

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА НА РУДНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Н.П. Митрофанов

Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского Министерства природных ресурсов РФ, г. Москва

Основными геодинамическими режимами на рудном этапе формирования месторождений олова в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса являются раннемеловая коллизия и меловая–палеогеновая окраинно-континентальная субдукция андского типа. Коллизионные процессы разделены на фронтальные жесткого и мягкого типов и косо ориентированный. Жесткий тип соответствует столкновению континентальной плиты с микроконтинентом, мягкий – континентальных плит с островными дугами. Режим мягкого типа создает интрузии в континентальном тылу конвергентных границ. Косая коллизия приводит к возникновению обстановок трансформных окраин азиатского типа. Коллизионные гранодиорит-гранитные массивы продольных поясов и отходящие от них ряды диорит-гранодиорит-гранитных интрузий в зависимости от состава субстрата порождают месторождения редкометалльно- и полиметалльно-оловянных формаций. Субдукционные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные интрузии, составляющие поперечные ряды в тылу окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, генерируют месторождения полиметалльно-оловянной формации. На площадях наложения коллизионных и субдукционных процессов создаются условия для возникновения крупных рудоконцентраций.

Ключевые слова: геодинамика, коллизия, субдукция, граниты, олово, Тихоокеанский пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические обстановки, существующие на территории Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса (СЗС ТРП), рассмотрены Л.П. Зоненшайном и др. [10]. В террейновом ключе они представлены У. Ноклебергом и др. [43]. На геодинамической основе, разработанной Л.П. Зоненшайном, создана минерагеническая карта масштаба 1:2 500 000 под редакцией Д.В. Рундквиста [15]. Ученые, разработавшие террейновую версию, представили металлогеническую карту масштаба 1:5 000 000 [45]. Карты носят регистрационный характер для всех полезных ископаемых, показывают прогностические возможности использования геодинамических реконструкций. Но мелкие масштабы и противоречивость их между собой делают эти возможности во многом нераскрытыми и спорными. Изучение связей конкретных полезных ископаемых с вещественными комплексами, образующимися при геодинамических процессах, показывают новые пути решения минерагенических задач. На этом же пути

может решаться и обратная задача – уточнение геодинамического развития рудоносных территорий через использование накопленных знаний о закономерностях размещения полезных ископаемых. Для рассмотрения выбраны месторождения олова, широко распространенные в СЗС ТРП и составляющие основу оловорудной базы России.

Тихоокеанский рудный пояс, согласно С.С. Смирнову, разделяется на Внешнюю (континентальную) и Внутреннюю (океаническую) мегазоны [29]. Главными периодами формирования месторождений олова в СЗС ТРП являются: во Внешней мегазоне меловой, во Внутренней – палеогеновый [4]. По этим рубежам в геологической истории месторождений выделяются предрудный, рудный и пострудный этапы. Каждому этапу соответствуют свои геодинамические режимы, литодинамические комплексы и оруденение [16, 25]. Геодинамика СЗС ТРП на предрудных этапах формирования месторождений олова (домеловом и допалеогеновом, соответственно, для Внешней и Внутренней мегазон) рассмотрена автором в статье [18]. В ней показывается господство в это

время на территориях оловоносных провинций деструктивных режимов пассивной и трансформно-раздвиговой континентальных окраин, зависимость масштабов оруденения от мощности сформированных при этих процессах осадочных и хаотических (в понимании [10]) комплексов и содержаний в них олова, приводятся доказательства, что эти комплексы служат основными источниками металла. Дается подробная характеристика впервые выделенной трансформно-раздвиговой обстановки, формирующейся при косом столкновении литосферных плит. По геодинамическому развитию она отличается от хорошо известной обстановки трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [41]. В настоящей работе, освещающей геодинамические режимы в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова, она именуется как обстановка трансформной окраины азиатского типа.

Во Внешней мегазоне СЗС ТРП находятся Чукотская, Яно-Колымская и Дальневосточная оловоносные провинции (рис. 1), расположенные на краях Чукотской, Сибирской и Амурской древних континентальных плит [32]. Во Внутренней мегазоне размещается Корякская оловоносная область. Она совмещена с Центрально-Корякской зоной, протягивавшейся в палеогене вдоль окраины Евразийского материка [2]. В меловой и палеогеновый рудные этапы на оловоносных территориях широко проявился коллизионный и субдукционный магматизм, выразившийся в образовании поясов крупных гранитоидных массивов и еще более протяженных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов [10]. Природа раннемеловых массивов, удаленных от конвергентных границ и находящихся внутри континентальных плит, трактуется различно. В северо-восточных провинциях Н.А. Богданов и С.М. Тильман [1] тела таких гранитоидов относят к классу внутриплитных. Л.М. Парфенов и др. [25] большую часть из них на территории Якутии считают надсубдукционными образованиями, к ним же причисляют и северную ветвь Колымского батолитового пояса. Гранитоиды, занимающие такую же позицию в Дальневосточной провинции, чаще всего рассматривают как коллизионные [28, 40]. Ч.Б. Борукаев и Б.А. Натальин [3] отрицают возможность существования здесь в меловое время фронтальных столкновений. А.И. Ханчук в последнее время трактует появление таких интрузий как результат крупномасштабных сдвиговых перемещений плит, происходивших в обстановке трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [41]. От природы гранитоидов и условий их становления зависит формационная принадлежность и масштабность оловянных месторождений [4].

Существующие расхождения во мнениях определили основную цель статьи – на основе имеющихся материалов по СЗС ТРП уточнить геодинамические обстановки, существовавшие в меловое–палеогеновое время на оловоносных территориях, рассмотреть природу гранитоидов, их особенности и связь с ними оловянного оруденения. При изложении автор придерживается названий оловянных формаций по классификации А.Б. Павловского [22].

ГЕОДИНАМИКА СЗС ТРП НА РУДНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Геодинамические палеореконструкции оловоносных территорий СЗС ТРП для мелового и палеогенового времени показывают, что происхождение оловянных месторождений во Внешней мегазоне сектора связано с двумя гранитообразующими процессами – раннемеловым коллизионным и позднемеловым субдукционным под активной континентальной окраиной андского типа, а во Внутренней мегазоне – с палеогеновым субдукционным такого же типа [15, 16]. В первой находятся все промышленные, в т.ч. крупные и уникальные месторождения олова, во второй – только мелкие оловянные объекты. Разная интенсивность оловянного оруденения в мегазонах прямо коррелируется с тектонической активностью тихоокеанских плит [2, 39]. В мезозое максимальная интенсивность океанского спрединга приходится на меловой период, для середины которого индекс активности определяется в 1.23 [11]. В палеогене активность уменьшается, имея всплеск лишь в эоцене (индекс активности равен 0.82). С интервалами наибольшей тектонической подвижности (соответственно 131–65 и 54–35 млн лет назад) совпадает и наибольшая экстенсивность оловянного оруденения [4]. Приведенные цифры свидетельствуют о том, что геодинамические процессы и рудообразование генетически связаны. Разновременное проявление геодинамических режимов позволяет разделить рудный этап на коллизионный и субдукционный подэтапы.

Коллизионный подэтап

Коллизионный подэтап во Внешней мегазоне проявился в раннемеловую эпоху и связан с наибольшей тектонической активностью плит, вызвавшей глобальную орогению на окраинах материков [2]. В коллизионном процессе СЗС ТРП автором различаются три типа столкновений плит: жёсткий и мягкий фронтальные и косо ориентированный [17].

Жёсткая коллизия (рис. 2, модель А) отвечает столкновению Сибирского континента с Колымо-Омолонским микроконтинентом. В процессе столкновения верхние образования микроконтинента, надви-

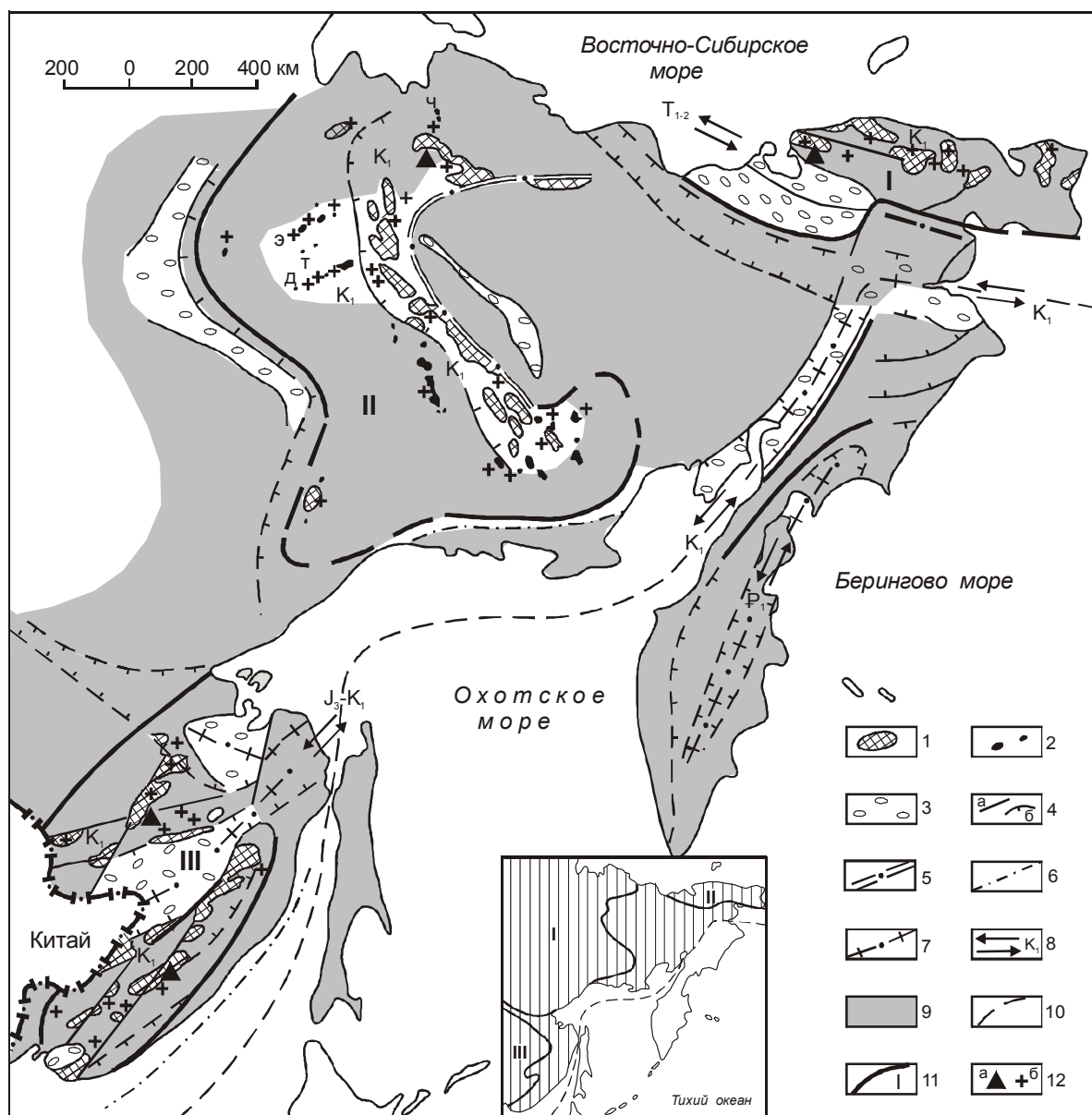


Рис. 1. Карта коллизионных комплексов рудного этапа формирования месторождений олова в СЗС ТРП.

1–2 – коллизионные комплексы: 1 – гранодиорит-гранитные продольных поясов, 2 – диорит-гранодиорит-гранитные отходящих от Колымского пояса рядов интрузий: Ч – Чохчуро-Чекурдахского, Э – Эге-Хайского, Т – Тирехтяхского, Д – Дербеке-Нельгесинского и др.; 3 – молассовые прогибы; 4 – сбросы (а) и надвиги (б); 5–7 – оси зон коллизии: 5 – жёсткой и 6 – мягкой фронтальных, 7 – косо ориентированной; 8 – направление и время трансформных перемещений; 9 – дорудные литодинамические комплексы; 10 – граница между Внутренней и Внешней мегазонами СЗС ТРП; 11 – оловоносные провинции: I – Чукотская, II – Яно-Колымская, III – Дальневосточная; 12 – месторождения олова редко-металльно-оловянной формации : а – крупные, б – среднего и мелкого масштабов, в т.ч. полиформационные.

На врезке – континентальные плиты [по 32]: I – Сибирская (AR), II – Чукотская (AR-PR), III – Амурская (AR-PZ), заштриховано – Евразийская (AR-MZ).

гаясь на континент, скупивались, расчешуивались, а противостоящие им осадочные отложения пассивной окраины Сибирской плиты преобразовывались в Верхоянскую складчатую область. Между жёсткими гранитно-метаморфическими слоями плиты и микрокон-

тинента в зоне коллизии происходили наиболее сильные деформации, мощный диссипативный разогрев и формирование в супракrustальной области первичных магматических очагов [11, 30]. Последние, разрастаясь вверх, образовали Колымский батолитовый

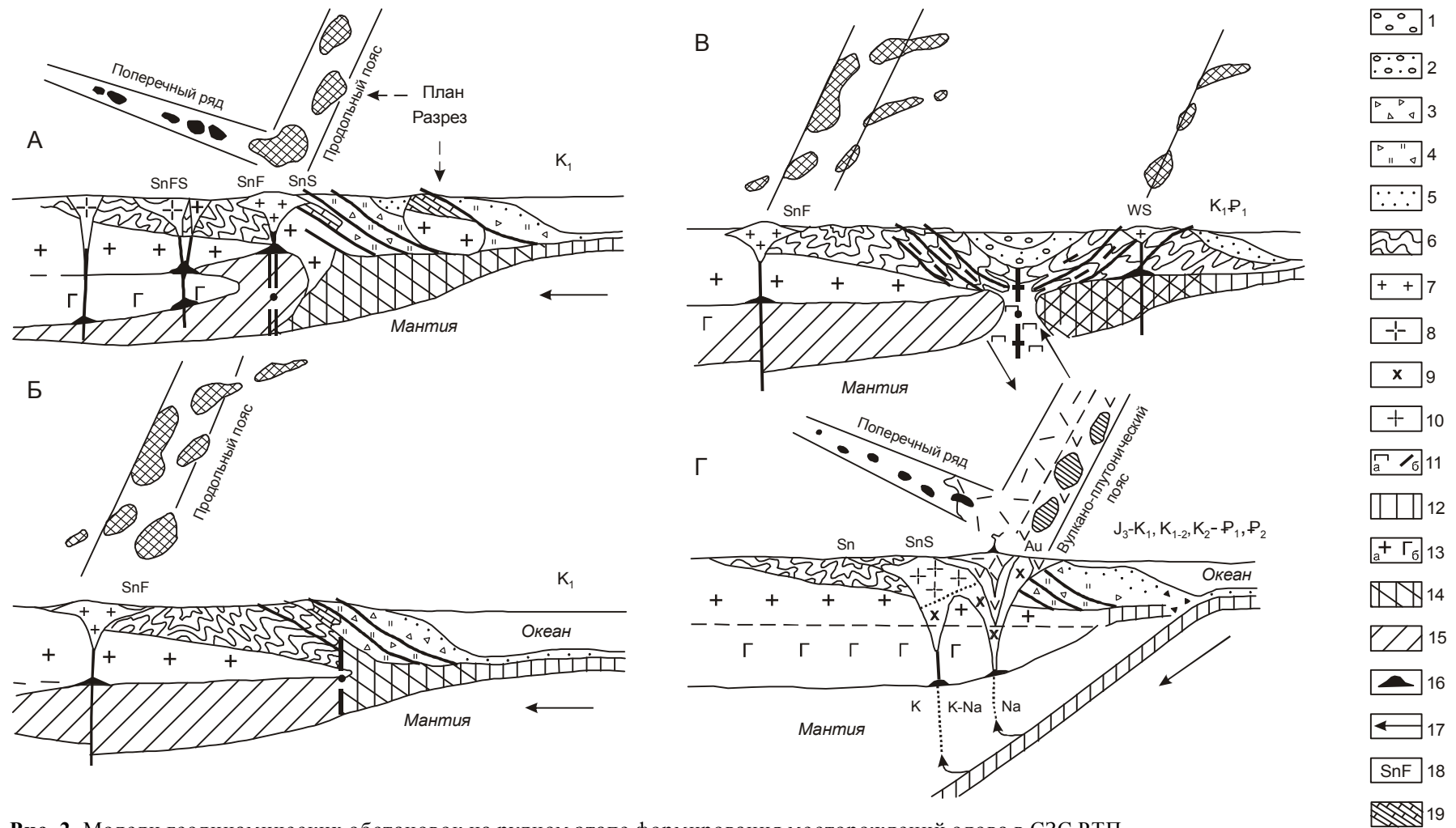


Рис. 2. Модели геодинамических обстановок на рудном этапе формирования месторождений олова в СЗС РТП.

А–В – модели коллизии: А–Б – фронтальной жёсткого (А) и мягкого (Б) типов, В – косо ориентированной (обстановки трансформной окраины азиатского типа); Г – модель окраинно-континентальной субдукционной обстановки андского типа.

1–4 – литодинамические комплексы трансформных окраин: 1 – молассовые, 2 – турбидитовые с олистостромами, 3–4 – хаотические с преобладанием образований: 3 – континентальных, 4 – островодужных; 5 – неразделенные островодужные и океанические; 6 – комплексы пассивной континентальной окраины, деформированные в покровно-складчатые сооружения; 7–10 – интрузивные комплексы: 7–8 – коллизионные: 7 – гранодиорит-гранитные продольных поясов, 8 – диорит-гранодиорит-гранитные отходящих от поясов рядов, 9–10 – субдукционные: 9 – габбро-плагиигранитные, 10 – габбро-гранитные; 11 – мантийный диапир (а) и дайки ультраосновных пород (б); 12 – океаническая кора; 13 – континентальная кора: "гранитно-метаморфический" (а) и "базальтовый" (б) слои; 14 – субконтинентальная кора островной дуги; 15 – деформированные и диссипативно разогретые области в "базальтовом" слое; 16 – первичные коровые очаги; 17 – направления движения литосферных плит; 18 – ареалы развития месторождений: полиформационных (SnFS), редкометалльно-оловянной (SnF), полиметалльно-оловянной силикатного (Sn) и сульфидного (SnS) типов, полиметалльно-вольфрамовой (WS) формаций, золото-серебряного, медного и молибденового оруденения (Au).

пояс гранодиорит-гранитных массивов, маркирующей сутурную линию. Компенсационные деформации и диссипативный разогрев пород в нижних частях коры распространялись вглубь континентальной плиты по ослабленному разделу Конрада и особенно далеко по обладающему относительно низкой криптовой прочностью базальтовому слою [9, 12, 39]. Наиболее протяжённые проникновения происходили вдоль поперечных разломов, отходящих от излома сутурной линии (Чохчуро-Чекурдахского, Эге-Хайского, Дербек-Нельгесинского и др.). Здесь очаги уже меньшего масштаба формировались на разных уровнях, как в подошве “гранитно-метаморфического”, так и внутри “базальтового” слоев, проявляясь соответственно, в образовании поперечных рядов небольших интрузий редкометалльных гранитов кестерского и диорит-гранодиорит-гранитных тел янского комплексов [5, 37]. Роль последних с удалением от сутуры становится преобладающей. В этом же направлении в гранитоидах уменьшаются содержания калия, повышается их основность [21, 33], что не характерно для интрузий поперечных рядов субдукционного происхождения [11]. Прямое отчленение рядов от коллизионного пояса, постепенное омоложение интрузий внутрь материка, следующее за фронтом продвижения складчатости [31], свидетельствуют в пользу коллизионного их происхождения. Детально изучавшие гранитоиды Дербек-Нельгесинского ряда В.А. Трунилина и др. [33] пришли к выводу, что они “имеют чисто коровое происхождение, связанное с выплавлением сначала базальтовой магмы в низах коры, а затем вовлечением в плавление вышележащих осадочных толщ сиала”. Петрологические исследования позволили В.С. Шкодинскому считать интрузии всех ветвей Колымского пояса и отходящих от него рядов сугубо коровыми, образовавшимися в результате коллизионного процесса [31].

Мягкая коллизия, в понимании автора, определяется фронтальным столкновением субконтинентальной коры островной дуги с выклинивающейся континентальной плитой (рис. 2, модель Б). Такие обстановки создавались в среднемеловое время на краях Амурской и Сибирской плит, на участках их взаимодействия, соответственно, с Кемской и Удско-Мургалской (охотский сегмент) островодужными системами [1, 40]. При столкновении надвигающаяся субконтинентальная кора дуги рассекалась более жестким “гранитно-метаморфическим” клином континента. Выше него осадочно-вулканогенные островодужные образования, скупиваясь и расчлениваясь надвигами, выдвигались на континентальные,

сминая менее прочные осадочные отложения пассивной окраины. Ниже клина они компенсационно деформировали и утолщали пластичный “базальтовый” слой континентальной плиты [12, 23]. Максимальные деформации и диссипативный разогрев происходили здесь не в сутурной зоне на фронте складчатости, а на тектонических швах-уступах внутри континентальной плиты, инициируя зарождение вдоль них на границе Конрада первичных гранитоидных очагов. Такими швами-упорами в Амурской плите были Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинские региональные разломы с вертикальной амплитудой смещения в 4–5 км [6]. Вдоль них формировались пояса крупных синорогенных гранодиорит-гранитных интрузий синегорского и татибинского комплексов. На севере Сибирской плиты, возможно, такую же природу имеет соскладчатый Куларский батолитовый массив. При отсутствии подобных швов (охотская часть Яно-Колымской провинции) внутри плит создавались ареалы рассеянных гранитоидных тел, тяготеющих к разломам разных направлений (массивы Б. Анначаг, Уза-Ина, Тенкинский и многие другие) [5].

В СЗС ТРП столкновение островных дуг с континентальными плитами часто происходило под острым углом и трансформировалось в сдвиговое перемещение их друг относительно друга. Формировались обстановки трансформных окраин азиатского типа, с образованием мощных хаотических толщ с преобладанием континентального или островодужного материала на соответствующих крыльях трансформных окраин [17, 18]. Если столкновение происходило под небольшим углом, условия для формирования гранитоидных очагов не создавались, что отмечалось в триасовой Чукотской, на Пенжинском отрезке меловой Пенжинско-Анадырской и др. трансформных обстановках. При взаимодействии под большим углом смещение плит быстро стопорилось, и на крыльях трансформной окраины коровые гранитоиды развивались так же широко, как и при мягкой коллизии (рис. 1 и 2 В). На Чаунском континентальном крыле Чукотской трансформной окраины в меловое время мягкая коллизия Удско-Мургалской островной дуги с континентом сопровождалась трансформными движениями на Анадырской границе Пенжинско-Анадырской трансформной окраины, и вдоль продольного Куветского внутриконтинентального шва в среднем мелу сформировался пояс батолитоподобных тел гранодиорит-гранитного состава, объединяемых в иультинский комплекс [5]. На противоположном, Анюйском, окраинноморско-островодужном крыле транс-

формной окраины в это время появляются гранитоиды ичаткинско-го комплекса, отличающиеся от иультинских меньшими размерами интрузий, повышенной основностью составов, увеличением в них натрия и др. [5].

В Дальневосточной провинции на континентальном Баджальском крыле Амурской трансформной зоны вдоль Тастахского шва-уступа развит пояс раннемеловых гранодиорит-гранитных интрузий, выделяемых на разных участках в баджальский, дуссе-алинский, эзопский и другие комплексы. Н.В. Огнянов объединил их под общим названием баджальский [4]. Тастахский шов располагается под углом к оси Амурской трансформной окраины, но по вытянутости батолитов можно судить, что они при становлении использовали отходящие от шва складчатые (фронтальные континентальной окраине) разломы (Хингано-Баджальский, Кур-Мяочанский и др.). В таких разломных структурах с западной стороны шва формировались гранитоиды Хингано-Олонойского вулканоплутона, а с восточной – Верхне-Урмийская, Талиджакская, Чалбинская и др. интрузии баджальского комплекса. На Самаргинском островодужном крыле трансформной окраины вдоль Амурского шва в это время сформировался пояс интрузий хунгарийского комплекса, по петрографическим и петрохимическим особенностям гранитоидов отличающегося от баджальского [7, 20].

Следствием коллизионных процессов и прямыми их признаками явились горообразование и увеличение мощности земной коры с характерным превышением толщины “базальтового” слоя над таковой “гранитного” [38], что подтверждает справедливость предложенных моделей.

Природа гранитоидных массивов коллизионных продольных поясов определяется их формированием в супракрустальной области преимущественно за счет близких к ним по составу образований “гранитно-метаморфического” и осадочного слоёв [1, 10, 29]. Крупные размеры интрузий, однородность их состава и хорошая раскристаллизованность при относительно быстром становлении в фазу коллизии предопределились подготовленностью осадочно-метаморфического субстрата к палингенному плавлению. Ею же можно объяснить незначительное увеличение объёма плутонов в процессе гранитизации и минимальное, за редким исключением, сопровождение их вулканическими извержениями. Для гранитоидов поясов, развивающихся в континентальном субстрате, характерна короткая гомодромная эволюция. Начинается она с гранодиоритов, которые сменяются широ-

ко распространенными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, и заканчивается лейкогранитами (нормальными и литий-фтористыми). Для коллизионных гранитоидов поперечных рядов характерна укороченная гомодромная эволюция, начинающаяся с диоритов. А для гранитоидов, развивающихся в субконтинентальном островодужном субстрате, эволюция начинается с габбро, гранодиориты в ней доминируют над гранитами.

Соотношение начальных изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{SR}) в коллизионных гранитоидах обычно превышает 0.706 [11]. Для условий СЗС ТРП, где сталкиваются разные по происхождению плиты, оно нередко опускается до значений 0.704 [1, 41]. Формирование этих гранитоидов в супракрустальной зоне и в условиях сжатия свидетельствует против их связи с мантийными источниками. Появление низких значений I_{SR} , особенно характерных для гранитоидов островодужных крыльев трансформных обстановок, отображает, скорее всего, зависимость их от состава гранитизируемого субстрата [13, 41]. По петрохимическим особенностям коллизионные гранитоиды относятся к S-типу с вариациями от I-типа (для ранних дериватов) до A-типа (для завершающих) [7, 26].

Изложенное выше позволяет считать деформации и диссипативный разогрев, возникающие при столкновении плит, основными источниками энергии для формирования гранитоидов, а появление коллизионных интрузий – результатом гранитизации разрушенных при деструктивных процессах образований континентальной коры и субконтинентальных образований островных дуг.

Оловоносность коллизионных комплексов

Конечным продуктом короткой гомодромной эволюции простых по составу пород массивов коллизионных поясов, выделяемых в гранодиорит-гранитную формацию, являются простые по составу месторождения олова редкометалльно-(вольфрам)-оловянной формации.

В Чукотской провинции с раннемеловым иультинским комплексом гранитоидов генетически связываются Иультинское, Светлое, Тенкергинское, Куэвуньское и др. месторождения с кварц-вольфрамит-касситеритовым типом оруденения. Они располагаются к северу от Куветского тектонического шва в разновозрастных карбонатно-терригенных скученных континентальных образованиях шельфа и склона (Пегтымельское поднятие по [5]). К югу от шва среди верхнетриасовых турбидитов континентального склона (Паляваамский прогиб) находятся Пыркакайские штокверки, Эжугское и другие месторождения этой же

формации. Все они размещаются в Чаунском континентальном крыле триасовой трансформной окраины [18]. На Анюйском островодужном крыле окраины в раннемеловое время в связи с гранитоидами ичаткинского комплекса образуются лишь редкие проявления олова с полиформационными признаками [4, 5].

В Яно-Колымской оловоносной провинции с массивами Северной ветви Колымского батолитового пояса, вмещаемого юрскими терригенными отложениями склона Сибирского континента (Ольджойский прогиб), ассоциируют месторождения редкометалльно-оловянной формации: Одинокое грейзенового типа, Полярное – кварцевого и др. Среди раннемеловых гранитоидов к наиболее ранним относят гранодиориты арга-эмнекенского комплекса; их сменяют граниты омчикандинского и лейкограниты кестерского и тиглякчанского комплексов, которые и продуцируют оруденение. В южной части ветви, где в гранитообразующий процесс вовлекались мафические породы Колымо-Омолонского микроконтинента, в рудах месторождений (Дьяхтардах, Берендей и др.) отмечаются значительные количества сульфидов. Масштабность оруденения здесь резко снижается [5, 37].

В минеральном наполнении руд месторождений, связанных с массивами Главной ветви Колымского батолитового пояса, еще более наглядна роль вмещающих пород. Во внутренней зоне пояса, где интрузии внедряются в палеозойские карбонатные породы микроконтинента, развиты месторождения, в которых олово связано со скарновыми минералами (Чибагалах, Титовское, Каньон и др.). Высокотемпературные парагенезисы скарнов позволяют соотносить месторождения с редкометалльной формацией, хотя в них всегда велика роль сульфидов. Последние доминируют в мелких месторождениях (Сидоровском, Дарпир, Лазо и др.) вблизи сутурной зоны пояса, где его коллизионные интрузии находятся среди юрских терригенных пород Инъяли-Дебинского прогиба. Последний сформировался на фронте (или в тылу) Уяндино-Ясачненской островной дуги [25]. Смешанный субстрат в зоне столкновения отразился в гибридном составе развитых здесь гранитных массивов [5] и пониженных значениях в них I_{SR} [1]. Им же объясняется появление вышеназванных месторождений, сульфидные руды которых отвечают составам, характерным для полиметалльно-оловянной формации. В контрасте с ними в эндоконтактных частях массивов (Порожноцепинского, Эриткинского и др.) размещаются проявления с редкометалльно-оловянным оруденением. Все объекты здесь мелкие. Промышленные месторождения олова появляются во фронтальной зоне

пояса на удалении от сутуры среди турбидитов склона Сибирского континента (Кере-Юрях, Бургавли и др.). В них редкометалльный парагенезис руд сочетается с повышенными концентрациями сульфидов (Бургавли, Красная Горка и др.).

Зарождение тел раннемеловых поперечных рядов гранитоидов на разных уровнях земной коры (рис. 1 и 2 А) предопределило совмещение в них месторождений разной формационной принадлежности. В Эге-Хайском ряду, в пределах контролируемого им Центрально-Янского оловорудного района, как уже отмечалось, наблюдается совместное нахождение штоков лейкогранитов (кестерский комплекс) и тел диорит-гранодиорит-гранитного состава (янский комплекс). Если с первыми прямо связаны месторождения редкометалльного профиля (Кестер, Хонор и др.), то со вторыми – полиметалльного (Улахан-Эгелях, Хотон-Хая, Эге-Хая и др.). В южной части Чохчуро-Чекурдахского ряда с интрузиями тиглякчанского комплекса увязывается редкометалльное месторождение Павел-Чохчур, а также удаленное от коллизионного пояса месторождение Чурпунья, имеющее полиформационные характеристики (грейзеновый и турмалиновый типы оруденения). В поперечном Дербек-Нельгесинском ряду получили распространение тела диорит-гранодиорит-гранитной формации с преобладанием гранодиоритов. Они генерировали месторождения полиметалльно-оловянной формации (Илинтас, Алыс-Хая, Бургочан и др.), относимые к силикатному (турмалиновому) типу с сульфидами. Количество последних увеличивается с удалением от коллизионного пояса, сопровождаясь уменьшением концентраций олова, что соответствует погружению очагов в "базальтовый" слой.

В северной (Хингано-Охотской) части Дальневосточной провинции с крупными коллизионными интрузиями, контролируемые Тастахским швом и отходящими от него соскладчатými разломами, ассоциируют месторождения редкометалльно-оловянной формации Эзопского, Иппато-Мерекского и Баджальского оловорудных районов. В Эзопском районе, где гранитоиды прорывают хаотические образования галамского комплекса, состоящего из континентальных и океанических пород [3], месторождения часто имеют полиформационные черты (Тальминское, Широтное и др.). В Иппато-Мерекском районе, где развиты метаморфические породы чехла Буреинского массива, мелкие месторождения характеризуются редкометалльно-вольфрам-оловянными рудами (Усманское, Янканское и др.). В Баджальском районе, в основании которого находятся мощные хаотические образования

континентального крыла Амурской трансформной окраины, к Верхне-Урмийской полнодифференцированной интрузии гранитов приурочено крупное Правоурмийское месторождение с касситерит-топаз-кварцевым оруденением. С калиевыми кварцевыми порфирами и гранит-порфирами Хингано-Олонойского вулканоплутона, контролируемого отходящим от шва к западу Хингано-Баджалским разломом, ассоциирует своеобразное Хинганское месторождение. Оно соединяет в себе черты редкометалльной и полиметалльной (широкое развитие высокотемпературного кварц-касситеритового парагенезиса в ассоциации с хлоритом, флюоритом и др.) оловянных формаций. К востоку самым удалённым от шва коллизионным массивом является Чалбинская интрузия слабо дифференцированных гранитов, контролируемая Кур-Мяочанским продольным разломом. В приконтактных частях её установлены грейзены с касситеритом и вольфрамитом, содержания олова в которых не достигают промышленных концентраций.

В южной (Приморской) части провинции самое широкое распространение получили гранитоидные плутоны мягкой коллизии, образующие пояса вдоль Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинских швов-уступов и объединяемые, чаще всего, в татибинский комплекс, сформировавшийся на рубеже раннего и позднего мела [19]. На севере они сочетаются с гранитоидными плутонами готеривского хунгарийского комплекса, завершающего процессы косо ориентированной коллизии на Самаркинском островодужном крыле Амурской трансформной окраины. Здесь плутоны хунгарийского и татибинского комплексов схожи между собой – имеют расширенный спектр составов, повышенную основность пород (Лермонтовский, Дальнинский и др.) [20]. В них при существенной роли калия отмечаются пониженные содержания кремнезёма, повышенные количества фемической компоненты (железа, магния, кальция). Они характеризуются низким $I_{SR} = 0.70470-70483$ [33]. При взаимодействии гранитов с блоками известняков, наблюдаемых в хаотическом комплексе Самаркинского крыла, развиваются скарново-шеелитовые месторождения (Лермонтовское, Восток-2, Скрытое и др.), а там, где приконтактные зоны слагают терригенные отложения, образуются мелкие месторождения олова с полиформационными характеристиками (Наумовское, Сланцевое и др.). Иной состав имеют татибинские плутоны (Средне- и Усть-Арминские, Приисковский и др.), развитые на востоке среди турбидитов континентального склона Евразийского материка (Журавлёвская зона [40]). В них доминируют граниты, в которых калишпат преобладает над плагиокла-

зом. Породы отличаются повышенными содержаниями кремнезёма и незначительными – кальция и магния. В поздних лейкократовых гранитах (штоки Тигринный, Забытый) I_{SR} превышает 0.709 [26,27]. С ними генетически связаны месторождения редкометалльно-(вольфрам)-оловянной формации (Тигриное, Усть-Микулинское, Забытое и др.).

Важным металлогеническим следствием выделения обстановок трансформных окраин азиатского типа является то, что континентальные их крылья перспективны для формирования промышленных месторождений олова, а островодужные бесперспективны

Субдукционный подэтап

Субдукционный подэтап во внешней зоне СЗС ТРП проявлен тремя разновозрастными субдукционными процессами на активной континентальной окраине андского типа (рис. 3). Первый начался предположительно в конце юры–начале мела и привел к образованию Святоносского (Святоносско-Олойского) вулканоплутонического пояса, зона субдукции которого простиралась вдоль Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента [24]. Второй, наиболее мощно проявившийся в конце раннего–позднем мелу, обязан субдукции океанических плит Тихого океана под сближенные к этому времени Чукотскую, Сибирскую и Амурскую континентальные плиты. В результате сформировались протяжённые окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Охотско-Чукотский, Нижнеамурский, Западно-Сихотэ-Алинский, связавшие плиты в единый Евразийский материк. Третий подэтап связан с новой субдукцией (поздний мел–ранний палеоген) тихоокеанской плиты Кула под амурскую часть Евразии с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса [10].

По модели субдукционной обстановки андского типа (рис. 2 Г), полого погружающаяся под континент океаническая плита на глубинах 100–200 км разогревалась, частично плавилась [11]. Поднимающиеся из этого интервала тепломассопотоки, несущие щелочи [8, 44], инициировали в подошве земной коры зарождение первичных магматических очагов [39]. Разрастаясь вверх, они захватывали весь вертикальный диапазон земной коры, обуславливая пестроту состава магматических комплексов. По петрохимическим особенностям породы являются типичными представителями известково-щелочных гранитоидов типа I, хотя поздние кислые их дериваты мало чем отличаются от гранитов типа S [8, 26]. Основные процессы магмообразования использовали сутурные зоны мягкой коллизии, вдоль которых формирова-

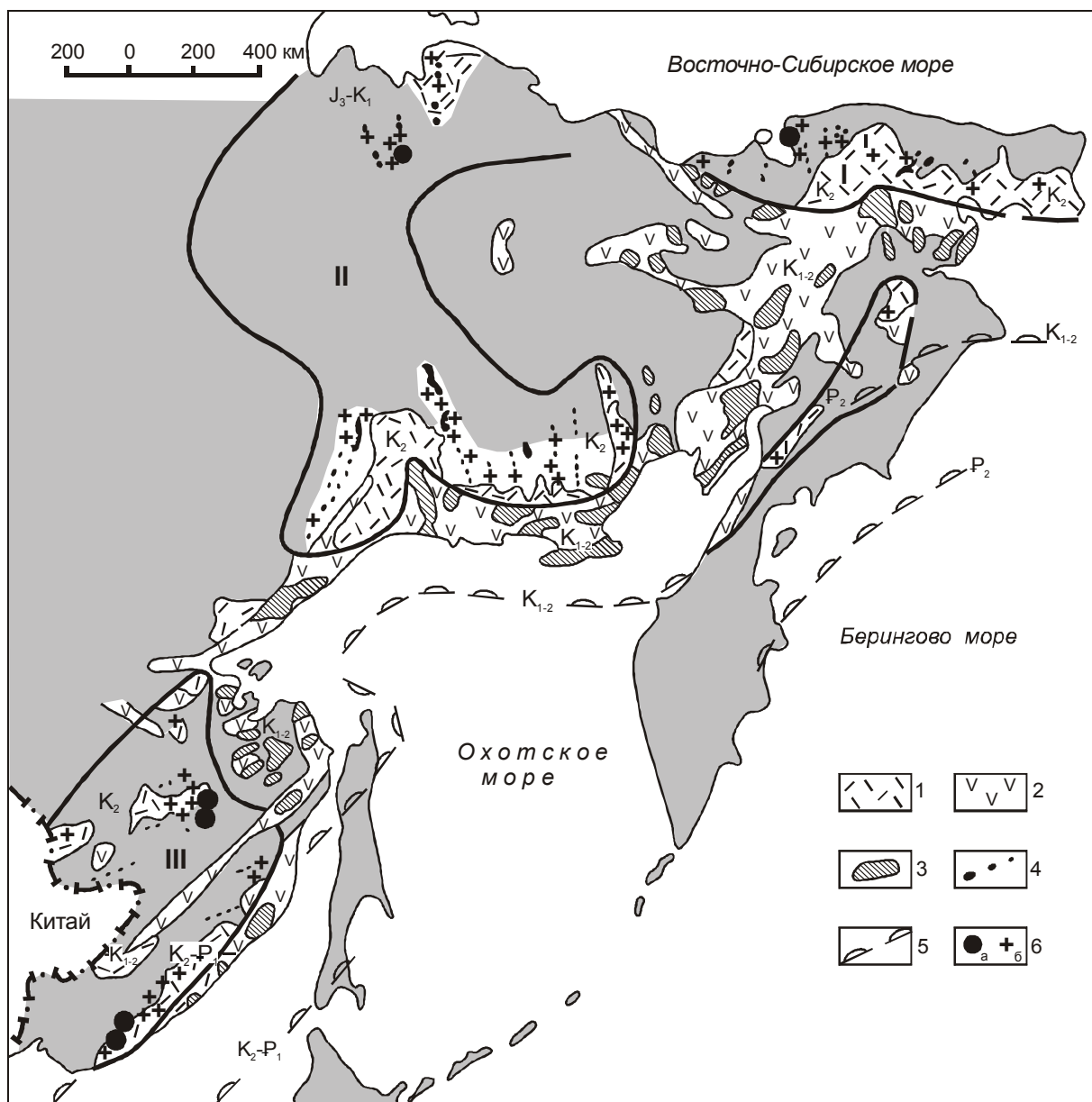


Рис. 3. Карта субдукционных комплексов рудного этапа формирований месторождений олова в СЗС ТРП.

Субдукционные комплексы: 1–2 – вулканические: 1 – дацит-риолитовые, 2 – базальт-андезитовые; 3–4 – интрузивные: 3 – габбро-тоналит-плагиогранитные продольных поясов, 4 – габбро-диорит-гранодиорит-гранитные поперечных рядов; 5 – предполагаемое положение зон палеосубдукции; 6 – месторождения полиметалльно-оловянной формации, крупные (а) и другие меньшего масштаба (б). Другие условные обозначения см. на рис. 1.

лись вулкано-плутонические окраинно-континентальные пояса. От поясов вдоль поперечных разломов магматиты проникали вглубь материка, образуя поперечные ряды [10, 14]. Наиболее активно процессы гранитообразования происходили в верхнем слое земной коры в результате анатексиса смятых и скупленных турбидитовых комплексов пассивной окраины и аккрецированных к ним терригенно-кремнисто-

вулканогенных образований островодужных комплексов. Соотношения первичных изотопов стронция в породах поясов варьируют от 0.7029 до 0.7085 [1, 36], свидетельствуя о связи с мантийными источниками и смешанном составе гранитизируемого субстрата. Неподготовленность среды к гранитизации выразилась в значительном увеличении объема образующихся магм и извержении их на поверхность.

Она же отразилась в продолжительности процессов анатексиса и появлении длинных гомодромных рядов, начинающихся с основных и заканчивающихся ультракислыми породами. При нахождении в фундаменте поясов островодужных образований, что наблюдается во фронтальных (обращённых к глубоководному жёлобу) зонах и в пределах Олойской части Колымо-Омолонского микроконтинента, в их составе преобладают натриевые магматиты среднего и основного составов [35]. Здесь среди вулканитов находятся конформные и комагматичные им пояса крупных гранитоидных тел габбро-тоналит-плагиогранитной формации. В разных регионах они выделяются в тимкивеевский, танюерский, охотский, нижнеамурский и прибрежный комплексы. Натриевый состав гранитоидов предопределил специализацию их на золото-серебряное, медное и молибденовое оруденение [15]. В тыловых зонах поясов, наложенных на континентальные образования, преобладают кислые калий-натриевые магматиты с характерным увеличением содержания калия вглубь континента. С ними ассоциирует оловянное оруденение.

Оловоносность субдукционных комплексов

Олово генетически связывается с интрузиями тыловых зон вулcano-плутонических поясов и, в первую очередь, с массивами и штоками поперечных рядов [4]. Они соответствуют габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации и в разных регионах СЗС ТРП выделяются, чаще всего, в валькумейский, омсукчанский, силинский и приморский комплексы [4, 5, 19]. Их известково-щелочные породы с ростом содержания калия при углублении на материк приобретают монцитонитоидные субщелочные черты. Длинные и сложные гомодромные ряды интрузий заканчиваются формированием не менее сложных по составу месторождений полиметалльно-оловянной формации.

В Центральной Чукотке субдукционные интрузии поперечных рядов выделяются в валькумейский комплекс, датируемый поздним мелом. С субмеридиональной цепочкой тел комплекса связано крупное Валькумейское месторождение силикатного типа с небольшим содержанием сульфидов. Близкие характеристики имеют руды месторождений Кукэней, Лунного, Телекайского и др., приуроченные, соответственно, к Кевеевскому, Пегтымельскому, Телекайскому поперечным рядам [14].

На севере Яно-Колымской провинции коллизионные и субдукционные процессы были сближены в пространстве и времени, поэтому разделение их инт-

рузий достаточно условно. Определённо к субдукционным гранитоидам относятся мелкие интрузии на севере Чекурдахского поперечного ряда, отходящего вместе с комагматичными эффузивами от Святоносского вулканогенного пояса. С ними ассоциируют месторождения Чокурдах и Максунуоха силикатно-сульфидного типа полиметалльно-оловянной формации, а южнее при приближении к коллизионному шву – месторождение Чурпуња, имеющее полиформационные черты. С небольшими разнообразного состава интрузиями, контролируемые Депутатской группой субмеридиональных поперечных разломов (Гирибдичанским, Ава-Курбанским и др., по [37]), связаны сложные по составу месторождения силикатного и сульфидного типов, в том числе крупнейшее Депутатское месторождение. На юге провинции многочисленные месторождения формации являются конечными продуктами дифференциации пёстрых по составу позднемеловых интрузий омсукчанского комплекса, группирующихся в поперечные ряды, отходящие от Охотско-Чукотского пояса. В тылу пояса месторождения, как правило, относятся к сульфидному типу (Хета, Труд и др.), а в собственно поперечных рядах – преимущественно к силикатному типу с различными вариациями сульфидов (Днепровское, Хатарен-Индустриальное и др.). В замыкании поперечных рядов, где субстрат становится ещё более силичным, появляются месторождения с редкометалльными характеристиками (Бутугычаг, Приискатель), хотя здесь уже нельзя исключать влияния коллизионных процессов. Все месторождения Омсукчанского ряда, имеющие промышленную ценность (Хатарен-Индустриальное, Охотничье и др.), располагаются на отрезке, где в основании его находятся отложения пассивной континентальной окраины Балыгычанского поднятия [1]. С удалением вдоль ряда от вулканогенного пояса на север, где поперечный разлом входит в окраинноморские отложения Сугойской впадины, интенсивность оловянного оруденения резко снижается вплоть до исчезновения оруденения.

В Хингано-Охотской части Дальневосточной провинции субдукционные интрузии широкого спектра пород объединяются в позднемеловой силинский комплекс, сопровождающийся вулканогенными комагматами. Особенностью структурной позиции этих магматитов является то, что они используют те же со складчатые разрывы, которые контролировали внедрения коллизионных интрузий баджалского комплекса, обусловив их тесную взаимосвязь. С другой стороны, направление этих разрывов является ортогональным по отношению к изгибающемуся Нижне-Амурскому вулcano-плутоническому поясу (рис. 3),

в связи с чем цепочки силинских интрузий могут рассматриваться как поперечные к нему ряды. С гранитоидами силинского комплекса связаны сложные и разнообразные по минеральному составу месторождения полиметалльно-оловянной формации Комсомольского, Хогду-Льянчлинского, Дукинского, Ям-Алинского оловорудных районов.

На юге в Приморской части провинции интрузивные комагматы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в его тыловой части выделяются в приморский комплекс [19]. Его разнообразные по составу небольшие тела довольно равномерно насыщают узкую Журавлёвскую турбидитовую зону, поэтому о группировке их в поперечные ряды можно только догадываться. С конечными ультракислыми дериватами комплекса генетически связаны силикатно-сульфидные месторождения олова полиметалльно-оловянной формации во всех расположенных в зоне оловорудных районах (Кавалеровском, Верхне-Уссурском, Арминском и др.). Влияние субстрата на распределение минеральных типов оруденения отражается в хорошо заметной зональности. В удалённых от пояса месторождениях (Арсеньевском, Дубровском, Тернистом и др.) преобладают силикатные типы руд. При приближении к поясу и среди его вулканитов начинают доминировать сульфидные (Лысогорское, Черёмуховое, Щербакское и другие месторождения). В размещении типов силикатного оруденения, в зависимости от состава вмещающих пород, также намечается определённая закономерность. В западных частях Журавлёвской зоны, где она сложена флишоидами континентального склона (светловоднинская, каталевская и др. свиты), преобладает хлоритовый тип. На востоке, где начинают доминировать глинистые отложения континентального подножья (таухинская и др. свиты), преобладает турмалиновый тип (Горное, Лучистое и др. месторождения).

Подобные закономерности в распределении оловянного оруденения, связанного с субдукционным магматизмом, присущи всем провинциям и областям Внешней и Внутренней мегазон СЗС ТРП. В целом, эта закономерность представляется в следующем виде: на окраине континента развиваются сульфидные типы полиметалльно-оловянной формации, с удалением в материковую часть начинают преобладать силикатные, а в составах последних – вначале турмалиновый, затем хлоритовый. Хлоритовый тип больше сопряжен с турбидитами континентальных склонов, в которых повышена роль аркозового материала. Турмалиновый тип тяготеет к отложениям континентального подножья, в которых преобладают глинистые, в

том числе пелагические отложения. Зависимость составов магматитов и оруденения от состава вмещающих пород указывает на функционирование поздних очагов кислых субдукционных магм в верхнем осадочном слое земной коры, где камеры их, достигнув наибольших размеров, были приближены к палеоповерхности.

Разграничение ареалов распространения крупных интрузий габбро-тоналит-плагиогранитной формации продольных субдукционных поясов и небольших оловоносных интрузий поперечных рядов позволяет более определенно и детально проводить границы оловоносных провинций в вулканоплутонических поясах (рис. 3). Совмещение карт коллизионного и субдукционного магматизма и связанного с ними оруденения проявляет и другую важную металлогеническую тенденцию – там, где отмечается магматизм той и другой природы, фиксируется наивысшая интенсивность оловянного оруденения и размещаются все крупные и уникальные месторождения. В Центральной Чукотке в такой ситуации находятся крупные месторождения Пыркакайских штокверков редкометалльно-оловянной формации и сближенное с ними Валькумейское месторождение полиметалльно-оловянной формации. На севере Яно-Колымской провинции на ограниченной площади континентального склона со сложным сочетанием коллизионных и субдукционных гранитоидов расположены крупное грейзеновое Одинокое и уникальное силикатное Депутатское месторождения. В Хингано-Охотской части Дальневосточной провинции в Баджалском и Комсомольском рудных районах с их крупными месторождениями разной формационной принадлежности отмечается пространственное и структурное совмещение коллизионных (Верхне-Урмийская, Чалбинская) и субдукционных (силинский комплекс) интрузий. В центре Приморской провинции вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского тектонического шва в Журавлёвской зоне находятся крупное Тигриное и другие редкометалльные месторождения. Южнее в такой же позиции локализована серия крупных оловополиметаллических месторождений Кавалеровского района.

Теснейшая связь гранитоидов и месторождений олова, зависимость их формационных особенностей от состава субстрата, а также показанная в [18] прямая корреляция масштабов оруденения от мощности и содержания олова в осадочном слое континентальной коры свидетельствуют о том, что гранитообразование является лишь механизмом извлечения олова из корового вещества, его концентрации и переноса в область рудоотложения. Связи месторождений олова с мантий-

ными источниками, кроме опосредованных в субдукционном процессе и через вовлечение в гранитизацию мафических образований, нигде не отмечено.

ВЫВОДЫ

Анализ геодинамических обстановок в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова позволяет сделать следующие выводы:

1. Главными геодинамическими режимами на оловоносных территориях СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений были раннемеловая коллизия и меловая–раннепалеогеновая окраинно-континентальная субдукция андского типа.

2. Энергия для возбуждения коллизионного гранитоидного магматизма поступала из деформированного и диссипативно разогретого вещества столкнувшихся плит. При жесткой коллизии (столкновение континент–микроконтинент) формировались пояса крупных интрузий гранодиорит-гранитного состава, вытянутые вдоль сутурных зон, и отходящие от них поперечные ряды небольших интрузий диорит-гранодиорит-гранитного состава. При мягкой коллизии (континент–островная дуга) аналогичные пояса коллизионных интрузий создавались внутри континентальных плит, где они приурочиваются к тектоническим швам, образующим уступы в земной коре. В обстановках трансформных окраин азиатского типа коллизионный гранитоидный магматизм развивается только при больших углах столкновения континентальной плиты с островной дугой. На крыльях трансформных окраин из-за различий в составе субстрата возникают разные по составу гранитоидные комплексы.

3. Энергия для возбуждения субдукционного магматизма приносилась тепломассопотоками из разогретых на глубине участков зоны субдукции. Тепломассопотоки на разделе Мохо инициировали возникновение первичных магматических очагов, которые, разрастаясь вверх, создавали пестрые по составу пород окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса и отходящие от них поперечные ряды интрузий.

4. Интрузии коллизионных поясов, образующиеся за счет палингенной переработки сиала верхней части коры, выделяются в гранодиорит-гранитную формацию. С простыми по составу калиевыми интрузиями формации генетически связаны простые по минеральному составу руды месторождений редкометалльно-оловянной формации. В случае гранитизации смешанного (мафически-салического) субстрата,

возникают интрузии с полиформационными характеристиками, что, в свою очередь, порождает месторождения, несущие черты разных оловорудных формаций. Последние характерны также для отходящих от поясов коллизионных рядов интрузий, магматические очаги которых зарождались на разных уровнях земной коры.

5. В обстановках трансформных окраин азиатского типа коллизионные гранитоиды на континентальных крыльях генерируют месторождения олова редкометалльно-оловянной формации, на островодужных крыльях промышленных месторождений олова не образуется.

6. Субдукционные интрузии, образовавшиеся в результате анатектической переработки всего материала земной коры, выделяются в габбро-диорит-гранодиорит-гранитную формацию. На фронте субдукционного магматизма, развитого на островодужном субстрате, размещаются пояса крупных натриевых интрузий, с которыми месторождения олова не встречаются. Они генетически связаны с небольшими калий-натриевыми и калиевыми интрузиями, образующими поперечные ряды в континентальном тылу субдукционного магматизма. Пестрый состав этих интрузий отразился в сложном минеральном составе руд порожденных ими месторождений полиметалльно-оловянной формации. На краю континента, где субстрат отличается повышенной основностью, формируются месторождения сульфидного, а в континентальном тылу – силикатного (турмалинового и хлоритового) типов оруденения.

7. Гранитообразование при всех процессах служит механизмом мобилизации и извлечения олова из субстрата. Месторождения являются конечным продуктом дифференциации интрузивных комплексов, характеризующихся законченной укороченной (для коллизионных) и длинной (для субдукционных) гомодромной эволюцией.

8. Наиболее перспективными для обнаружения крупных месторождений олова являются территории, на которых проявился коллизионный и субдукционный магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: Объясн. зап. к тектонической карте Северо-Востока Азии. 1:5000000. М.: Мир, 1992. 54 с.
2. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных континентальных окраин // Литосфера. 2001. № 1. С. 32–44.
3. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника

- юга российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 89–93.
4. Геология оловорудных месторождений СССР. В 2 т. М.: Недра, 1986. Т. 1. 332 с. Т. 2. 429 с.
 5. Геология СССР. Т. XXX. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
 6. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) М.: Наука, 1976. 90 с.
 7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
 8. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.
 9. Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: результаты моделирования // Вест. Моск. ун-та. 1999. Сер.4. Геология. № 2. С. 18–23.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
 12. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
 13. Ляхович В.В. Коровые гранитоиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №8. С.3–20.
 14. Макеев Б.В., Политов В.К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геол. руд. месторождений. 1972. № 3. С. 19–30.
 15. Минерагеническая карта Российской Федерации и сопредельных территорий. 1: 2500000 / Ред. Рундквист Д.С. М.: Аэрогеология, 2000.
 16. Митрофанов Н. П. Эволюционно-геологические основы формирования месторождений олова и вольфрама на Востоке России // Руды и металлы. 1997. № 3. С. 10–17.
 17. Митрофанов Н.П. Модели геодинамических обстановок на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С. 38–41.
 18. Митрофанов Н.П. Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. Ч.1. С. 104–119.
 19. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. В 3 ч. Препр. / ДВГИ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. Ч. 2. 28 с. Ч. 3. 60 с.
 20. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 262 с.
 21. Орлов Ю.С., Трунилина В.А. и др. Магматизм Чохчуро-Чекурдахской вулканоплутонической зоны // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 66–70.
 22. Павловский А.Б. Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений // Отеч. геология. 1993. № 7. С. 41–50.
 23. Пан В.П., Змиевский Ю.П. Реологические особенности литосферы и тектоника плит // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 147–150.
 24. Парфенов Л.М., Натапов Л.М. Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 25. Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н. и др. Металлогеническое районирование территории республика Саха (Якутия) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 18–40.
 26. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2003. 55 с.
 27. Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т.6, № 1. С. 16–29.
 28. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 11–26.
 29. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
 30. Соболев Р.Н. О происхождении гранитов // Вест. Моск. ун-та. 1992. Сер. 4. Геол. № 1. С. 3–22.
 31. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука / Интерпериодика", 2001. 571 с.
 32. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
 33. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 206 с.
 34. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Позднемезозойские продольные и поперечные пояса гранитоидов Северо-Востока // Наука и образование. 1997. №1. С. 50–56.
 35. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
 36. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 150 с.
 37. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
 38. Фотиади Э.Э., Николаевский А.А., Кравченко Ю.В. и др. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР. М.: Наука, 1969. С. 6–20.
 39. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 479 с.
 40. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 59 с.
 41. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 42. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. и др. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 30–36.
 43. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. Scale 1:5000000. U.S.Geol.Surv. Open File Rep.1994. N 94–714. 211 p.
 44. Hatherton T., Dickrinson W. R. Andesitic volcanism and

seismicity in New Zealand // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 4615–4620.
45. Summary terrane, mineral deposit and metallogenic belt map

of the Russian Far East, Alaska and Canadian Cordillera: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.97-161. 2 sheets. Scale 1:5000000. Scale 1:10000000/ 1997.

Поступила в редакцию 23 февраля 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

N.P. Mitrofanov

Geodynamics of the ore stage of formation of tin deposits in the north-western part of the Pacific ore belt

Early Cretaceous collision and Cretaceous-Paleogene marginal-continental subduction of the Andean type are the main geodynamic regimes at the ore stage of formation of tin deposits in the north-western sector of the Pacific ore belt. Collision processes are divided into frontal processes of the rigid and soft types, and oblique collision processes. The rigid type corresponds to the collision of the continental platform with the microcontinent, and the soft type is related to the collision of the continental platform with island arcs. The regime of the soft type causes intrusions in the continental rear of the convergent boundaries. Oblique collision produces situations of the transform continental margins (Asian type). Collision massifs of granodiorite and granite of the longitudinal belts and series of intrusions of diorite-granodiorite-granite diverging from them generate deposits of rare-metal- and polymetallic-tin formations depending on substratum compositions. The subductional gabbro-diorite-granodiorite-granite intrusions forming transverse series in the rear of the marginal-continental volcano-plutonic belts generate deposits of the polymetallic-tin formation. Conditions for large ore concentrations are formed in the areas of superposition of collision and subduction processes.