Идюмо-Хайканском, урана, молибдена серебра, редких и редкоземельных элементов в Улканском РР и урана в Билякчанской МЗ [14, 15]. Мезопротерозойские рудные проявления Идюмо-Хайканского РР располагаются в зоне предмезопротерозойского структурно-стратиграфического несогласия или на некотором удалении от него в платформенном чехле. Они сопровождаются ореолами многостадийных гидротермально-метасоматических изменений: калишпатизация, аргиллизаци-

ция, карбонатизация, хлоритизация и баритизация. K-Ag возраст гидротермально измененных пород по иллиту [15] 1324 ± 52 млн лет, U-Pb и Pb-Pb возраст урановых руд составляет, соответственно, 1230 и 1350 млн лет [15]. В мезопротерозойском платформенном чехле руды локализуются в горизонтах, благоприятных для рудоотложения: битуминозные породы, чередование пластов различного состава и разных физических свойств, наличие экранирующих прослоев аргиллитов и алевролитов. Литохимические ореолы урана, молибдена, серебра, мышьяка, никеля, кобальта и других элементов вытягиваются вдоль контактов контрастных по литологическому и химическому составу пород на расстояние до 35 км и более. Рудная минерализация представлена: настураном, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, халькозином, галенитом, блеклой рудой, герсдорфитом, литиофоритом, атакмитом, малахитом, брошантитом, азуритом, хризоколлой, отенитом и карнотитом.

В Улканском РР сосредоточены рудопроявления и месторождения уран-молибденовой, фосфор-уран-редкоземельной, фосфор-урановой и золото-кварцевой формаций с возрастом 1236–1150 млн лет, связанные с зонами березитизации и эйситизации среди гранитов и палеопротерозойских вулканитов [14]. Все объекты связаны с зонами разломов северо-западного и субширотного простирания. В ураноносных эйситах, кроме урана, выявлено крупное месторождение иттрия, иттербия, европия и других редкоземельных элементов. Уран-молибденовое оруденение локализуется в аргиллизитах структурно-стратиграфического несогласия между интенсивно графитизированным архей-раннепротерозойским фундаментом и «карельскими» песчаниками.

В Билякчанской МЗ выявлено на контакте палеопротерозойских вулканитов с мезопротерозойскими осадочными породами урановое рудопроявление Ангор с возрастом руд 1210 ± 37 млн лет (Pb-Pb метод) [12, 14]. Урановая минерализация, представленная настураном, локализуется в зоне брекчированных, сульфидизированных, карбонатизированных и хлоритизированных метабазальтов мощностью около 3.5 м.

К неопротерозойской металлогенической эпохе относятся тантал-ниобиевые месторождения в ультраосновных щелочных интрузиях неопротерозоя, стратиформные полиметаллические месторождения в породах юдомской серии Юдомо-Майской МЗ, золотое оруденение в силицитолитах Кет-Капской МЗ, флюорит-берtrandитовое и ниобий-редкоземельное месторождения Улканского РР [12, 13, 16, 17, 48, 49]. Месторождения ниобия, тантала с ураном, цирконием и редкими землями Юдомо-Майской МЗ сосредоточены в массивах Ингили, Горное Озеро, Поворотном

и Гек [13, 41]. Установлено несколько типов рудоносных пород: карбонатиты и пироксен-апатит-флогопит-магнетит-кальцитовые метасоматиты. Комплекс минералов включает циркон, флюорит, гатчеттолит, пироклор, бадделеит, перовскит, бетафит, дизаналит, монацит, циркон, цирконолит, бастнезит, колумбит. Содержание ниобия в рудных зонах колеблется от 0.2 до 1.2 %, тантала – 0.002–0.1 %, урана – 0.003–0.3 %, тория – 0.005–0.03 %, стронция – 0.7–1 %, фосфора – превышает 10 %.

Редкоземельная минерализация цериевой группы известна на месторождении Хамна карбонатитового типа, расположенного в Юдомо-Майском прогибе в бассейне р. Хамна. Рудные тела представлены крутопадающими жилами и штокверками флюорит-карбонатного состава среди метасоматически измененных терригенно-карбонатных пород лахандинской серии неопротерозоя, прорванных дайками и штоками щелочных сиенитов и щелочных автобрекчий. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное, представлено бастнезитом, паризитом, галенитом. Содержание суммы редких земель цериевой группы 0.2–1.93 %, ниобия – 0.03–0.26 % [13].

В Юдомо-Майской МЗ выделяется два морфологических типа свинцово-цинкового оруденения с германием и кадмием: стратиформный и жильный в карбонатных породах юдомской серии. Полиметаллические месторождения Сардана, Перевальное, Уруй и целый ряд рудопроявлений принадлежат стратиформному типу. Лишь незначительная часть проявлений относится к жильному типу [41]. Возраст оруденения не установлен. Изотопные определения свинца дают возрастной диапазон рудной минерализации от неопротерозоя до раннего палеозоя.

В Кет-Капской МЗ в породах юдомской серии выявлены стратиформные залежи силицитолитовых золотоносных образований [16]. Минерализованные горизонты прослеживаются по всей площади распространения пород юдомской свиты (более 3 тыс. км²). Установлены два золотоносных горизонта, обогащенных кремнеземом и гематитом. Нижний из них, мощностью от 10 до 40 м, приурочен к базальным слоям юдомской серии. Второй горизонт (10–20 м, иногда до 30 м) тяготеет к верхней части разреза юдомской серии, иногда к контакту с перекрывающей ее нижнекембрийской пестроцветной свитой. Основными минералами для нижнего горизонта являются: кварц, кальцит и гематит, а для верхнего – кварц, кальцит, флюорит, барит, гематит, галенит и сфалерит. Среднее содержание кремнезема в карбонатных породах силицитолитовых горизонтов составляет 30 %, в карбонатно-кремнистых – 70 %, в то время как для всей рудоносной толщи эта величина равна 8 %. Силици-

толитовые горизонты повсеместно характеризуются повышенными содержаниями золота (0.01–0.25, реже до 5 г/т), свинца, цинка и меди. Оруденение в них концентрируется в кальцит-кварцевых, гематит-кальцит-кварцевых, кварц-гематитовых (нижний горизонт) и кварц-барит-флюоритовых, гематит-галенит-барит-флюоритовых (верхний горизонт) согласных прожилках и линзах [49]. Основными рудными концентраторами являются тонкозернистые оксиды железа. Структурно-текстурные признаки (колломорфные, оолитовые, почковидные, радиально-лучистые структуры и тонкая зональность роста кварца и гематита) указывают на приповерхностные условия рудообразования, окислительную обстановку и слабощелочные условия рудоотложения. Золотое оруденение в силицитолитах носит дисперсный характер. Оно обнаруживает сходство с золоторудными месторождениями карлинского типа с дисперсным золотом [49]. Между золотом и органическим веществом устанавливаются прямые корреляционные связи. Руды, тяготеющие к седиментационным брекчиям, имеют брекчиевидную текстуру с обрастанием карбонатных пород халцедонивидным кварцем и гематитом.

В Улканском РР к неопротерозойской металлогенической эпохе отнесены: редкоземельно-тантал-ниобиевое месторождение «Красная Горка» и берtrandит-флюоритовое рудопроявление Таежное [14, 19]. Месторождение «Красная Горка» с прогнозными ресурсами ниобия и редких земель до 3 млн тонн является для района новым типом. Оно приурочено к щелочным вулканитам экстрезивно-жерловой фации, подверженным интенсивным гематит-гидрослюдистым преобразованиям. Возраст минерализации 880 ± 30 млн лет [12]. На берtrandит-флюоритовом рудопроявлении «Таежное» богатая бериллиевая минерализация локализована в вулканитах позднего палеопротерозоя в зоне дробления и катаклаза.

Позднепалеозойская металлогеническая эпоха представлена стратиформным Алгаминским циркониевым месторождением с U-Pb возрастом 306 ± 11 млн лет и урановым месторождением «Искра» с U-Pb возрастом 370–390 млн лет [12, 14]. Алгаминское месторождение [3] расположено в бассейне р. Ингили, вне зон выделенных металлогенических подразделений. Оно локализовано в мраморизованных доломитах верхней части разреза юдомской серии. Месторождение представлено субгоризонтально залегающими минерализованными зонами, выполненными рыхлыми рудами кварц-доломитового состава с высокими (свыше 3 %) содержаниями ZrO₂. Циркониевые минералы представлены бадделеитом, реже – цирконом. В рудах содержится уран (до 0.1–0.157 %). Он присутствует в виде изоморфной примеси в цирконе, а также в

виде мелких включений коффинита в гельцирконе и бадделеите. По условиям образования и минеральному составу руд (преимущественно бадделеитовых) это месторождение является уникальным.

Урановое месторождение «Искра» Билякчанской МЗ локализовано в гематитизированных и окварцованных зонах брекчирования верхнедевонских эффузивов кислого состава. Выявлено 8 рудных зон субмеридионального, северо-западного, субширотного и северо-восточного простирания с рядовыми и бедными рудами. Рудные тела представлены гнездами и жилами протяженностью до нескольких десятков метров при мощности до первых метров. Урановые минералы представлены браннеритом и настураном. Околорудный метасоматоз выражен в гидрослюдистой березитизации. В рудах также присутствуют сульфиды свинца, меди, молибдена, серебра, сурьмы и мышьяка.

Месторождения мезозойской металлогенической эпохи расположены в подавляющем большинстве на востоке района, в структурах с широким проявлением мезозойского магматизма: Охотско-Чукотском вулканическом поясе, Куйдусунской впадине и прилегающих к ним территориях кратона. Металлогенической спецификой этой эпохи является проявление месторождений и рудопроявлений золотой, золото-серебряной, урановой, молибден-вольфрамовой и полиметаллической минерализации.

Золотая и золото-серебряная минерализация локализована в Сетте-Дабанской, Преддзугджурской, Кет-Капской МЗ, Хаканджинском и Прибрежном РР [16, 38, 41]. Небольшие по масштабам единичные объекты известны в Юдомо-Майской МЗ (Малютка).

Месторождения золото-(альбит)-кварцевой формации приурочены к Сетте-Дабанской МЗ, протягивающейся в субмеридиональном направлении на 500 км при ширине 50–100 км. Они пространственно связаны с коллизионными гранитоидами позднемезозойского возраста, локализованными среди терригенных отложений карбона и перми [41]. Вмещающие породы (алевролиты, аргиллиты, кварцитовидные песчаники, глинистые и углистые сланцы, гравелиты) метаморфизованы. Рудные тела представлены кварцевыми жилами. По морфологии различают несколько типов: межпластовые, развитые в полостях отслоения между пластами песчаников и глинистых сланцев; пластовые крутопадающие, связанные с зонами дробления; линзообразные жилы и прожилки в углисто-глинистых сланцах, выполняющие трещины кливажа; сложные зоны прожилкового окварцевания в песчаниках, переходящие в сплошные зоны окварцевания шириной 2–5 м [6, 41]. В Сетте-Дабанской МЗ выделяются Нежданский и Задержнинский рудные узлы и рудные

поля месторождений Мариинского, Некур, Финн, Ончалах, Буларского, Дуэт, Юрского и др. Наиболее хорошо изучено сверхкрупное Нежданское месторождение одноименного рудного узла. Оно приурочено к толще нижнепермских алевролитово-глинистых пород в ядре Дыбинской антиклинали. Для вмещающих пород характерны высокие содержания золота, в 3–4 раза выше районного кларка. Промышленное золотое оруденение установлено в двух рудных зонах и нескольких рудных жилах. По простиранию они прослежены на 6 км, а на глубину – до 700 м. Среднее содержание золота в промышленных блоках составляет 7.7–13.3 г/т на мощность 4.0–4.37 м. В рудах установлены серебро и платина, которые могут извлекаться попутно. Остальные месторождения малы по запасам.

Золото-адуляр-халцедон-кварцевая формация золоторудных месторождений распространена в пределах Ульяновского и Преддзугджурского прогибов. В Ульяновском прогибе находится крупное Хаканджинское золото-серебряное месторождение. Оно располагается в эндоконтакте риолитовой экструзии на пересечении северо-западного и субмеридионального разломов. Рудное поле сложено адуляр-кварцевыми, гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами по сферолитовым, шаровым и брекчиевым лавам риолитов и дацитов. Рудные тела представляют собой линейные зоны сближенных адуляр-кварцевых жил и штокверков, гидротермальных брекчий и участков интенсивного окварцевания и адуляризации, несущих золото-серебряную и марганцевую минерализацию. Золото представлено как высокопробными разновидностями, так и кюстелитом; серебряная минерализация – аргентитом, полибазитом и самородным серебром. Содержание золота в рудных столбах от 10 до 60 г/т, серебра – от первых десятков до 2000–3200 г/т.

В Охотском РР расположено Юрьевское золотое месторождение и ряд проявлений золотой и золото-серебряной минерализации. Рудное поле сложено мелочными эффузивами и экструзиями основного, среднего и кислого состава. Месторождение, приуроченное к узлу сочленения северо-восточного, северо-западного и западного глубинных разломов, представлено северо-западной рудной зоной длиной 3 км при мощности 10–80 м. Промышленное оруденение установлено в центральной части рудной зоны, где разведаны два рудных тела на глубину 390 м, имеющие адуляр-кварцевый и кварцевый состав. Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, арсенипиритом, сульфосолями и сульфидами серебра, золотом. Содержание золота – 10–20 г/т, серебра – 20–40 г/т. В Прибрежном РР известны небольшие по параметрам кварцево-жилные зоны с золото-сульфидной минерализацией [38].

Преддзугджурская МЗ пространственно отвечает одноименному вулканогенному прогибу, наложенному на юго-восточную окраину Сибирской платформы. Золоторудные месторождения и рудопроявления представлены золото-сульфидной скарновой (рудопроявления Людвигитовое, Кума), золото-кварцевой (рудопроявления Кундумы, Ланда, Этара), золото-серебряной (месторождения Перевальное, Приятное, Авляякан, Крутое, Киранкан-1, -2, Аркай) и порфировой (рудопроявления Ветвистое-3, -4, Бургале, Обзорное) рудными формациями [16].

Кет-Капская МЗ отличается пестрым набором формационных и морфологических типов руд. Большинство золоторудных объектов зоны тесно связано с массивами меловых субщелочных и щелочных интрузий кет-капского интрузивного комплекса, но есть объекты, где эта связь не столь очевидна. Формационными типами золотого оруденения являются: золото-сульфидно-скарновый, золото-кварцевый и золото-кварц-гидрослюдистый. Морфология рудных зон весьма разнообразна: штокверки, скарновые залежи, стратиформные метасоматические тела, жилы, залежи в кварц-гидрослюдистых метасоматитах в зонах преднеопротерозойского структурно-стратиграфического несогласия. Разведано одно среднее по запасам месторождение Рябиновое и более 10 мелких [16].

Урановая минерализация выявлена в краевой западной части Ульяновского вулканогенного прогиба, Билякчанской МЗ и в восточной части Куйдусунской рифтогенной структуры [25]. Урановые проявления Билякчанской МЗ прослеживаются вдоль одноименного глубинного разлома на расстояние свыше 700 км. В этой сложно построенной зоне известен ряд урановых рудопроявлений в аргиллизитах, кварц-гидрослюдистых метасоматитах и в единичном случае в эйситах (рудопроявление Булакаг) [14]. Они локализируются в экструзиях и субвулканических интрузиях кислого состава, туфах риолитов, трахидацитов, в туфогенно-осадочных породах нижней части разреза меловой вулканогенной толщи и в дайках лампрофиров. Наиболее насыщены урановыми проявлениями северная и восточная части Куйдусунской впадины. На этой территории известно более 20 рудопроявлений урана. Протяженность рудных зон обычно не превышает первых десятков метров, в редких случаях составляет первые сотни метров. В рудах помимо настурана присутствуют флюорит, молибденит, карбонаты, пирит и другие сульфиды. В отдельных случаях урановая минерализация совмещена с полиметаллической (медь, цинк, свинец) и золото-серебряной. Содержание урана в рудах обычно не превышает 0.1 %. Более богатое оруденение встречается в экзоконтакте массива лейкогранитов в средней части бассейна р. Охоты, где

оно сопровождается высокими концентрациями свинца (до 1.85 %), молибдена (до 0.159 %), меди (0.2 %), висмута (0.04 %). Почти на всех рудопроявлениях интенсивно развита зона окисления с уранофаном, бета-уранотилом и другими минералами [14].

На территории Ульяновского прогиба в Билякчанской МЗ известны мезозойские урановые рудопроявления Амагаран, Иникан, Атаньджакан, Мулачен, Авланджа, Тугурма и ряд проявлений минерализации – Айка, Джагдач, №11 и др. Возраст руд колеблется от 90 до 120 млн лет [14]. Все урановые проявления прогиба контролируются Билякчанским глубинным разломом, в меньшей мере – опережающим его Мулаченским разломом. Различается несколько типовых обстановок локализации урановых руд: в вулканитах покровной фации и экструзиях (рудопроявление Тугурма), в вулcano-купольных структурах (Мулачен) и в туфогенно-осадочных породах базальных горизонтов мезозойских отложений (Атаньджакан).

Рудопроявление Атаньджакан нами отнесено к уран-ванадитовой формации, развивается в породах, обогащенных углеродистым веществом [14]. Перспективы рудопроявления связываются с поисками скрытых, не затронутых гипергенными процессами рудных залежей в базальных горизонтах верхнеюрских-нижнемеловых отложений в местах наибольшей тектонической нарушенности пород. Площадь распространения туфогенно-осадочных отложений базальных горизонтов Ульяновского прогиба, обогащенных органическим веществом, на наш взгляд, является первоочередной для постановки поисковых работ с целью выявления промышленных урановых месторождений. В рудах установлены: настуран, уранинит, урановые черни, беккерелит, скупит, вандендрисшит, складовскит, уранофан, бета-уранотил, казолит, болтвудит, отенит, ураношпатит, салеит, сабугалит, ураноцирцит, ренардит, метаанколит, новачекит, метацейнерит, ураноталит, иригинит. Урансодержащие минералы представлены фергусонитом, бетафитом, самиреситом, браннеритом. Из нерадиоактивных минералов в рудах присутствуют флюорит, карбонат, молибденит, пирит, арсенопирит, галенит, иногда – золото, висмутин и серебро.

Молибденовые месторождения выявлены в Куйдусунском и Охотском РР, они рассматриваются как провинция молибден-порфирировых руд [36]. Большинство рудных объектов приурочено к интрузивным и вулcano-плутоническим структурам типа локальных сводов с максимально проявленной дифференциацией магматического вещества до ультракислых щелочных гранитов, которым свойственна металлогеническая специализация на молибден и медь. В них выделены два месторождения (Квар-

цевая Сопка, Левый Атыкан) и целый ряд молибденовых проявлений. Молибденит отлагался в грейзеновую и березитовую стадии метасоматоза. Рудные тела представляют собой штокверки размером до нескольких кв. км, образованные сетью ветвящихся прожилков, реже жил мощностью 0.2–0.6 м молибденит-кварцевого состава. Содержание молибдена в рудах – от сотых долей процента до 0.5–0.7 % и первых процентов (месторождение Левый Атыкан). Для них характерны повышенные содержания меди (0.01–0.7 %), серебра (10–50 г/т) и золота (0.2–0.7 г/т). В последние годы на проявлении Себиганское выявлено богатое вольфрам-молибденовое оруденение в скарпах экзоконтакта Правоульбейского гранитного массива [38]. Шеелит-молибденитовая минерализация сосредоточена в двух зонах окварцевания и сульфидизации. Содержание молибдена в рудах от 0.12 до 3.99 %, вольфрама – 0.05–3.0 %.

Олово-полиметаллические и полиметаллические месторождения и рудопроявления Сахинской МЗ и Сунгаро-Юдомского РР [41] располагаются среди терригенных пород перми и триаса. Они локализованы в минерализованных зонах дробления и смятия, зонах трещиноватости и реже на участках метасоматического замещения пород. Рудные тела представлены сульфидными и кварц-карбонатными жилами сложной морфологии. Околорудные изменения – хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация и пиритизация. По мере удаления от контактов с магматическими породами отмечается закономерная смена полиметаллического оруденения серебро-полиметаллическим. Содержание олова в рудных телах – 1–3.4 %, свинца – 1.5–5 %, цинка – 1.2–4.8 %.

Высокоперспективной на медь является территория бассейна р. Челасин (Челасинский рудный район) Билякчанской МЗ. Руды района, как правило, комплексные и представлены меднопорфировыми, скарновыми и жильными типами с богатыми и средними по содержанию меди рудами в монцогранодиоритах и диоритах. Несомненный интерес при отработке месторождений могут представлять также никель, кобальт, платиноиды, золото и серебро. Прогнозные ресурсы меди оцениваются от 2 до 10 млн тонн.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В геологическом развитии и металлогении зоны сочленения САК и ТТП отмечается несколько периодов, играющих наиболее важную роль в тектонике и рудоносности. Краевая восточная часть кратона вмещает структуры, возникшие как на разных стадиях его геологического развития, так и при взаимодействии с окружающими более молодыми тектоническими структурами.

В протерозойское время основную роль играли процессы рифтогенеза. На позднепалеопротерозойском этапе в зонах глубинных разломов по периферии Батомгской гранит-зеленокаменной области сформировались Улканская и Билякчанская рифтовые системы, опоясывающие ее с юга и востока. Их развитие продолжалось несколько десятков миллионов лет (1740–1700 млн лет [19, 21–23]). Рифтогенез сопровождался проявлением интенсивных магматических процессов в вулканической и интрузивной формах. Магматизм носил субщелочной и щелочной характер, вплоть до появления пантеллеритов, комендитов и щелочных гранитов. Металлогенический профиль этого периода редкоземельно-редкометалльный. В Улканском прогибе известны крупные и средние по ресурсам месторождения редких земель, циркония, тантала, ниобия, бериллия и лития [19]. В Билякчанском прогибе выявлено датированное поздним палеопротерозоем Билякчанское уран-редкоземельно-редкометалльное месторождение [14].

В начале мезопротерозоя заложился Юдомо-Майский рифтогенный прогиб субмеридионального простирания протяженностью свыше 700 км, шириной 40–140 км и глубиной до 27 км. При его заложении очень крупный блок земной коры покрылся морем, в котором синхронно с отложениями рифта накапливались мелководные отложения теплого моря, в настоящее время выполняющие мезо-неопротерозойскую Учуро-Майскую впадину. Заложение рифта сопровождалось слабым проявлением основного, реже кислого магматизма от долеритов и щелочных ультракалиевых базальтоидов до кератофилов. В Юдомо-Майском прогибе в неопротерозое внедрились магматические породы субщелочного и щелочного состава: дайки и силлы долеритов, ультракалиевых высокомагнезиальных базитов, массивов ультраосновных щелочных пород. С зонами предмезопротерозойского структурно-стратиграфического несогласия связаны промышленные концентрации урана, свинца, цинка, меди, серебра, молибдена, никеля, кобальта, мышьяка и бария. Возраст минерализации 1350–1150 млн лет. С неопротерозскими щелочными ультраосновными интрузиями центрального типа связаны тантал-ниобиевые и редкоземельные месторождения.

В Улканском прогибе в зоне позднепалеопротерозойского структурно-стратиграфического несогласия и в неках и экструзиях, выполненных эруптивными брекчиями и вулканитами щелочного и субщелочного состава, известны редкоземельно-урановые, урановые, редкоземельные, бериллиевые проявления с возрастом 1250–986 млн лет [12]. Наблюдается четкая закономерность – тантал-ниобиевая, редкоземельная, циркониевая, ториевая и бериллиевая минерали-

зации потенциально промышленных типов свойственны только для докембрийских эпох.

При затухании процессов рифтогенеза на востоке Сибирской платформы формировались поздне-неопротерозойско-силурийские отложения (плитный комплекс). В верхнепротерозойских терригенно-карбонатных толщах юдомской серии Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской впадины установлены стратиморфные месторождения полиметаллов. В этих же толщах Кет-Капского РР выявлены стратиформные месторождения золота.

В девоне на северо-востоке Дальнего Востока проявился интенсивный вулканизм, охвативший значительные территории Омолонского и Колымского массивов. Здесь верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения выходят из-под пород Южно-Верхоянского прогиба в его западной и восточной частях. Они со стратиграфическим несогласием залегают на карбонатных породах силура и перекрываются карбон-пермскими осадочными толщами. С кислыми вулканидами связаны урановые и серебряные месторождения в бассейне р. Ядра.

Карбон-пермский период не продуктивен на рудную минерализацию. Месторождения этого периода на этой территории не известны.

В позднем мезозое восточная часть региона была охвачена интенсивными тектоно-магматическими процессами, сопровождавшимися интрузиями, наземным вулканизмом среднего, умеренно кислого и кислого состава. В Сетте-Дабанской зоне внедрились тела коллизионных и плитных гранитоидов. Вулканидами этого возраста выполнены Ульяновский и Преддзугджурский прогибы активной континентальной окраины САК. На границе верхнего мела-палеогена в связи с формированием Куйдусунского плюма заложилась Куйдусунская вулканогенная впадина, сложенная покровными, экструзивными и субвулканическими фациями субщелочных и щелочных вулканидов.

Выявлены довольно интересные закономерности в распределении различных формационных типов золоторудной минерализации. Месторождения золото-(альбит)-кварцевой формации, связанные с коллизионными гранитами, приурочены к Сетте-Дабанской МЗ, протягивающейся в субмеридиональном направлении на 500 км при ширине 50–100 км. Месторождения и рудопроявления этой формации локализованы в терригенных отложениях карбона и нижней перми.

Золото-адуляр-халцедон-кварцевая формация золоторудных месторождений распространена в пределах Ульяновского и Преддзугджурского прогибов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Для металлогении этого пояса характерны рудопроявления и месторождения молибдена, свинца, цинка, серебра и

самородного золота, формирование которых происходило в субдукционно-коллизионных условиях.

Для металлогении Куйдусунской впадины и Билляччанского грабена, формирование которых связано с плюмовым магматизмом, характерны как халькофильный, так и литофильный типы минерализации: сульфиды свинца, цинка, молибдена, меди, золото, серебро, уран, вольфрам и олово.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Зона сочленения САК и ТТП характеризуется исключительным многообразием геологических структур, сформированных в результате ее тектонической эволюции от раннего докембрия до кайнозоя. Они связаны как с развитием кратона, так и с его реакциями на коллизионные и субдукционные события в Тихоокеанском поясе, с обстановками пассивной и активной континентальных окраин, рифтогенными и плюмовыми процессами.

2. По сравнению с предыдущими тектоническими схемами в состав САК включены Охотский массив и Южно-Верхоянский прогиб юго-западной части Верхояно-Колымской складчатой области. В региональном поле силы тяжести этой территории выделяется крупный максимум, который прослеживается на юго-восток до побережья Охотского моря (рис. 1) и фиксирует фундамент наложенных мезозойских структур, идентичный фундаменту Сибирской платформы. Это, наряду с геологическими данными, послужило подтверждением, что Охотский массив и Южно-Верхоянский прогиб входят в состав Сибирской платформы.

3. Выделен Юдомо-Майский мезо-неопротерозойский рифтогенный прогиб на пассивной окраине САК.

4. Большое количество и разнообразие месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых зоны сочленения кратона и тектонического пояса определяется сложностью и многообразием эволюции тектонических структур и представительностью слагающих их пород различного возраста и происхождения.

5. Установлено шесть металлогенических эпох развития рудной минерализации: архей-раннепалеопротерозойская, позднепалеопротерозойская, мезо- и неопротерозойские, позднепалеозойская и позднемезозойская. Выделены и охарактеризованы МЗ и РР, образованные в определенных геодинамических обстановках от архея до мезозоя. Для каждого периода развития региона присущ свой набор полезных ископаемых. Так, для докембрийского этапа характерны: тантал, ниобий, редкие земли, бериллий, цирконий, никель, кобальт, платина, уран, серебро, молибден.

В более поздние времена эти металлы в промышленных масштабах не встречаются, кроме урана, серебра и молибдена. Стратиформные свинцово-цинковые и золоторудные месторождения известны только в верхнепротерозойских отложениях нижней части разреза плитного комплекса.

6. Промышленные золоторудные месторождения известны в мезозое и связаны с коллизионным, субдукционным и плюмовым магматизмом. Для коллизионного этапа характерны месторождения золото-(альбит)-кварцевой формации, для субдукционного и плюмового этапов – золото-адуляр-халцедон-кварцевой формаций. Полиметаллические скарновые и жильные месторождения связаны с мезозойским коллизионным магматизмом. Уран является сквозным элементом. Его проявления известны в докембрии, палеозое и мезозое. Наиболее благоприятными структурами и обстановками для его концентрации являются зоны докембрийских структурно-стратиграфических несогласий и область проявления мезозойского плюмового магматизма в Билякчанской МЗ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11. Вып. 4. 343 с.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Изд.-во АН СССР, 1961. Т. 3. 96 с.
- Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Зарубин Б.А., Троян В.Б. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования). Хабаровск, 1999. 216 с.
- Васильковский Н.П. Геологическая история Северо-Востока Азии (Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская страна). М.: Наука, 1981. 308 с.
- Ващилов Ю.А. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитоидных интрузий и формировании структур // Сов. геология. 1963. № 4. С. 54–72.
- Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 94–103.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. + цв. карта; Кн. 2. С. 573–981.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР. 1:1 500 000. Л., 1980.
- Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. 264 с.
- Геология СССР. Т. XXX. Ч. 1. Кн. 2. Геологическое описание / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Геология СССР. Т. XXX. Ч. 2. Полезные ископаемые / Подземные воды. М.: Недра, 1983. 436 с.
- Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Труды Ассоциации геологических организаций Дальнего Востока «Дальнедра». Хабаровск, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 20, № 6. С. 76–91.
- Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 93–110.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А., Бердников Н. В., Кириллов В.Е. Золотоносность вулcano-плутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 3–22.
- Горошко М.В., Гильманова Г.З. Литолого-структурные условия локализации рудных месторождений Учуро-Майской мезо-неопротерозойской впадины (Сибирская платформа) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 4. С. 52–67.
- Горячев Н.А., Гвоздев В.И., Вах А.С. Металлогения Российского Дальнего Востока // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука ДВО РАН, 2014. С. 310–311.
- Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 226 с.
- Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса: Материалы Всерос. конф.: VIII Косыгинские чтения: «Тектоника, глубинное строение и минерогения», 17–20 сентября 2013 г., г. Владивосток. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 242–246.
- Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улканско-Учурского района (юго-восток Алданского щита): структурное положение, состав и обстановки формирования // Геотектоника. 2013. № 4. С. 47–60.
- Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.
- Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов рифея Сибирского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. № 1. С. 47–61.
- Кириллов В.Е., Горошко М.В. Металлогения урана Ульинского и Куйдусунского вулканогенных прогибов // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 88–97.
- Кисляков С.Г. Магматические комплексы центральной части Южного Верхоянья // Труды ассоциации «Дальнедра». Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 32–36.
- Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулcano-

- структур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 264 с.
28. Кропоткин П.Н., Херасков Н.П. Тектоника северо-востока Азии. Междунар. геол. конгр. // Труды XXVII сессии. Т. II. М.: ГОНТИ, 1937. С. 207.
 29. Миронюк Е. П. Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(52), 53-Томмот: Объясн. зап. Л., 1986. 126 с.
 30. Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии // Труды 17 сессии МГК, 1937. Т. 5. М.: ГОНТИ, 1940. С. 211–218.
 31. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
 32. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандиминова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кет-Капско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 1. С. 74–80.
 33. Пушаровский Ю.М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии: Афтореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1958. 56 с.
 34. Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., 1959. (Тр. ГИН АН СССР) Вып. 28. 316 с.
 35. Семихатов А. М., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Недра, 1983. 223 с.
 36. Ситников Н.В., Кириллов В.Е., Алексеев В.С. Молибденовое оруденение восточной части Охотского массива // Тихоокеан. геология. 1991. № 4. С. 73–77.
 37. Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
 38. Ставцев А.Л. Государственная геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Лист О -(53), -54 - Охотск: Объясн. зап. Л., 1988. 72 с.
 39. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
 40. Тектоническая карта СССР. 1:4 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. Омск, 1953. 6 л.
 41. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
 42. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте- 1: 1 500 000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко и др. / Отв. ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток-Хабаровск, 2005. 264 с.
 43. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана / М.С. Марков, Ю.А. Пушаровский, С.М. Тильман и др. М.: Наука, 1980. 284 с.
 44. Тектоническая карта Северной Евразии. 1:5 000 000 / Ред. А.В. Пейве, Л.А. Яншин. Л.: ГУГК, 1980.
 45. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1:5 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
 46. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
 47. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Науч. мир, 2000. 204 с.
 48. Шнайдер А.А., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Романовский Н.П. Комплексная минерализация крупных рудных месторождений Дальнего Востока (Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53, № 2. С. 158–174.
 49. Ялынычев Е.В., Мирзаханов Г.С. Золото-полиметаллическая минерализация в отложениях чехла юго-восточной части Сибирской платформы (Учурский район) // Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 71–80.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

M.V. Goroshko, B.F. Shevchenko, V.A. Guryanov, G.Z. Gil'manova

Tectonics and metallogeny of the juncture zone between the North Asian craton and the Pacific tectonic belt

Tectonics and metallogeny of the juncture zone between the North Asian craton and the Pacific tectonic belt are discussed. The zone is characterized by a wide variety of structures imposed on the metamorphic basement, which formed in the course of a multi-stage geologic evolution of the craton from the Precambrian through the Cenozoic. They are linked both to the craton development and its response to the collision and subduction processes in the adjacent orogenic belt, to the passive and active continental margin settings and processes of plume magmatism. Blocks of metamorphic rocks of the Aldan-Stanovoy shield, Paleoproterozoic volcanogenic troughs of the Meso-Neoproterozoic and Lower Paleozoic platform structure, Late Paleozoic volcanic and terrigenous troughs, structures of the Late Mesozoic Okhotsk-Chukotka volcanic belt of the active continental margin and Late Cretaceous rift structures whose formation is linked to the plume magmatism in the territory are involved in the geologic structure of the study area.

A total of six mineragenic epochs are recognized in the development of metalliferous mineralisation: Archean-Paleoproterozoic, Late Paleoproterozoic, Meso- and Neoproterozoic, Late Paleozoic and Late Mesozoic. Minerageny at the junction of the craton with the Pacific belt is highly diversified and is characterized by distinct evolution in time and space.

Key words: tectonics, minerageny, mineragenic zoning, juncture zone, North Asian craton, Pacific tectonic belt.