

## Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена

Н.П.МИТРОФАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 31)

Анализ геодинамики и металлогении в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса позволил выявить общие закономерности размещения месторождений олова, вольфрама и молибдена в разных геодинамических обстановках, проблемы их несоответствия. Разрешение возможно при проведении прогноза и поиска рудных объектов, предусматривающих изучение прерудного, рудного и пострудного этапов их формирования. Каждому этапу соответствуют свои геодинамические обстановки: экзо-эндогенные базовые для источника рудного вещества, эндогенные рудогенерирующие и эндо-экзогенные разрушающие коренные и формирующие россыпные месторождения.

*Ключевые слова:* геодинамика, металлогения, олово, вольфрам, молибден.

Митрофанов Николай Павлович



vims-mitrofanov@mail.ru

## Geodynamic problems of metallogeny of tin, tungsten, molybdenum

N.P.MITROFANOV (All-russian scientific-research institute of mineral resources named after N.M.Fedorovsky Federal state budgetary institution)

Analysis of geodynamics and metallogeny in the northwestern sector of the Pacific ore belt made it possible to reveal general patterns of tin, tungsten and molybdenum deposit location in different geodynamic settings, and the problems of their inconsistency. Permission is possible in the course of forecasting and prospecting for ore deposits that provide for the study of the premineral, mineral and postmineral stages of their formation. Each stage corresponds to its geodynamic conditions, basic for a source of ore matter, ore-generating endogenous and endogenous/exogenous destroying primary deposits and forming placer deposits.

*Key words:* geodynamics, metallogeny, tin, tungsten, molybdenum.

Геодинамика, изучавшая процессы формирования геологических комплексов, в том числе рудных, наиболее близко подводит нас к познанию генезиса месторождений. В Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса (СЗС ТРП) широко развиты гранитофильные месторождения олова, вольфрама, молибдена, закономерностям размещения которых с позиций геодинамического развития территории посвящена настоящая статья.

Выделением геодинамических обстановок, изучением их происхождения на Востоке России занимались большие коллективы отечественных и иностранных учёных [2, 7, 16, 18]. Они составили несколько дополняющих друг друга геодинамических карт, обобщённый автором вариант которых с небольшими изменениями и металлогенической нагрузкой показан на рис. 1. В основе карты лежат геодинамические обстановки кратонов, пассивных континентальных окраин, аккрецированных к ним островодужных, океанических и других связанных с ними образований. Каждая из них является ответственной за металлогеническую специа-

лизацию слагающих их литодинамических комплексов [8, 13, 15 и др.], которые, являясь источником рудного вещества, в легенде карты названы базовыми. Они прорываются, «сшиваются» и перекрываются гранитоидными и вулcano-плутоническими комплексами, возникшими при коллизии и окраинно-континентальной субдукции. При переплавлении базового субстрата в коровых очагах осуществляется извлечение рудного вещества, дифференциация, концентрация в остаточных камерах и перенос магмо-газо-флюидами в область рудоотложения [10, 12]. В наземной обстановке магматические образования формируют протяжённые коллизионные интрузивные и надсубдукционные вулcano-плутонические пояса и отходящие от них поперечные ряды малых интрузий, экстррузий, даек. Участвуя в генерации оруденения, они в зависимости от своей природы и специфики субстрата локализуют месторождения разной формационной принадлежности. В легенде карты коллизионные и надсубдукционные литодинамические комплексы отмечены как рудогенерирующие.

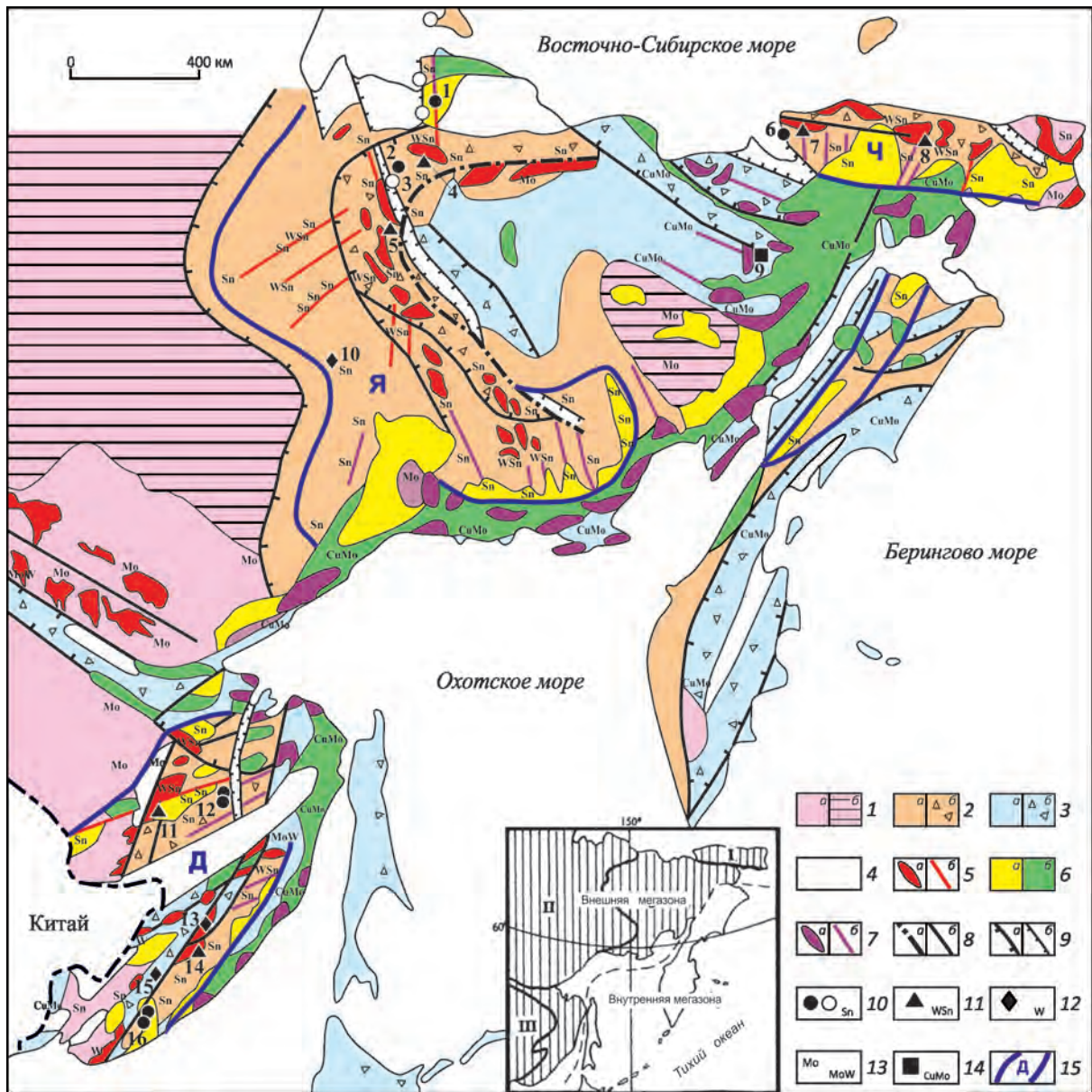


Рис. 1. Карта геодинамических комплексов и месторождений Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. По работам [2, 7, 16] с дополнениями автора:

1–7 – литодинамические комплексы: 1–3 – базовые: 1 – кратонные: а – метаморфического фундамента и б – осадочного чехла, 2 – континентальные: а – пассивной континентальной окраины, б – аккреционных призм, сложенных преимущественно континентальными отложениями, 3 – океанические: а – островодужно-океанические, б – аккреционных призм, сложенных преимущественно островодужно-океаническими породами, 4 – осадочных бассейнов, 5–7 – рудогенерирующие: 5 – коллизионных гранитоидов: а – массивов продольных поясов и б – штоков и даек поперечных рядов, 6–7 – надсубдукционных: б – вулcano-плутонических поясов: а – кислого и б – основного–среднего составов, 7 – интрузивных: а – продольных поясов, б – поперечных рядов; 8 – тектонические швы зон коллизии: а – жёсткой и б – мягкой; 9 – тектонические нарушения: а – надвиги, б – уступы кайнозойских рифтов; 10–14 – месторождения формаций (знаком и номером показаны крупные, индексом – поля средних и мелких): 10 – полиметалльно-оловянной (1 – Чурпунья, 2 – Депутатское, 6 – Валкумейское, 12 – объекты Комсомольского района, 16 – Кавалеровского района) и россыпи тектонических уступов (3 – Терехтяжская и др.), 11 – вольфрам-оловянной (4 – Одинокое, 5 – Титовское, 7 – Пыркакайские штокверки, 8 – Иультинское, 11 – Правоурмийское, 14 – Тигриное), 12 – полиметалльно-вольфрамовой (10 – Агылкинское, 13 – Восток 2, 15 – Скрытое), 13 – молибден-вольфрамовой и молибденовой, 14 – медно-молибденовой (9 – Песчанка); 15 – границы оловоносных провинций: Д – Дальневосточной, Я – Яно-Колымской, Ч – Чукотской; на вставке: континентальные плиты: I – Чукотская, II – Сибирская, III – Амурская, заштрихована – Евразийская; пунктир – граница между Внутренней (континентальной) и Внешней (формирующейся континентальной) мегазонами Тихоокеанского рудного пояса

Совмещение на карте базовых и рудогенерирующих комплексов с известными месторождениями демонстрирует общую закономерность размещения полезных ископаемых. Месторождения олова локализуются в обстановках пассивной континентальной окраины (Валькумейское, Депутатское, Солнечное и др.), медно-молибденовые – в островодужно-океанических (Песчанка, Лора, Попутное и др.), молибденовые – в кратонных (Бадис, Вечернее, Умальтинское). В пассивных окраинах коллизионные интрузии генерируют месторождения вольфрам-оловянной\* (Иульгинское, Одинокое, Тигриное и др.), а надсубдукционные вулcano-плутонические – полиметалльно-оловянной формаций (Валькумейское, Фестивальное, Дубровское и др.).

Месторождения вольфрама наблюдаются во всех обстановках. Являясь комплексными, они в связке с коллизионными интрузиями на пассивных континентальных окраинах создают месторождения вольфрам-оловянной формации (Иульгинское, Одинокое и др.), в островодужно-океанических – полиметалльно-вольфрамовой (скарновой) формации (Восток 2, Лермонтовское, Скрытое и др.). К последней отнесено близкое по составу Агылкинское скарновое месторождение вольфрама, которое локализовано на пассивной континентальной окраине. Чаще в обстановке пассивной окраины вольфрам встречается как попутный компонент в месторождениях полиметалльно-оловянной формации (Лунное, Черпунья, Фестивальное).

Собственно молибденовые объекты в кратонных обстановках порождаются как надсубдукционными (Чукотский, Омолонский, Охотский кратоны), так и коллизионными гранитоидными комплексами (Алдано-Становой, Буреино-Ханкайский кратоны). Месторождения молибдена (Весёлое, Вечернее, Умальтинское и др.) формируются там, где субстрат кратонов сложен ортометаморфитами, развитыми по магматическим породам. В таких обстановках молибдену иногда сопутствует вольфрам (Гетканчикское месторождение). Однако на участках кратонов, сложенных параметаморфитами, возникшими за счёт осадочных пород, при тех же процессах формируются месторождения олова тоже с сопутствующим вольфрамом. Такие обстановки наблюдаются на восточной окраине Амурской континентальной плиты [12]. В южной части её Буреинского кристаллического выхода расположено Хинганское олово-порфировое (по С.М.Родионову, 2005) месторождение, связанное с Хингано-Олонойским вулcano-плутоническим поясом. А южнее в Ханкайском кристаллическом массиве мелкие разноформационные оловорудные и вольфрам-оловорудные объекты генерированы разновозрастными коллизи-

онными, возможно, и надсубдукционными гранитоидами (Первомайское, Чапаевское, Ярославское) [4, 6].

Более тщательный анализ геодинамических обстановок с учётом их возрастных уровней и систематизации рудных объектов позволил российским учёным объединить месторождения олова, вольфрама и молибдена в металлогенические пояса, тем самым сузив прогноз и поиски конкретных рудных объектов на конкретных площадях [2, 16]. При общем положительном эффекте описываемые региональные исследования поставили новые вопросы и проблемы в соотношении геодинамических реконструкций и намеченных закономерностей размещения полезных ископаемых.

Так, на севере Якутии в Яно-Полоусном позднеэоцено-аптском субдукционном металлогеническом поясе [16], протягивающемся от Верхоянья до Чукотки вдоль северной границы Колымо-Омолонского супертеррейна, выделяются зоны с разной металлогенической специализацией: Яно-Адычанская (Sn, W), Полоусная (Au, Cu, W), Улахан-Таская (Au, Sn, Mo) и Нижне-Колымская (Cu, Mo, Au). Если специализацию меди с вольфрамом и олова с молибденом в центральных зонах ещё как-то можно объяснить их нахождением в граничном коллаже Верхоянской пассивной окраины с островодужно-океаническим Колымо-Омолонским супертеррейном, то совершенно разную металлогению в краевых зонах пояса, сложенных континентальными пассивноокраинными комплексами, воспринять трудно. Ещё более сложно понять геодинамическую историю площади, где на субдукционный пояс накладывается постаккреционный Восточно-Якутский металлогенический пояс юрско-мелового возраста. Здесь в базовой обстановке пассивной окраины Центрально-Полоусной зоны локализуются крупные месторождения – Депутатское полиметалльно-оловянной и Одинокое вольфрам-оловянной формаций, но их разная рудогенерация никак не трактуется. Такая же металлогеническая проблема, необъяснимая геодинамикой, наблюдается в Чукотском металлогеническом поясе. В пассивноокраинных обстановках его Чаунского субтеррейна широко развиты месторождения олова, а в Анюйском субтеррейне они отсутствуют [4], при этом на его территорию прослеживается медно-молибденовое оруденение из Нижне-Колымской зоны. Не менее спорная геодинамическая обстановка наблюдается в Сихотэ-Алинском орогенном поясе. В нём выделяются два крупных террейна – Баджальский и Самаркинский, сложенные образованиями аккреционных призм юрской зоны субдукции. В меловое время они прорывались меловыми коллизионными гранитоидами и надсубдукционным вулcano-плутоническими образованиями. Однако при родственных базовых и рудогенерирующих режимах в охватывающих их Хингано-Охотском и Самаркинском металлогенических поясах локализованы крупные месторождения разной

\* Названия формаций олова приведены по классификации А.Б.Павловского, 1993; молибдена – В.Т.Покалова, 1984; вольфрама – Ф.Р.Апельдина, 1983.



формационной принадлежности: в первом вольфрам-оловянной (Правоурмийское) и полиметалльно-оловянной (Соболиное, Фестивальное и др.), во втором полиметалльно-вольфрамовой (Восток 2, Скрытое и др.). Несмотря на хорошую изученность территорий, проблема генезиса генерирующих их гранитоидов с геодинамических позиций остаётся открытой. В этой дискуссии реконструкция трансформой континентальной окраины калифорнийского типа в Сихотэ-Алинском регионе не проясняет проблему.

Приведённые характеристики металлогенических поясов указывают на разноречивую связь полезных ископаемых с некоторыми геодинамическими реконструкциями и рудогенерирующими режимами. Как видно, использование их даже на региональном уровне для прогноза и поисков требует прояснения. К сожалению, на локальном уровне, наиболее важном для выявления и оценки месторождений, изучением геодинамики, которая, согласно В.И.Хаину [17], синтезирует в себе данные всех основных наук о Земле – геологии, геофизики, геохимии, – мало кто занимается. Чтобы разобраться в нестыковках, препятствующих пониманию закономерности между геодинамическими обстановками и металлогенией, и вникнуть в существо и последовательность событий, ведущих к формированию месторождений, а следовательно, к более надёжному прогнозу полезных ископаемых, предлагается использовать методологию, представленную в работах автора [9–12]. Её основа – положение о том, что месторождения полезных ископаемых появляются в земной коре и распознаются на поверхности в результате последовательных проявлений геодинамических событий на предрудном, рудном и пострудном этапах.

**Геодинамические события предрудного этапа.** На предрудном этапе геодинамические процессы формируют осадочные и вулканогенно-осадочные базовые литодинамические комплексы, являющиеся источником рудного вещества. Его особенности заключаются в том, что литодинамические комплексы сформировались в обстановках пассивной континентальной окраины и аккретированных к ним островодужно-океанических, претерпевших в зоне конвергенции плит интенсивную тектонизацию и скучивание, а в кратонах полный или значительный метаморфизм.

На иллюстрируемой карте в предрудных окраинно-континентальных обстановках, литодинамические комплексы которых представлены терригенными отложениями, снесёнными с материков, локализуются месторождения олова, а в аккретированных к ним островодужно-океанических образованиях – месторождения молибдена. В Сихотэ-Алинской орогенной области это сопоставление и широкое распространение месторождений олова в Баджальском террейне (Правоурмийское, Соболиное, Фестивальное и др.) ставят под сомнение реконструкцию его как фрагмента юрской аккреционной призмы, сложенной преимущественно

океаническими породами. А.И.Ханчук, В.В.Голозубов и другие авторы такой реконструкции представляют строение террейна как «чередования пачек слоистых терригенных пород (мощностью от 50 до 400 м), сложенных ритмично переслаивающимися песчано-алевролитовыми породами и горизонтами хаотического строения (от 100 до 600 м), содержащих разновеликие глыбы и обломки базальтов, каменноугольно-пермских известняков, пермских и триасовых кремней, сцементированных алевропсамитовым и алевропелитовым материалом» [2, стр. 177]. Возраст терригенных отложений принят как послетриасовый. Мощность аккреционного комплекса составляет более 4 км.

Горинскую (восточную) часть Баджальского террейна занимает Комсомольский оловорудный район. В 1970-е годы крупномасштабными геологосъёмочными работами было установлено, что он сложен дислоцированными, но относительно монотонными алевролитопесчаниковыми толщами, часто имеющими флишидное строение [3]. Монотонность толщ нарушается вулканогенно-осадочными горизонтами. Они состоят из деформированных обломков и линз кремнистых, кремнисто-глинистых пород, диабазов, их туфов и туффитов, осадочных брекчий, будинированных песчаников, находящихся в хаотических взаимоотношениях и связанных алевролитовым материалом. Границы горизонтов осложнены тектоникой. Их мощность крайне невыдержанна, измеряется десятками метров, в максимуме, не превышая 150 м. Общая мощность терригенных толщ в районе оценивается в 5600 м. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных горизонтов в разрезе не больше 500 м. Если добавить преимущественно кварц-полевошпатовый и аркозовый состав песчаников, присутствие в них углефицированных растительных остатков и прослоев углей, то приведённая характеристика убеждает, что основой Баджальского террейна являются терригенные отложения пассивной континентальной окраины. Изучая геохимию терригенных пород, В.Л.Барсуков (1966) и И.Н.Говоров (1966) установили в них повышенные содержания олова (13–16,5 г/т). Последнее определяет их как базовый источник для оловянных месторождений района. Тем не менее присутствие горизонтов хаотического строения позволяет отнести Баджальский террейн к образованиям аккреционной призмы, но преимущественно сложенной турбидитами пассивной континентальной окраины с незначительным количеством океанических пород, что отображено на карте.

Сопоставляемый с Баджальским Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы находится в центральной части Сихотэ-Алинской орогенной области. Выполняющие его терригенные и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения тектонически нарушены и перемешаны. В центральной части террейна в его детально изученных тектоно-стратиграфических разрезах выделены комплексы [2]: Тудовакский (алевролиты,

микститы с кремнями, реже базальтоидами, мощность 2000–3200 м), Усть-Журавлевский (гидротектониты – тектонизированные алевролиты и олистостромы с алевролитовым матриком, включающие в хаотическом скучивании фрагменты разрезов разновозрастных кремнистых пород, глыб известняков, пластины базальтов, габброидов, гранитов, перемежаемые пачками аркозовых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, до 4000 м), Удековский (переслаивание песчаников и алевролитов, 1000 м), Себучарский (базальты, гипербазит-габбровые офиолиты, микститы, около 3000 м). На юге террейна выделен Краинно-Сергеевский комплекс (интрузивно-метаморфические породы додевонского основания, перекрытые скученными вулканогенно-осадочными отложениями девон-юрского возраста, 6000 м). На севере террейна широко распространён олистостромовый Ареадненский комплекс, по составу и строению сходный с Усть-Журавлевским. Общая мощность литодинамических комплексов Самаркинского террейна достигает 15 000 м. Средние содержания вольфрама в терригенно-кремнисто-эффузивных толщах района месторождения Восток 2 превышают 3 г/т (Ю.Г.Иванов, 1974). В названных комплексах террейна, которые ранее датировались палеозоем, среднее содержание металла И.Н.Говоровым (1977) определено в 2,8 г/т, а в отдельных терригенных и кремнисто-глинистых толщах достигает 3,3–3,5 г/т, то есть в два раза выше кларка. Состав и взаимоотношения в террейне разных по происхождению комплексов свидетельствуют о его образовании на границе пассивной континентальной окраины со смешанными с ней островодужными и океаническими образованиями. Объём последних превышает объём терригенных отложений континентальной окраины. Террейн по праву отнесён к «аккреционной призме, сложенной преимущественно океаническими породами с основным цементом окружающих турбидитов» [18].

В границах Самаркинского террейна выделена Центрально-Сихотэ-Алинская вольфраморудная минерогеническая зона [6]. В ней локализованы крупные месторождения вольфрама (Восток 2, Скрытое), средние (Беневское, Лермонтовское) и многочисленные более мелкие объекты, рассредоточенные по всей территории, с большей группировкой там, где распространены олистостромовые толщи. В террейне встречаются мелкие оловянные и вольфрам-оловянные объекты (Распашное, Наумовское, Рудное), редко проявления вольфрама или меди с молибденом (Скалистое, Малахитовое). Присутствие рудных проявлений олова и молибдена объясняется скученностью в террейне отложений разной природы. Преобладающее островодужно-океаническое наполнение и доминирующая вольфрамовая специализация Самаркинского террейна резко отличают его от Баджальского террейна с преобладающим континентальным наполнением и преимущественно оловянной специализацией. Металлогения

убеждает – с полной параллелизацией их природы согласиться нельзя.

Сихотэ-Алинская орогенная область – пример закономерности размещения разных полезных ископаемых в череде сменяющих друг друга разных геодинамических обстановок. Поэтому для полноты картины дополним её характеристиками базовых литодинамических комплексов, слагающих Журавлевский, Кемский и Таухинский террейны [2], расположенных к востоку от Самаркинского.

Журавлевский террейн отделён от последнего Центрально-Сихотэ-Алинским тектоническим швом. Сложен он терригенными отложениями пассивной континентальной окраины мелового возраста, мощность которых превышает 10 000 м. Специализация осадочных отложений здесь, как и во всех пассивно-окраинных обстановках СЗС ТРП, оловянная [6, 15]. Её особенность в том, что на западе террейна месторождения олова сопровождаются вольфрамом (Тигриное, Забытое и др.), на востоке сопровождение переходит к полиметаллам (Дальнетаежное, Хрустальное и др.).

Литодинамический комплекс Кемского террейна, занимающий прибрежную полосу Сихотэ-Алинской складчатой области, представлен образованиями меловой островной дуги, аккрецированной к Журавлевскому террейну, сложенному цепочками ареалов преимущественно вулканогенных пород, окружённых вулканогенно-осадочными отложениями. Вулканы представлены лавами, брекчиевыми лавами, гиалокластитам и подводными туфами базальтов, андезитов-базальтов и андезитов. Для вулканогенно-осадочных отложений характерно чередование и переслаивание пачек мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с горизонтами вулканомиктовых пород и вулканитов основного состава. Мощность комплекса около 5000 м. По основной специализации в его пределах выделен Cu-Mo (Pb-Zn) металлогенический пояс с небольшими медно-молибденовыми месторождениями (Нестеровское, Сухой ручей, Пластунское).

Кемский террейн в прибрежной зоне на юге сменяется Таухинским. Он представляет мощную аккреционную призму с олово-свинцово-цинковой базовой специализацией [2, 6]. Она возникла в результате столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента. На севере террейна (Дальнегорский район) призма сложена неоднократно перетасованными и взаимопроницаемыми толщами алевро-песчаников, флишоидов юрского–раннемелового возраста и кремнистых, кремнисто-туфогенных пород триас-юрского возраста, погружённых в меланж тех же пород с крупными олистолитами пермских и триасовых кремней, известняков, лав среднего и основного составов. Общая мощность призмы достигает 13 000 м. В центральной части района находятся крупные свинцово-цинковые месторождения (Верхнее, Николаевское и др.). На западе, где начинают преобладать терригенные

отложения, локализованы многочисленные олово-полиметаллические месторождения (Смирновское, Южное, Высокогорское и др.).

В Сихотэ-Алинской орогенной области по тектонической позиции базовых террейнов и их металлогенической специализации намечается чёткая зональность от Амурского кратона к Охотскому морю. На западе Баджальский террейн аккреционной призмы с преобладанием терригенных отложений пассивной окраины имеет оловянную специализацию. В центральной части области Самаркинский террейн аккреционной призмы, выполненной преимущественно океаническими и островодужным образованиями, характеризуется вольфрамовой специализацией. Смежный с ним с востока Журавлевский террейн пассивной континентальной окраины в соответствии с геодинамической обстановкой имеет оловянную специализацию. На востоке в прибрежной зоне Кемский островодужный террейн характеризуется медно-молибденовой специализацией, а Таухинский террейн аккреционной призмы – свинцово-цинковой, переходящей на периферии в олово-полиметаллическую. Таким образом, Сихотэ-Алинскую орогенную область на северо-западе Тихоокеанского рудного пояса можно отнести к эталонному полигону по различию предрудных геодинамических обстановок и соответствующей им специализации базовых литодинамических комплексов.

Как показано в начале статьи, обозначенное эталонное соответствие подтверждено во всех геодинамических обстановках, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными литокомплексами, в которых размещаются месторождения олова и молибдена в рассматриваемой части Тихоокеанского пояса. Исключением является только положение обозначенной выше Нижне-Колымской медно-молибденовой зоны в Анюйском субтеррейне Чукотского террейна пассивной континентальной окраины. Анюйский субтеррейн выполнен осадочными отложениями триасового возраста. Нерасчлённые ниже-среднетриасовые представлены чёрными сланцами, зеленовато-серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, переслаивающимися с филлитизированными алевролитами, кремнисто-хлоритовыми и кремнисто-глинистыми сланцами, серо-зелёными туфитами и туфами основного состава, спилитами. Отложения включают блоки и пластины палеозойских мраморизованных известняков, кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсовидных песчаников и алевролитов, мощность до 1400 м [5]. Отложения верхнего триаса внизу образованы преимущественно чёрными сланцами и алевролитами, а вверху туфогенными песчаниками, переходящими в туфиты и туфы андезитового состава, мощностью 3000 м. Перекрывающие их отложения верхней юры представлены осадочно-вулканогенными образованиями мощностью до 800 м. Таким образом, вещественное наполнение субтеррейна скорее всего соответствует

аккреционной призме, сложенной преимущественно островодужными породами. Тогда положение в нём медно-порфирового рудопроявления Водораздельное [16] и отсутствие месторождений олова становятся объяснимыми.

Из изложенного следует, что при прогнозных и поисковых работах на локальных площадях, сложенных дислоцированными толщами хаотического строения, для подтверждения нахождения площади в той или иной базовой геодинамической обстановке и определения её специализации необходимо на предрудном этапе проводить изучение разрезов, слагающих её отложений, сопровождая его непрерывным геохимическим опробованием.

**Геодинамические процессы рудного этапа.** На рудогенерирующем этапе магматические процессы переплавляют базовый субстрат в коровых очагах, мобилизуют из него рудное вещество, концентрируют в остаточных камерах и создают условия для его транспортировки в область рудоотложения.

Геодинамические палеореконструкции территорий СЗС ТРП для мелового и палеогенового времени показывают, что происхождение гранитофильных месторождений во Внешней мегазоне сектора (см. рис. 1, вставка) обязано двум гранитообразующим процессам – раннемеловому коллизионному и позднемеловому надсубдукционному на активной континентальной окраине, а во Внутренней мегазоне – палеогеновому надсубдукционному [7, 12]. В первой находятся все промышленные, в том числе крупные месторождения вольфрама, молибдена и олова, во второй – только их мелкие объекты. Разная интенсивность оруденения в мегазонах отображена в разной масштабности гранитоидного магматизма и прямо коррелируется с тектонической активностью тихоокеанских плит [1, 17]. В мезозое максимальная интенсивность океанского спрединга приходится на меловый период, для середины которого индекс активности определяется в 1,23. В палеогене активность уменьшается, имея всплеск лишь в эоцене (индекс 0,82). С интервалами наибольшей тектонической подвижности (соответственно, 131–65 и 54–35 млн. лет) совпадает и наибольшая интенсивность оруденения этих периодов [4]. Приведённые цифры свидетельствуют о том, что геодинамические процессы и рудообразование связаны единой генетической нитью. Разновременное проявление разных рудогенерирующих геодинамических режимов во Внешней мегазоне позволяет подразделить рудный этап на коллизионный и субдукционный подэтапы.

В коллизионном процессе различают жёсткий и мягкий типы (В.Н.Пучков, 2001). Наиболее близко условиям жёсткой коллизии соответствует столкновение Сибирской плиты с Колымо-Омолонским микроконтинентом. В супракrustальной зоне столкновения сформировались Колымский пояс крупных гранодиорит-гранитных массивов колымского комплекса и

отходящие от него в сторону континента поперечные ряды небольших гранодиорит-гранитных и диорит-гранодиорит-гранитных интрузий кестерского, янского и других комплексов [12, 16]. Пространственная связь пояса и поперечных рядов свидетельствует о том, что деформации и зарождение гранитоидных очагов, возникающих при столкновении, происходили не только в сутурной зоне, но и в глубине Сибирского континента. Составы коллизионных интрузивов и продуцированных ими месторождений зависят от глубины зарождения магматического очага и происхождения субстрата, в котором происходило его развитие. В Северной ветви Колымского гранитоидного пояса, где массивы расположены среди турбидитов континентального склона (Полоусненский террейн), их составы преимущественно гранитные, и с ними связаны месторождения вольфрам-оловянной формации (Одинокое, Полярное и др.). Южнее ветвь входит в гетерогенный субстрат сутурной зоны, в массивах начинают преобладать гранодиориты, а в юрских турбидитах локализуются оловянные месторождения с большим содержанием сульфидов, позволяя относить их к полиметалльно-оловянной формации (Дьяхтардах, Укачилкан и др.). Восточнее массивы ветви размещаются в палеозойских терригенно-карбонатных блоках, сорванных с материкового фундамента и смешанных с островодужно-океаническими образованиями Колымо-Омолонского микроконтинента. Их состав становится пёстрым, варьируя от кварцевых диоритов-монцодиоритов до адаметитов-гранитов. Во вмещающих адаметиты отложениях отмечаются олово-полиметаллические проявления, а внутри монцониоидных тел и окружающих скарнах появляются рудопоявления молибдена (Тогучак, Кандидатское).

В Главной ветви Колымского пояса наиболее чётко проявлена дивергентная структура зоны столкновения [16]. Она выражена в веерообразном расхождении разрывных нарушений и надвигов в стороны от сутурной зоны. В её центре расположены выведенные на поверхность палеозойские блоки шельфовых терригенно-карбонатных пород, перемежаемые с вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами мезозойского возраста. Со стороны Колымо-Омолонского микроконтинента они ожерельем фрагментов омулевского террейна окаймляют зону столкновения. Гранитоиды массивов здесь отличаются повышенной основностью. В контактовых зонах с карбонатами они генерируют скарновые месторождения олова. На севере пояса в магнезиальных скарнах Титовского месторождения главными оловоконцентрами являются бораты. В крупных вонсенит-людвигитовых залежах средние содержания олова 0,35–0,40%. В замещающих их известковых скарнах возникают пайгеит-гулситовые руды, содержания поднимаются до 1,5–2,0%, везде их сопровождает магнетит. Запасы металла крупные. На месторождении Чиблагалях в скарнах, выполняющих провесы кровли гранитоидного массива, оловоносны в основном минералы

известковых скарнов (гранаты и др.). Основной интерес представляют наложенные на них мусковит-кварцевые грейзены и аксинит-актинолитовые метасомати-ты, содержащие касситерит в рудных концентрациях. На юге Главной ветви находится оловорудное месторождение Каньон. Оно локализовано в провесах кровли гранитного массива, прорывающего карбонатно-терригенные отложения пермского возраста. Рудные тела пространственно совпадают с залежами оловоносных скарнов и роговиков. Рудообразование связано с наложенной грейзенизацией и с последующей сульфидизацией.

Основная часть гранодиорит-гранитных массивов Главной ветви пояса размещается в юрских флишоидных отложениях верхоянского комплекса, выделенных вокруг сутурной зоны как Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина (см. рис. 1). В центре зоны, где гранитоиды находятся в ещё смешанном континентально-океаническом субстрате, с ними ассоциируют небольшие месторождения олова полиметалльно-оловянной формации (Сидоровское, Дапир). Западнее их коровые очаги, развиваясь в триас-юрских отложениях пассивной окраины, генерировали редкометалльные вольфрам-оловянные месторождения (Кере-Юрях, Бургавли, Бутугычаг и др.). В отходящих далее на запад от пояса поперечных рядах (Дербек-Негельсинский, Тирехтяхский, Эге-Хайский и др.) с диорит-гранодиорит-гранитными штоками и дайками янского комплекса связаны месторождения полиметалльно-оловянной формации (Илинтас, Алыс-Хая, Аномальное и др.). Вблизи пояса на востоке Эге-Хайского ряда с этими интрузиями совмещены штоки редкометалльного кестерского комплекса. Это отобразилось совмещением в ряду месторождений как полиметалльно-оловянной (Улахан-Эгелях, Хотон-Хая, Эге-Хая), так и редкометалльной вольфрам-оловянной (Кестер, Хонор) формаций. Рудогенерирующие очаги этих комплексов, используя одну разрывную структуру, зарождались на разных уровнях земной коры [10]. Результаты петрологических исследований интрузий всех ветвей и рядов Колымского пояса позволили В.С.Шкодзинскому считать их коровыми, образовавшимися в результате коллизионного процесса [16]. Следовательно, можно предположить, что крупное Депутатское и окружающие его месторождения полиметалльно-оловянной формации, как и месторождения вольфрам-оловянной формации (Одинокое и др.), находящиеся в сфере пояса, сформировались в результате единого коллизионного процесса, коровые очаги которого находились на разных уровнях земной коры в разном субстрате, обусловив формационное различие гранитоидных комплексов и оловянных месторождений. По-видимому, подобным происхождением может быть объяснена проблема образования скарнового Агылкинского месторождения полиметалльно-вольфрамовой формации и полиметалльно-оловянных Эрикагского и Сосукчанского



месторождений в Томпонской металлогенической зоне на западе Верхоянской пассивной континентальной области, где отмечается близкое стояние кристаллического фундамента к поверхности.

Мягкий тип коллизии – это столкновение континентальной плиты с океанической, в край которой впаины субконтинентальные окраинноморские и строводужные образования, делающие её верхнюю часть плавучей. На основе данных о реологической расслоенности литосферы Л.И.Лобковского (1988), расчётами В.П.Пана и Ю.П. Змиевского (1992) показано, что океанические и континентальные плиты состоят из верхней упругой и нижней пластичной частей. Мощность упругой части окраины континентальных плит, включающей «гранитный слой», не превышает 15 км. Мощность упругой части океанических плит около 25 км. Внутри неё на границе «базальтового» и «перидотитового» слоёв фиксируется высокопластичный слой. При столкновении плит жёсткий гранито-метаморфический клин рассекал по слою океаническую плиту. Её верхняя упругая часть с островодужными образованиями сминала осадочные отложения пассивной континентальной окраины, нижняя, заклинивая зону субдукции, компенсационно деформировала образования нижней пластичной части континентальной плиты. Всё это приводило к утолщению континентальной коры, что наблюдается в рудных провинциях СЗС ТРП [12]. На месте конвергенции плит не было упора и условий для формирования коллизионных интрузий. Они создавались внутри континентальной коры на тектонических швах-уступах, где обычно отмечается её максимальная мощность. Деформации и диссипативный разогрев на уступе инициировали зарождение коровых магматических очагов, которые, разрастаясь вверх, формировали вдоль швов пояса коллизионные массивы внутри континентальной плиты [10]. По такому сценарию развивались в раннем мелу пояса гранит-гранодиоритовых массивов иультинского комплекса вдоль Куветского шва в Чаунской зоне на Чукотке. С ними связаны вольфрам-оловянные месторождения Иультинское, Светлое и др. Аналогично происходило становление на рубеже раннего и позднего мела гранодиорит-гранитных массивов татибинского комплекса в Центрально-Сихотэ-Алинском тектоническом шве Приморья. Этот шов, амплитуда вертикального смещения по которому достигает 5 км (В.В.Аргентов и др. 1976), отделяет Самаркинскую зону, сложенную хаотическими образованиями аккреционного клина, от Журавлевской с турбидитами континентального происхождения. Татибинские гранитоиды в первой имеют пёстрый состав, варьирующий от монцодиоритов до гранитов. Они генерировали крупные вольфрамовые месторождения Восток 2, Скрытое. Во второй в массивах преобладают граниты и лейкограниты, с которыми ассоциируют месторождения оловянно-вольфрамовой формации (Тигриное, Забытое).

В сходных условиях мягкой коллизии формировался пояс гранит-гранодиоритовых массивов баджальского комплекса, контролируемых субмеридиональным Тастахским тектоническим швом, отделяющим образования Буреинского кратона от Баджальского террейна. В пределах последнего с Верхне-Урмийским гранитным массивом генетически связано вольфрам-оловянное Праворурийское месторождение. К северу от него в крупном Дуссе-Алинском массиве выявлены многочисленные, но мелкие месторождения той же формации (Усманское, Верхне- и Средне-Ипатинские и др.). Вблизи шва вскрыто и Янканское молибденовое месторождение, появление которого можно объяснить гетерогенностью фундамента Баджальского террейна, сложенного породами Буреинского кратона. В самом кратоне в гранитах зоны Тастахского шва локализовано Умальтинское молибденовое месторождение.

Близкими к производным мягкой коллизии являются гранитоидные массивы Станового плутонического пояса, образовавшегося в позднемезозойское время в обстановке сближения Сибирского и Амурского континентов и закрытия Монголо-Охотского океана [2]. Гранитоиды пояса генерируют месторождения молибденовой (Базис, Веселое и др.), реже молибден-вольфрамовой (Гетканчикское) формаций.

Последовавшие за коллизионными субдукционные процессы позднего мела-палеогена [2, 10] сформировали на активных континентальных окраинах протяжённые надсубдукционные вулканоплутонические пояса – Охотско-Чукотский, Нижнеамурский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др. Магматиты поясов характеризуются пёстрым составом, соотносящимся с составом субстрата, который находится в их фундаменте. При положении в фундаменте островодужных и океанических образований, что наблюдается во фронтальных зонах поясов, в их составе преобладают натриевые магматиты среднего и основного составов. В тыловых зонах поясов, наложенных на континентальные образования, доминируют кислые калий-натровые магматиты с характерным увеличением содержания кремнекислоты и калия вглубь континента. Интрузивные фации на фронте поясов представлены породами габбро-тоналит-плагиогранитной формации, крупные массивы которых вытягиваются вдоль них и выделяются в тимкивеевский, охотский, нижнеамурский, прибрежный и другие комплексы. Повышенная основность и натриево-калийность гранитоидов предопределили появление оруденения медно-молибденовой формации (Песчанка, Вечернее, Лора, Попутное и др., И.Ф.Мигович и др., 2015). В тыловых зонах поясов и в отходящих от него поперечных рядах развиваются небольшие интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации, объединяемые в валькумейский, омсукчанский, силянский, приморский и другие комплексы. Гомодромное развитие комплексов, калиевый состав поздних интрузий обусловили связь с ними месторождений



полиметалльно-оловянной формации, достигающих крупных размеров (Валькумейское, Солнечное, Дубровское и др.). В них оловянному оруденению сопутствует вольфрамовое и полиметаллическое, иногда достигающие промышленных концентраций (Фестивальное, Перевальное, Силинское и др.). Возникновение коровых очагов надсубдукционных гранитоидных комплексов обязано тепломассопотокам, поступающим от погруженной в мантию зоны субдукции [8, 17]. Их зарождение происходило на разделе Мохоровичича, далее они самопроизвольно разрастались, пронизывая континентальную кору. Наибольшие масштабы очагов достигали в подготовленных (тектонически нарушенных и др.) к анатектическому плавлению отложениях пассивных континентальных окраин и аккреционных зон.

С надсубдукционными гранитоидами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, где его образования накладываются на Охотский и Омuleвский кратонные массивы, связаны многочисленные рудопоявления молибдена, соответственно, в Нютском (Кварцевая сопка, Левоатыканское, Мана и др.) и в Коркодон-Наяханском (Вечернее, Хрустальное, Аксу и др.) рудных районах. Все они представляют штокверковые зоны, развитые в приконтактных зонах интрузий. Помимо молибденита в них присутствуют вольфрамит, а также халькопирит. Из-за присутствия последнего они сопоставимы с медно-молибденовыми проявлениями, широко развитыми в островодужных образованиях вокруг кратонных террейнов, связанных с тем же надсубдукционным магматизмом.

В северном Приохотье и граничащем с ним Приколмые четко проявлена металлогеническая зональность, обусловленная разным составом гранитоидов Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, зависящим от субстрата, в котором развивались его магматические очаги [2, 12]. Во фронтальной (Прибрежной) зоне пояса, где в его основании находятся образования Удско-Мургальской островной дуги, развито медно-молибденовое и медное оруденение (Лора, Осеннее, Муромец и другие месторождения). В тыловой (Приколмыской) зоне пояса, в основании которого находятся турбидиты пассивной континентальной окраины, локализовались месторождения полиметалльно-оловянной формации сульфидного типа (Хета, Суворовское, Армандское и др.), а с гранитоидами поперечных рядов, отходящими от пояса к северу, – месторождения силикатного типа той же формации (Днепровское, Богатырь, Кинжал и др.). При приближении рядов к зоне влияния Колымского коллизионного пояса, месторождения становятся малоотличимыми от объектов вольфрам-оловянной формации (Бутугычак, Приконтактное, Грядинское и др.).

Подводя итог рассмотрению рудопроизводящего магматизма, есть все основания заключить, что составы коллизионных и надсубдукционных гранитоидов и

формационные особенности связанных с ними месторождений во многом зависят от условий зарождения в земной коре магматических очагов. Эта зависимость подтверждает, что источником металлов в рудных объектах является коровый субстрат, в котором функционировали их гранитоидные очаги. Гранитоиды генерируют рудное вещество, поэтому определение их эволюции, петрохимии, геохимии и других характерных черт остаётся главной целью прогнозных и поисковых исследований рудного этапа.

Изложенный материал по двум этапам можно обобщить в определении рудной формации, расширяя её характеристику в Металлогеническом кодексе (2012). С геодинамических позиций рудная формация объединяет группы месторождений, характеризующиеся сходством главных рудных элементов, связанных с определёнными геодинамическими обстановками и в совокупности с геодинамическими магматогенными режимами, обуславливает их закономерное развитие в тектонических структурах земной коры и место в истории её развития.

#### **Геодинамические процессы на пострудном этапе.**

На пострудном этапе деструктивные процессы вскрывают и разрушают коренные месторождения, препаируют их структурные и вещественные признаки, по которым производится поиск и оценка рудоносных площадей и объектов, образуют россыпные месторождения. В качестве основных геодинамических процессов, преобразующих рудоносные площади в СЗС ТРП в кайнозой, выступают континентальный рифтогенез и изостатическое выравнивание [11, 13].

Континентальные рифты создают предпосылки для формирования крупных россыпных месторождений типа тектонических уступов [14]. Эти россыпи характеризуются длительным периодом накопления, часто крупными запасами, но из-за перекрытия рыхлыми осадками трудно диагностируются с поверхности. На Северо-Востоке кайнозойский Момо-Селеняхский рифт, подсекая рудное поле месторождения олова Дружба, предопределил формирование на своём уступе крупнейшей Тирехтяхской россыпи касситерита (рис. 2). На севере Полоусного района в сходных условиях сформировалась россыпь Тенкели. Она расположена в долине одноимённой реки, в правом борту которой находится коренной источник – непромышленный штокверк г. Южная вольфрам-оловянной формации. Река заложена в зоне рифтогенных уступов меридиональной зоны Чохчуро-Чекурдахского разлома. Эта зона, продолжаясь в северном направлении, фиксируется прямолинейным бортом Ванькиной губы моря Лаптевых (см. рис. 1) В её коренном борту находится небольшое Чекурдахское олово-полиметаллическое месторождение, а на морском уступе в лагуно-дельтовых песках – одноимённая россыпь с балансовыми запасами олова. Далее на продолжении разлома у северо-западной оконечности о. Большой Ляховский в

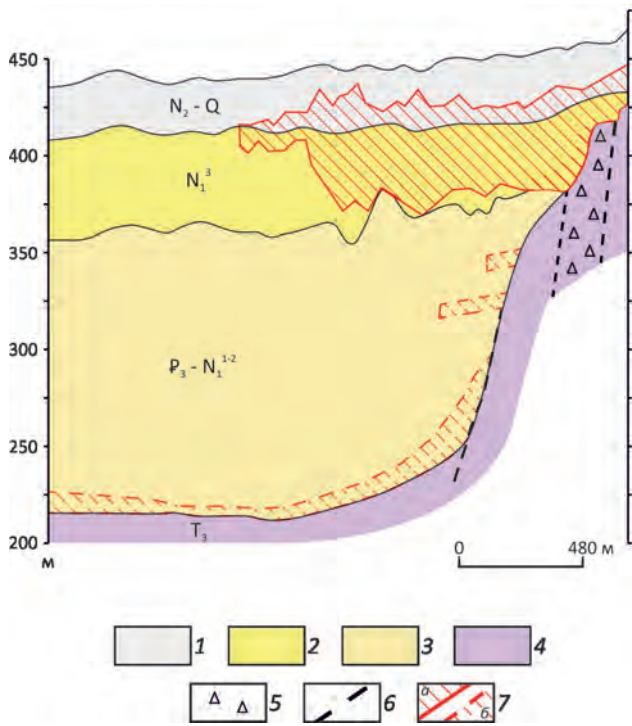


Рис. 2. Разрез Тирехтяхской россыпи тектонического уступа. По работе [14]:

1 – позднеплиоценовые–четвертичные пролювиальные и озёрно-аллювиальные отложения,  $N_2-Q$ ; 2 – верхний миоцен, аллювиальные отложения,  $N_1^3$ ; 3 – олигоцен–средний–нижний плиоцен, озёрно-аллювиальные отложения (ложный плотик),  $P_3-N_1^{1-2}$ ; 4 – поздний триас, терригенные породы плотика,  $T_3$ ; 5 – тектонические нарушения; 6 – минерализованные зоны дробления; 7 – контуры россыпного пласта с запасами: а – балансовыми, б – забалансовыми

шельфовых отложениях субмеридионального грабена Этериканского пролива открыта Западная россыпь. Она рассматривается как суперкрупный оловянный объект. На остальной территории СЗС ТРП в обстановке, где рудные объекты пересекаются кайнозойскими рифтогенными структурами, есть все предпосылки для открытия на их тектонических уступах скрытых промышленных россыпей [12].

Не менее важным геодинамическим процессом является изостатическое выравнивание. Оно вместе с сопровождающей его денудацией раскрывает эндогенные рудно-магматические системы, в которых локализуются месторождения. Неуравновешенность гранитоидов в осадочных толщах обуславливает их непрерывное воздымание. В результате гранитоидные тела, в апикальных и надинтрузивных частях которых локализуются рудные скопления и вмещающие их си-

стемы, проявляются на поверхности в положительных формах рельефа. По их периферии формируются аллювиальные россыпи. Для выявления эндогенной рудолокализации особенно интересны морфоструктуры центрального типа [11]. В их иерархии выделяются своды, занимающие площади  $n \times 10^3 \text{ км}^2$ , купола размерами  $n \times 10^2 \text{ км}^2$  и  $n \times 10 \text{ км}^2$ . Используя принцип геолого-геоморфологической конформности, перечисленные морфоструктуры позволяют выявить иерархию и объёмные размеры породивших их рудно-магматических систем, другими словами, параметры металлогенических подразделений в ранге рудных районов, локальных узлов и полей. Именно в границах этих таксонов должны сосредотачиваться прогнозно-поисковые исследования, в которых уточняются базовые геодинамические обстановки, рудогенерирующий гранитоидный магматизм, геохимическая специализация и рудоносность геодинамических комплексов. Эти данные позволяют в контурах систем проводить количественные расчёты металлогенического потенциала рудных районов, прогнозных ресурсов категории  $P_3$  рудных узлов и категории  $P_2$  рудных полей [13].

В заключение следует отметить, что анализ геодинамического развития Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса в сопоставлении с данными об условиях локализации месторождений олова, вольфрама и молибдена позволил на региональной геодинамической основе представить новые закономерности размещения полезных ископаемых. Этот же анализ показал, что некоторые геодинамические реконструкции требуют доработки, так как находятся в противоречии с установленными закономерностями. Однако самая главная проблема металлогении находится на локальном уровне, на котором выявляются поисковые заделы и открываются месторождения, а геодинамические основы, как и современные геологические карты масштаба 1:50 000 для него не созданы. Поэтому для прогноза, поисков и оценки месторождений на локальных площадях предлагается внедрить поэтапные исследования. На предрудном этапе выделяются и изучаются вещественный состав и геохимия базовых геодинамических обстановок, определяется их возможность быть источниками рудного вещества. На втором рудном этапе выявляются конструктивные геодинамические режимы, при которых в коровых очагах зарождаются гранитоидные магмы, а в конце их разрастания и полной дифференциации создаются условия для доставки отделившихся рудоносных магмо-пневмо-флюидов в область рудоотложения и формирования месторождений. На пострудном этапе выявляются деструктивные геодинамические процессы – континентальный рифтогенез и изостатическое выравнивание, раскрывающие критерии и признаки для распознавания и оценки как коренных, так и россыпных месторождений, в том числе скрытых.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н.А., Филатова Н.И.* Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // *Литосфера*. 2001. №1. С. 32–49.
2. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. *Геология*, минералогия и геохимия Комсомольского района / Под ред. Е.А.Радкевича. – М.: Наука, 1971.
4. *Геология оловорудных месторождений СССР*. В 2 т. // Оловорудные месторождения СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1986.
5. *Государственная геологическая карта СССР*. Масштаб 1 000 000. Лист R-58, 59. – М.: МГиОН СССР, 1961.
6. *Государственная геологическая карта РФ*. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Лист L – (52), 53, (K-52,53) – оз. Ханка. – С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2011.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин. М.И, Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. – М.: Недра, 1990.
8. *Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации Северо-Востока России как источники вещества рудных месторождений* / А.В.Волков, А.А.Сидоров, Н.Е.Савва и др. // *Тихоокеанский Рудный пояс*. – Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36–51.
9. *Митрофанов Н.П.* Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова СЗС Тихоокеанского рудного пояса // *Рудные месторождения континенталь-*
- ных окраин*. Т. 1. – Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. С. 104–119.
10. *Митрофанов Н.П.* Геодинамические режимы в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова // *Тихоокеанская геология*. 2005. Т. 24. № 1. С. 59–72.
11. *Митрофанов Н.П.* Металлогеническое районирование: состояние и перспективы // *Отечественная геология*. 2006. № 3. С. 12–20.
12. *Митрофанов Н.П.* Геодинамические условия формирования месторождений олова в СЗС Тихоокеанского рудного пояса. – М.: ВИМС, 2013.
13. *Митрофанов Н.П.* О методологии прогноза, поисков и оценки плутогенных месторождений // *Отечественная геология*. 2017. № 2. С. 31–41.
14. *Россыпи тектонических уступов – важнейший тип крупных и уникальных месторождений*. – М.: Геоинформмарк, 1997.
15. *Схема металлогенического районирования территории России*. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. – М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001.
16. *Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия)*. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
17. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. –М.: Изд-во МГУ, 1995.
18. *Nokleberg W.L., Bundtzen T.K., Dawson K.N.* at al. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera: U.S.Geological Survey Open-File Report 97-161. 2 sheets. Scale 1:5 000 000, 1997.

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

**По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru**

**Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1**