

Ю. Г. И В А Н О В

МЕТАЛЛО-

ГЕНИЯ

ОЛОВА

ПРИМОРЬЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ПРИМОРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Ю. Г. ИВАНОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА ПРИМОРЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1971

Металлогения олова Приморья. Иванов Ю. Г. М., «Недра», 1971, стр. 272

Работа посвящена вопросам металлогении олова приморской части Сихотэ-Алиня, являющегося характерным звеном внешней олово-вольфрамовой зоны Тихоокеанского рудного пояса. В работе подробно изложены история поисков, разведок и изучения оловянного оруденения Приморья. На фоне общего геологического развития Приморья охарактеризованы основные металлогенические эпохи и положение в них оловянного оруденения. Отмечено, что наиболее важными для олова в Приморье являются байкальская (рифейско-нижнекембрийская) и альпийская (поздне меловая-палеогеновая) металлогенические эпохи. Приведена краткая характеристика генетических групп, формаций, минеральных типов и закономерностей размещения оловянных месторождений и проявлений Приморья. Отмечена первостепенная роль оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы и существенно подчиненная роль двух других групп — силикатно-кварцевой и силикатно-карбонатной.

Предложена новая схема металлогенического районирования Приморья. При выделении металлогенических зон и подзон главная роль отведена крупным складчатым и разрывным структурам, а также внутригеосинклинальным структурам, свойственным отдельным структурно-формационным зонам.

В заключительной части работы рассмотрены некоторые общие вопросы геологии олова (связь месторождений олова с интрузиями и дайками, структурно-литологический контроль оруденения, измененные породы оловянных месторождений, связь олова с другими полезными ископаемыми).

Таблиц 18, иллюстраций 28, библиография — 220 названий.

Иванов Юрий Георгиевич

Металлогения олова Приморья

Редактор издательства *И. Е. Дмитриева*

Техн. редактор *Л. Д. Агафонова*

Корректор *В. И. Ионкина*

Сдано в набор 1/XII 1970 г.
Формат 60×90^{1/16}.
Бумага № 2.
Тираж 1000 экз.

Подписано в печать 18/XI 1971 г.
Печ. л. 17,0.
Индекс 3—4—1.
Цена 1 р. 89 к.

T-19309.
Уч.-изд. л. 17,82.
Заказ 930/10868—4.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа посвящена характеристике металлогении олова и некоторым вопросам геологии оловорудных месторождений Приморья. В этой работе подводятся общие итоги изучения оловянного оруденения Приморья, проводившегося более 30 лет большим коллективом геологов различных учреждений и организаций. В связи с отсутствием подобных сводных работ по олову Приморья автору представляется вполне своевременной попытка создания такой работы, в которой бы нашли отражение коллективные достижения в изучении металлогении и геологии олова Приморья, так как это поможет не только отчетливее представить достигнутый уровень исследований, но и наметить дальнейшее их направление.

Личные материалы автора в предлагаемой работе относятся главным образом к месторождениям олова силикатно-карбонатной группы. Поэтому характеристике данной группы оловорудных месторождений уделено несколько больше внимания, чем другим (силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной), и приведена краткая характеристика типовых месторождений этой группы, изучавшихся автором на протяжении ряда лет. Материалы же многих других геологов-исследователей оловорудных месторождений Приморья по вопросам, затронутым в работе, использованы с возможной полнотой, насколько это позволил ее объем.

Автор с благодарностью отмечает неизменное внимание к своей работе со стороны И. Е. Галагана, Е. А. Радкевич, И. Н. Лаврика, П. Н. Антонова, В. М. Чмырева, В. С. Коренбаума и особенно признателен И. И. Берсеневу, И. Н. Говорову, А. М. Смирнову, К. А. Сорокину, Ю. Н. Олейнику, Ю. Н. Размахнину, Р. М. Константинову, В. Л. Богдановичу, Л. А. Неволину, В. И. Кузьмину, взявшим на себя труд просмотреть отдельные главы рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний, а также И. В. Бобровой и А. Ф. Ивановой, которые производили подборку необходимых материалов и оказали помощь в окончательном оформлении рукописи.

Глава I

ОЧЕРК ИСТОРИИ ПОИСКОВ, РАЗВЕДКИ И ИЗУЧЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

История открытия и изучения оловянного оруденения Приморья охватывает сравнительно небольшой период. Это является следствием общего позднего освоения и изучения всего Дальнего Востока. Могут быть намечены три основных периода в открытии и изучении оловянного оруденения Приморья: 1) период до 1935 г., когда имели место лишь эпизодические находки мелких рудопроявлений главным образом касситерит-кварцевой формации при небольших по объему поисковых работах на локальных площадях отдельных рудных районов; 2) с 1935 по 1946 г., когда было открыто касситерит-сульфидное оруденение, найдены промышленно ценные месторождения и начато их освоение, и 3) последующий период, когда специальными геологопоисковыми работами была охвачена практически вся территория Приморья, открыты многие новые месторождения и рудопроявления и созданы представления об основных чертах металлогении олова, особенностях геологии различных генетических типов его месторождений и их промышленной ценности.

Первые сведения о наличии олова в Приморье были приведены агентом частного горнопромышленного общества Гekom, который в 1912 г. отметил наличие олова (в количестве 3,6%) в образце из магнетитовой жилы Угловского (Бородинского) полиметаллического месторождения.

Следующие сведения относятся уже к 1920—1928 гг., когда А. К. Майстер, П. И. Полевой и Э. Э. Анерт отмечали вкрапленность касситерита в кремнистых сланцах г. Судню (Ольгинский район). Э. Э. Анерт (1928) по этому поводу писал: «На обращенном к ручью Семеновскому склоне горы, выше места впадения справа этого ручья в рч. Суднюю (правый приток р. Арзамазовки), среди прослоек кремнистого сланца обнаружена вкрапленность мелких кристаллов оловянного камня. Сомнительно, чтоб это месторождение оказалось имеющим промышленное значение».

В это же время в другом районе Приморья — Иманском — касситерит впервые был обнаружен при разведке и отработке золотоносных россыпей в бассейне р. Имана (прииск Сидатун). Для проверки этих данных в 1927 г. была организована поисковая партия под руководством В. А. Кислякова (1928), финансируемая торговым домом «Бриннер и К^о». Вблизи пос. Сидатун В. А. Кисляковым был найден «...кусочек кварца-свала из жилы мощностью около 0,08 сажени, общим весом более пуда; кусочек этот со слегка окатанными углами и ребрами, что указывает на недалекое его перемещение. Кварц окрашен окислами в буро-желтый цвет, ноздреват, содержит знаки оловянного камня, кристаллы плавикового шпата и литиевую слюду в изрядном количестве». На месте этой находки им был поставлен заявочный знак на предмет разведки россыпей и поисков коренного месторождения олова.

Находка В. А. Кислякова, по сути дела, явилась первым определенным указанием на возможную оловоносность Советского Дальнего Востока и послужила основанием для организации здесь специальных поисковых работ на олово.

В начале 30-х годов такие работы в Приморье были организованы Дальневосточным отделением Союзредметгеоразведки и Дальневосточным геологическим трестом. Эти работы были ориентированы главным образом на поиски классических для того времени высокотемпературных оловорудных месторождений, представленных оловосодержащими грейзенами, кварцевыми и пегматитовыми жилами. Проведенными работами в ряде пунктов некоторых северных и южных районов Приморья было установлено наличие олова частью в виде касситерита, частью же только химическим путем при содержании его в пределах сотых и реже десятых долей процента.

В 1931 г. М. Н. Ивантишин впервые установил присутствие олова в рудах Хмелевского мышьякового месторождения в количествах от 0,08 до 0,5%. Однако при вторичной ревизии на олово этого месторождения, проведенной в 1933 г. Л. Н. Качиным, были установлены более низкие содержания олова, не превышающие 0,06%.

В 1933 г. Л. Н. Качин обнаружил незначительное количество касситерита в составе пегматитовых тел, залегающих в среднеархейских (?) гнейсах в районе гор Лохе-Сань и Трех Скал. В 1934 г. им же было проверено на олово Славянское мышьяковое месторождение. В кварц-арсенопиритовых рудах этого месторождения было установлено 0,029—0,13% олова. Установлено, что минералогически олово в этих рудах представлено станнином. Здесь же Л. Н. Качиным в делювии был найден обломок пегматита с видимым касситеритом. Продолжая свои исследования, Л. Н. Качин в районе ст. Усури (гора Медведицкая) в искусственном шлихе из пегматита обнаружил два знака касситерита. Проводя шлиховое опробование по р. Мал. Шитухе, Л. Н. Качин установил в шлихах знаки касситерита и шеелита вместе с апати-

том, турмалином, арсенопиритом и анатазом. Оценивая результаты шлихового опробования, Л. Н. Качин заключил, что бассейн р. Мал. Шитухе «...требует внимательного изучения и постановки разведочных работ на россыпные месторождения шеелита и касситерита и от них поисков коренных месторождений».

В бассейне р. Имана в эти же годы наряду с поисково-разведочными работами на золото, начатыми здесь еще в 1910—1913 гг., ставятся работы и на олово.

В 1931—1932 гг. в районе пос. Сидатун на площади, где ранее работал В. А. Кисляков, поисковые работы на олово были проведены Н. Г. Суминым. Им было установлено наличие касситерита в террасовых отложениях долины р. Имана на отрезке между пос. Сидатун и р. Фандзигоу. Одновременно Н. Г. Суминым был опробован так называемый Сидатунский штокерк — выход песчаников с многочисленными кварцевыми прожилками. Олово здесь обнаружено лишь в количестве сотых долей процента, и только в одной бороздовой пробе содержание его составило 0,45%. По заключению Н. Г. Сумина, это рудопроявление представляет «...не что иное, как место, по которому только проходили пары и случайно задержались сотые доли непромышленного касситерита и других минералов, в то время как верхняя часть месторождения с богатейшими содержаниями касситерита и других его спутников уничтожена эрозией».

В 1931—1934 гг. поисковые работы на золото и олово в бассейне р. Имана провели Л. П. Харчук и К. В. Александров. Ими установлено проявление оловоносности в районе, охватывающем площадь около 6000 км². В ряде пунктов этого района были выявлены повышенные концентрации касситерита в шлихах (ключи Ольховый, Куала и др.). Охватив своими исследованиями сравнительно большую площадь и выявив ряд перспективных участков, Л. П. Харчук не дал этой площади общей оценки, и вопрос о перспективах на олово бассейна р. Имана остался открытым.

М. П. Русаков в работе «К вопросу разведок на олово в пределах ДВК», подводящей итоги разведки 1932—1934 гг., высказал отрицательное мнение об оловоносности Иманского района, в частности о его россыпях, и считал более вероятным, «...что в Иманском районе отсутствуют вообще промышленного значения россыпи с касситеритом и особенно в масштабе 6000 км² оловоносных земель», на которых Л. П. Харчуком были проведены поисковые работы.

В 1933 г. Б. В. Витгефт установил проявление оловоносности в районе горы Гранитной и обнаружил касситерит в аллювии кл. Незаметного (бассейн среднего течения р. Имана).

В 1934 г. для поисков коренного источника, питавшего касситеритом аллювий кл. Незаметного, была организована поисковая партия Дальневосточным отделением Союзникельоловоразведки под руководством З. А. Конюхова, а в 1935 г. — партия под руко-

водством И. А. Пугачева. Последним проведены геологическая съемка и поиски в бассейне правых притоков р. Бол. Ямутинзы, а также предварительная разведка коренного оруденения в кл. Ольховом, ранее выявленного Л. П. Харчуком. По результатам своих работ И. А. Пугачев дал отрицательное заключение о всех коренных проявлениях олова, расположенных в бассейне среднего течения р. Имана, ссылаясь главным образом на большой эрозионный срез этого района. Он считал более целесообразным направить поисковые работы в верховье р. Имана в район гор Гранитной и Тигровой. На том же основании И. А. Пугачев отрицательно оценил и современные аллювиальные россыпи касситерита, считая, что более благоприятны для промышленных скоплений касситерита древние террасовые отложения бассейна р. Имана. Им было рекомендовано проведение разведочных работ на россыпи оловянного камня по ключам Южному, Ольховому и Куала.

В Южном Приморье в 1929—1931 гг. М. Е. Керенским проводилось изучение Угловского, Старцевского и Холувайского полиметаллических месторождений. По данным химических анализов в рудах этих месторождений установлено наличие олова на Угловском — до 0,38%, на Старцевском — до 0,24% и на Холувайском — до 0,77%. На Ипполитовском мышьяковом месторождении (ныне Южный участок Ярославского оловорудного месторождения) М. Е. Керенским было выявлено до 0,098% олова в арсенопиритовых рудах.

На основании всех имевшихся к тому времени данных в 1933 г. Дальневосточное отделение треста Союзредметразведка организовало поисково-опробовательскую партию на олово под руководством Д. П. Болотникова, который провел ревизию на олово Угловского, Старцевского, Холувайского полиметаллических месторождений, магнетитовых месторождений Белой Горы, гор Судно и Зарод, а также мышьяково-полиметаллического Щербаковского месторождения. Его исследования не подтвердили данных прежних исследователей. Д. П. Болотниковым установлены значительно меньшие содержания в рудах обследованных месторождений олова, чем это отмечалось ранее. В частности, в полиметаллических рудах перечисленных выше месторождений определено лишь до 0,04% олова. Все обследованные Д. П. Болотниковым месторождения как оловоносные получили отрицательную оценку.

В 1933 г. В. П. Михновичем при геологосъемочных работах в районе бухты Судзухе выявлены поля развития пегматитовых жил. В 1934 г. изучение возможной оловоносности этих жил проводил Д. П. Болотников. Олово в количестве 0,08% установлено им только в турмалиносодержащих пегматитах на мысе Пегматит, между бухтами Судзухе и Северный Маяк. Шлиховым опробованием, проведенным Д. П. Болотниковым, наличие касситерита было установлено в аллювии ключей Тинзозового и Прямая падь и в аллювии Давгалеvской пади.

Таким образом, в первый период на территории Приморья установлены в ряде районов проявления оловянной минерализации, хотя промышленно ценных месторождений и не было найдено. Отрицательные результаты работ первого периода объясняются с одной стороны тем, что поиски направлялись главным образом на открытие высокотемпературных месторождений олова силикатно-кварцевой группы, которые, как оказалось впоследствии, хотя и пользуются широким распространением, но промышленного значения обычно в Приморье не имеют, с другой — на результаты работ первого периода не могли не сказаться и относительно малые масштабы проводившихся в это время геологопоисковых работ вообще и на олово в частности.

Началом второго периода в изучении оловянной минерализации Приморья следует считать открытие здесь проявлений силикатно-сульфидной группы — наиболее перспективной группы оловоносных формаций Приморья.

В 1935 г. в ЦНИГРИ при микроскопическом изучении свинцово-цинковых руд Большого Синанчинского месторождения (по образцам, отобраным М. П. Русаковым) Б. Б. Розина и Л. В. Радугина впервые в составе полиметаллических руд Дальнего Востока обнаружили касситерит и станнин. Содержания касситерита в отдельных образцах достигали 10—15%, а в наиболее бедных из них составляли 2—3%. Это открытие явилось толчком к постановке разведочных работ на Большом Синанчинском месторождении, которые начались уже в 1935 г. Для обеспечения ускоренной разведки этого месторождения и форсирования ввода его в эксплуатацию в составе вновь созданного эксплуатационного предприятия Синанчаоловострой была организована геологоразведочная партия.

Разведка и изучение Большого Синанчинского месторождения осуществлялись В. В. Быстраковым, М. Н. Ивантишиным, Н. В. Колобовым, Л. Д. Берсудским, И. Е. Рыковым, Е. Г. Поповой, А. Я. Галайдиным, В. Л. Богдановичем.

Одновременно с разведкой этого месторождения возобновились ревизионно-опробовательские работы на большинстве известных к тому времени полиметаллических месторождений и рудопроявлений Тетюхинского и других районов Приморья.

М. Н. Ивантишиным в 1935 г. такие работы были проведены на Кисинском, Монастырском, Нижне-Ахобинском, Первом Советском и Верхнем рудниках, Светлом Отводе, Горбушинском, Довгалевском, Кирилловском, Майминовском, Водопадном и Базовском месторождениях и рудопроявлениях. Наиболее высокие содержания олова установлены в рудах Кисинского и Монастырского месторождений и Водопадного и Базовского рудопроявлений. По результатам этих работ М. Н. Ивантишин в 1936 г. пришел к выводу о том, что промышленная оловоносность на восточном и западном склонах хр. Сихотэ-Алинь связана с дайковой формацией третичных гранодиоритовых интрузий, и максимум

оловянного орудения следует ожидать в осевой части хр. Сихотэ-Алиня, где и необходимо проводить поисковые работы на олово.

В 1936 г. Г. П. Воларович во время маршрутного перехода из верховьев р. Ванчин в бухту Ольга осмотрел и опробовал Попельнинское и Чингоузское месторождения. В результате опробования штабелей добытой (лет 20—25 назад) руды и выходов руды на берегу р. Ванчина (месторождение Попельнинское) в одной пробе было обнаружено 0,63% олова. Эти данные заставили обратить внимание на Попельнинское месторождение как на новую оловорудную точку в Ольгинском районе.

В 1936 г. И. А. Пугачев проводил работы по оценке оловоносности Кисинского полиметаллического проявления и на прилегающей к нему площади. Основанием для этих работ послужило установление в аншлифах из руд этого месторождения касситерита, а также данные химического анализа одной пробы руды, показавшего содержание олова в количестве 1,5%. В результате проведенных работ месторождение было признано непромышленным из-за низких содержаний олова и ограниченных запасов руды. Несмотря на это, И. А. Пугачев рекомендовал продолжение разведки глубоким бурением и наклонными шурфами. Особого внимания, по его мнению, заслуживали зоны разломов независимо от того, развивается вдоль них или не развивается полиметаллическая минерализация. Это обосновано тем, что олово не связано с сульфидами свинца и цинка, а ассоциируется с более поздней генерацией кварца, пересекающего все сульфиды.

В 1936 г. В. Л. Богданович опробовал на олово Шуббинское (ныне Смирновское) полиметаллическое проявление, расположенное в верховьях р. Тетюхе и открытое еще в 1926 г. охотником Шуббо. В трех небольших расчистках В. Л. Богдановичем были вскрыты две кварцево-полиметаллические жилы, химическое опробование которых не дало положительных результатов на олово. Однако в некоторых штучных пробах спектральным анализом установлено присутствие олова в количествах от 0,05 до 0,3%.

С. Т. Игнатьев в 1937 г. дополнительно вскрыл рудные выходы Шуббинского рудопроявления и установил в них повышенные содержания олова (до 0,27%), а также обнаружил новые оловосодержащие рудные тела. Эти данные послужили основанием для продолжения в 1938 г. работ на Шуббинском рудопроявлении и проведения поисковых работ в его окрестностях (в верхней части бассейна р. Тетюхе). Продолженные работы подтвердили промышленные концентрации олова в рудах Шуббинского рудопроявления, что позволило организовать предварительную его разведку.

Работы, проведенные здесь С. Т. Игнатьевым, Л. Д. Берсудским и др., показали, что это рудопроявление является достаточно крупным оловянным месторождением, заслуживающим ускоренной детальной разведки.

Так было открыто второе в Приморском крае крупное оловянно-свинцово-цинковое месторождение, принадлежащее, как и первое (Большое Синанчинское), к касситерит-сульфидной формации. В 60-х годах это месторождение названо Смирновским.

В это же время И. Е. Рыков изучал северный фланг Большого Синанчинского месторождения. По установленному присутствию касситерита в шлихах и по выявленным в гранитоидах горы Пыхти кварцево-сульфидным жилам им было сделано заключение о возможности обнаружения оловянных руд на горе Пыхти. Позднее (в 1948 г.) рудопроявлению горы Пыхти была дана отрицательная оценка.

Одновременно с И. Е. Рыковым геологическую съемку м-ба 1:50 000 и поисковые работы к северу от Большого Синанчинского месторождения в сторону бассейна р. Хантахезы проводил Е. С. Павлов. Несколько полиметаллических рудопроявлений, опробованных им, положительных результатов на олово не дали.

В 1936 г. партия ЦНИГРИ под руководством В. С. Домарева осуществила вторичную ревизию на олово полиметаллических проявлений, расположенных на площадях, тяготеющих к бухтам Ольга и Пхусун (Першинское, Угловское, Холувайское, Щербаковское месторождения). Проведенные здесь в 1933—1934 гг. работы Д. П. Болотникова не дали достаточных материалов для объективной оценки оловоносности полиметаллических месторождений этого района Приморья. По результатам своих работ В. С. Домарев и П. М. Барковский указывают на широкое распространение олова в Ольгинском районе с наиболее повышенной концентрацией его в железорудных контактовых месторождениях и в гидротермальных полиметаллических жилах. В. С. Домарев в это время установил оловоносность Ванчинского месторождения, а также Белогорского скарново-железорудного месторождения. Однако поставленные в 1937—1938 гг. по этим данным разведочные работы, проводившиеся партиями Дальневосточного отделения Союзникельоловоразведки, установили непромышленную оловоносность этих месторождений.

В 1937 г. Л. И. Красный обнаружил наличие касситерита в верховьях рек Белембе и Такунжи, а также в аллювии р. Кемы. Он подчеркнул совместное нахождение в шлихах касситерита с кинноварью и золотом. Повышенные содержания касситерита были установлены им также в ряде пунктов на территории соседнего Тернейского района. По левому берегу р. Селенчи в кварцевых порфирах Л. И. Красный обнаружил магнетитовые прожилки с содержанием олова до 0,3%, а в береговой полосе между селами Белембе и Муха в небольшом массиве гранодиоритов — сульфидное рудопроявление (пирит, халькопирит, галенит, железная слюдка) с содержанием олова до 0,32%.

В 1938 г. Дальневосточное отделение Союзникельоловоразведки возобновило поисковые работы на олово в бассейне р. Имана.

Поисково-разведочная партия под руководством К. А. Сорокина обнаружила повышенные содержания касситерита в аллювии верховьев р. Куалы и в делювии правого склона ее долины. Здесь были вскрыты кварцевые прожилки с видимым касситеритом. На левом склоне одновременно вскрыты кварц-арсенопиритовые жилы, в элювии которых установлен касситерит. В связи с малыми объемами проведенных работ это проявление не получило окончательной оценки.

М. П. Русаков в «Обзоре итогов геологоразведочных партий ДВ отделения Союзникельоловоразведки за 1937—1938 гг.» делает вывод, что «...работами 1938 г. на р. Куале должна быть окончательно разбита легенда о промышленно интересном олове в осевой части хр. Сихотэ-Алинь, обязанная своим происхождением нижнемеловой металлогении. Дальнейшие повторные ревизии подобного рода с затратами в сотни тысяч рублей должны быть названы нерентабельными и несвоевременными, а в худшем случае легкомысленными действиями, ничем не аргументированными».

Несмотря на такое заключение М. П. Русакова, в 1939 г. в бассейн р. Имана вновь направляется поисково-разведочная партия под руководством К. А. Сорокина и М. П. Материкова для оценки оловоносности древних террасовых отложений бассейна р. Имана. Ими устанавливается приуроченность оловянного оруденения к зонам контактов интрузивов биотитовых гранитов, а также отмечена возможная промышленная оловоносность Куалинского рудопроявления, представленного кварц-касситеритовыми прожилками. Хотя россыпная касситеритовосность аллювия р. Куалы оказалась непромышленной, они отметили, что это не может служить достаточным основанием для отрицательной оценки коренного Куалинского проявления, которое почти совершенно не изучено. Повышенные содержания касситерита К. А. Сорокин и М. П. Материиков выявили в это время также в аллювии р. Убеуго.

По результатам своих исследований К. А. Сорокин и М. П. Материиков пришли к заключению, что Иманский район (бассейн среднего течения р. Имана) нельзя считать первоочередным районом для постановки поисковых работ на олово при наличии более перспективных объектов, но нельзя и окончательно отказываться от изучения его оловоносности. В первую очередь они рекомендовали направить поисковые работы в бассейн верхнего течения р. Имана на северо-восточное продолжение полосы, соединяющей здесь Большое Синанчинское и Смирновское месторождения с Усть-Колумбинским районом, где был известен ряд точек рудных проявлений.

В 1937—1938 гг. И. Е. Галаган и В. С. Вижайкин отрицательно оценили оловоносность Ванчинского месторождения и прилегающей к нему площади, а Г. А. Петрова — Белогорского и Щербакского месторождений.

В это же время К. А. Сорокин проводил поисково-разведочные работы на олово в Тернейском районе на Елизаветинском медном месторождении и на прилегающих к нему участках.

В 1938 г. Л. Б. Кривицкий обнаружил значительное количество касситерита в аллювии кл. Китайского в верховьях р. Имана, а также установил присутствие касситерита в бассейне р. Даданцы и в верховьях р. Нотто.

В это же время В. К. Елисеева обнаружила касситерит в бассейне рек Белембе, Такунжи и верхнего течения р. Сицы.

В 1939 г. в связи с решением правительства о создании на Дальнем Востоке мощного индустриального района Дальневосточное отделение Союзникельоловоразведки предусмотрело проведение детальных разведочных работ на ранее выявленных месторождениях, в частности на Смирновском, а также поисковые работы в наиболее перспективных на олово районах Приморья — Ольгинском и Иманском.

На Смирновском месторождении этими работами были значительно увеличены запасы руды, было открыто около 20 новых рудных выходов, что окончательно укрепило масштабы и перспективы месторождения.

Г. П. Воларович в верховьях рек Фудзин и Тадуши выявил ряд участков с высокими содержаниями касситерита в шлихах, среди которых наиболее перспективными были признаны участки рек Перевальной и Партизанки.

Используя данные Г. П. Воларовича, на этот участок в 1940 г. была направлена партия под руководством А. З. Лазарева, открывшая здесь новое оловорудное месторождение, названное Лифудзинским.

В это же время В. А. Ярмолук открыл ряд полиметаллических и оловянных рудопроявлений в бассейне р. Кинцухе.

На основании данных А. З. Лазарева и В. А. Ярмолука в 1941 г. была организована крупная экспедиция (Н. В. Медведев, Н. А. Раков, С. Ф. Усенко, З. А. Некрасова, В. З. Шейн и др.) для проведения широких геологоразведочных, поисковых и геологосъемочных работ в районе Лифудзинского месторождения и в бассейне р. Кинцухе.

По данным В. А. Ярмолука, в 1941 г. С. Ф. Усенко в верховьях р. Оловянной по кл. Хрустальному открыл новое оловорудное месторождение, названное Хрустальным.

Открытие Смирновского, Лифудзинского и Хрустального месторождений окончательно определило Южное Приморье как оловорудный район с широким развитием оловянного оруденения наиболее перспективной касситерит-сульфидной формации. Все эти месторождения были успешно разведаны, переданы в промышленное освоение, и на них начались эксплуатационные работы.

На этом можно считать законченным второй этап в развитии геологических работ по олову в Приморье, которые поставили его в ряд перспективных оловорудных районов СССР.

Начавшаяся в 1941 г. Великая Отечественная война поставила перед всеми отраслями народного хозяйства, в том числе и перед оловянной промышленностью, новые задачи. Главнейшей из этих задач было резкое увеличение производства оловянных концентратов. Геологоразведочные работы поэтому в основном были сконцентрированы на уже открытых месторождениях.

До 1945 г. все эти месторождения были в основном разведаны, а в их окрестностях и на других территориях открыты многие новые месторождения и рудопроявления (М. П. Материков, П. П. Змановский, Е. К. Мокин, М. П. Борисенко, В. Л. Богданович, А. А. Михайлов, С. Н. Петровский, Н. П. Заболотная, Ф. Я. Волочаев, С. Т. Игнатьев, Н. П. Рябинин, В. З. Шейн, А. В. Кочубей, Л. В. Рябов, Ю. И. Марцун, К. А. Сорокин, М. Ю. Жилин и др.). К числу последних относятся проявления олова на горе Пыхти, Еловском и Верхне-Иманском участках, в бассейне рек Лифудзина, Лудье, Судзухе, Красной, Базовой, Ороченки, Тумбайце, по правобережью р. Имана, среднему и верхнему течению р. Кинцухе, в районе горы Ким, в истоках рек Аввакумовки, Селенчи, Ванчина, Судзухе, Янмутьхоузы, в бассейнах рек Такунжи, Секунжи, Великой Кемы и Белембе и в ряде других мест.

Третий период охватывает все послевоенные годы. Он характеризуется все нарастающими темпами и масштабами поисковых и разведочных работ на олово и в комплексе на другие полезные ископаемые, охвативших в том или ином масштабе практически всю территорию Приморского края.

Наиболее интересным открытием начальных лет этого периода было установление промышленной оловоносности в западных районах Приморья (Вознесенский рудный узел), где до этого считалось маловероятным наличие эндогенного, в том числе и оловянного, оруденения. М. П. Материков в 1947 г. при поисково-ревизионных работах на Ипполитовском мышьяковом месторождении и в его ближайших окрестностях установил повышенные содержания касситерита в делювии, а при последующих поисково-разведочных работах им было открыто Ярославское оловорудное месторождение. Развернутые в связи с этим поисково-разведочные работы в последующем привели к открытию Первомайского, Благодатненского, Чапаевского, Осиновского оловорудных месторождений и ряда рудопоявлений, а также флюоритовых, цинковых и других месторождений полезных ископаемых, объединенных в Вознесенский рудный узел. Оловорудные месторождения этого узла представляют своеобразную группу месторождений, залегающих преимущественно в карбонатных породах. По своему характеру они напоминают месторождения знаменитого оловорудного района Гедзю в Южном Китае при несколько более высокотемпературном общем облике рудной минерализации.

В поисковых работах и в изучении месторождений Вознесенского рудного узла принимали участие М. П. Материков,

Ю. Г. Иванов, Е. И. Тыменик, Н. П. Заболотная, Г. А. Петрова, В. Л. Богданович, О. В. Антонов, Э. И. Шкурко, Р. И. Полевских, П. Н. Антонов и др.

В это же время была открыта Октябрьская группа небольших оловорудных месторождений касситерит-сульфидной формации, утвердившая значительную площадную оловоносность западных склонов хр. Сихотэ-Алинь (В. И. Сапронов, Н. П. Заболотная, А. А. Толоч и др.).

В 1946 г. было открыто Левицкое (Лудьевское) олово-полиметаллическое месторождение, а также перспективный на олово участок в бассейне кл. Цинкового (А. Ф. Кочубей, Г. М. Константинов и др.).

В 1950 г. по данным шлихового опробования вскрыты коренные касситеритсодержащие кварц-арсенопиритовые жилы месторождения Дальнего, введенного затем в разведку (А. П. Кузнецов, Ю. Н. Марцун, В. П. Соляников и др.).

Начиная с 1949 г. в связи с общим расширением геологопоисковых работ ставятся планомерные геологические съемки, охватившие всю территорию Приморского края. В результате этого сплошного геологического картирования, сопровождавшегося систематическим шлиховым опробованием, открыто большое количество рудопроявлений и ореолов рассеяния касситерита, а также отдельных месторождений.

Вслед за открытием Вознесенского рудного узла другим важным открытием рассматриваемого периода явилось выявление промышленных оловянных месторождений в бассейне р. Имана, которые в совокупности объединены в Арму-Иманский рудный район. Выявленные здесь к этому времени оловорудные проявления (Сидатунское, Ольховское, Куалинское и др.) оказались непромышленными, а весь этот район в целом рассматривался как преимущественно золотоносный. Проводившиеся здесь в предвоенные и военные годы поиски были ориентированы главным образом на золото (И. А. Пугачев, Г. С. Катковский, М. Г. Руб, Г. Е. Коврига); попутно устанавливались точки с присутствием касситерита в рыхлых отложениях на ряде новых участков (нижнее течение р. Татибе, бассейн верхнего течения р. Колумбе и др.).

В 1949—1952 гг. Дальневосточная экспедиция ВАГТа покрыла геологической съемкой большую часть площади Арму-Иманского района и выявила значительное количество рудопроявлений, часть из которых была детально изучена (Таборное, Звездное, Горное и др.). В работах этой экспедиции приняли участие К. В. Быковская, В. А. Васильев, А. В. Демин, Э. П. Изох, Н. А. Иванов, О. Н. Кабаков, Г. Г. Мельник, В. Г. Молчановский, Г. Г. Марченко, А. И. Фрейдин, О. К. Чедия и др.

В этом же районе с 1951—1952 гг. геологопоисковые работы осуществляла Средне-Иманская партия (Ю. Н. и Э. М. Размахины), открывшая ряд оловянных рудопроявлений.

По результатам работ экспедиции ВАГТа и Средне-Иманской партии, установивших высокую перспективность Арму-Иманского района на олово, в 1952 г. была организована Иманская экспедиция Приморского геологического управления, начавшая здесь систематические поисковые работы, а затем и детальную разведку на вновь выявленных оловорудных месторождениях. В работах Иманской экспедиции, продолжающихся и в настоящее время, принял участие большой коллектив геологов — М. П. Материкив, В. Л. Богданович, С. Д. Коваленко, Ю. Н. и Э. М. Размахнины, Н. И. Лаврик, П. Н. Антонов, Г. В. Целяева, К. Э. Джохадзе, Н. П. Заболотная, В. С. Коренбаум, Л. К. Пономаренко, Д. И. Ивлиев, Г. В. Рященко, А. И. Ивакин, В. Н. Земцов, В. А. Никогосян, Н. Я. Тарасенко, Б. И. Хомеико, К. М. Кутенко, И. А. Гаев, Р. Г. Иванов и др.

Работы Иманской экспедиции окончательно определили Арму-Иманский район как существенно оловорудный; были детально разведаны отдельные месторождения и часть из них передана в промышленное освоение.

В это же время поисковые работы были проведены и в соседнем, наиболее труднодоступном районе Приморья — Верхне-Бикинском, результаты которых обобщили Э. П. Изох и А. И. Савченко, а позднее Г. В. Золотухин. В пределах этого района был обнаружен ряд новых рудопроявлений, главным образом касситерит-кварцевой формации с вольфрамитом, а также турмалин-сульфидного типа; встречаются здесь и небольшие свинцово-цинковые проявления, содержащие сульфостаннаты (Рудное). Несмотря на широкое проявление оловянной минерализации различных типов, этот район пока еще не получил окончательной промышленной оценки.

В эти же годы были открыты и разведаны Распашное и Кировское оловорудные месторождения, находящиеся в Даубихинской зоне (В. Л. Богданович, Н. П. Заболотная, И. А. Бородина и др.), Лысогорское месторождение в Тернейском районе (И. И. Михайшев, Н. П. Романовский и др.) и многие другие месторождения и рудопроявления.

Кроме уже определившихся оловорудных районов в последние годы открыта группа оловорудных месторождений, объединяющихся Фурмановским рудным районом, выяснением перспектив которого занимается в настоящее время Сучанская экспедиция Приморского геологического управления (месторождения Нижнее, Юбилейное, Лучистое). В изучении этого нового оловорудного района приняли участие В. П. Василенко, А. М. Бурлаков, В. С. Лахнюк, Л. М. Руднянский, Е. А. Путиев, Н. М. Федоренко, Н. А. Настич и др.

В настоящее время поисковые и разведочные работы на олово ведутся в большинстве оловорудных районов. Их проводит большой коллектив геологов и геофизиков (И. Е. Галаган, И. И. Берсенев, Н. П. Ченцов, П. Н. Антонов, Д. И. Ивлиев, В. М. Чмырев,

Н. И. Лаврик, И. И. Антушевич, В. П. Василенко, Н. В. Колобов, В. К. Мостовой, В. С. Лахнюк, Р. В. Король, И. Н. Полторац, М. Н. Ленивый, Б. В. Кузнецов, Н. М. Федоренко, А. М. Бурлаков, Е. И. Тыменик, Н. А. Настич, Б. И. Шершаков, Ю. Т. Гурулев, И. В. Трефилова, В. М. Щербинин, И. И. Михашев, Л. М. Руднянский и др.).

Кроме работ производственных геологических организаций, направленных в первую очередь на выявление и оценку оловянных месторождений, большие исследования в Приморье по олову проводили различные научные учреждения: Восточно-Сибирская экспедиция ИГЕМа АН СССР, Дальневосточный филиал и Дальневосточный геологический институт СО АН СССР, ВИМС, ЦНИИолово и некоторые другие. Эти исследования были направлены на изучение вещественного состава и технологии обогащения оловянных руд, структуры отдельных месторождений, связи оловянного оруденения с интрузивными и дайковыми породами, а также на изучение общих закономерностей размещения оловянорудных месторождений.

Вещественный состав руд изучался Е. А. Радкевич, А. Г. Теремецкой, Н. Н. Васильковой, А. Б. Павловским, М. И. Новиковой, В. Т. Шацкой, Н. К. Маршуковой, О. Д. Левицким, Ф. В. Козловым, И. Н. Говоровым, К. А. Шепелевой, Н. С. Благодаревой, А. Я. Архипенковой, О. П. Поляковой, И. В. Максимюк, В. А. Кигаем, А. А. Толоком, И. Н. Томсоном и др. Систематические работы по минералогическому составу руд оловянных месторождений проведены также сотрудниками Приморского геологического управления, особенно Л. И. Храмцовой и И. В. Бусик.

Структуры и зональность оруденения на оловянных месторождениях изучали А. И. Александров, А. М. Михайлов, Л. М. Нехорошев, Г. А. Мельников, Л. М. Нарышкин, В. П. Полохов, И. Н. Кигаи, О. Д. Левицкий, М. П. Материков, Ю. Г. Иванов и др.

Вопросы связи оловянного оруденения с магматическими породами рассматривались в работах М. Г. Руб, Ф. К. Шипулина, М. А. Фаворской, Я. Д. Готмана, С. П. Соловьева, М. П. Материкова, В. А. Кигаи, Э. П. Изоха и др.

Региональные закономерности в размещении оловянного оруденения изложены в работах М. П. Русакова, В. С. Булыго, Г. П. Воларовича, М. Н. Ивантишина, Е. А. Радкевич, М. П. Материкова, Е. С. Павлова, Ю. Г. Иванова.

Металлогении олова отдельных рудных районов Приморья были посвящены работы Е. А. Радкевич, И. Н. Томсона, В. П. Полохова, Р. И. Соколова, Ю. Г. Иванова, Ю. Н. Размахнина, М. П. Материкова, И. И. Антушевича.

Геология россыпных месторождений оловянного камня и общие вопросы россыпной оловоносности Приморья освещались в работах М. П. Материкова, Н. А. Лебедева, Г. С. Ганешина и некоторых других.

Глава II

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИМОРЬЯ

Геологическое строение Приморского края крайне сложное и неоднородное. Его территория относится к внешним зонам Тихоокеанского подвижного пояса. На западе в пределы края входит восточная окраина Восточно-Азиатской области палеозойской складчатости, а на востоке — мезозойские Сихотэ-Алиньской области. Такое тектоническое положение Приморья определяет различную историю геологического развития отдельных крупных его частей. Эти различия сохранились вплоть до позднего мела, когда завершилось геосинклинальное развитие Сихотэ-Алиньской мезозойской геосинклинальной области. Начиная с позднего мела, палеозойские и мезозойские структуры, сочленившиеся на территории Приморья, стали представлять единое жесткое сооружение, в пределах которого развивались позднемеловые и кайнозойские наложенные структуры. В связи с этим И. И. Берсенев предложил различать на территории Приморья древние палеозойские и мезозойские структуры и более молодые позднемеловые и кайнозойские.

На тектонической схеме Приморья (рис. 1) показаны области разновозрастной складчатости, внутри которых выделены структурно-формационные зоны и структурные элементы более мелкого порядка. Границами между этими тектоническими элементами обычно служат разломы, часто контролирующие проявление мощного интрузивного и эффузивного магматизма.

Современные представления о геологическом строении и металлогении Приморского края базируются на многочисленных трудах А. Н. Криштофовича, Г. П. Воларовича, В. З. Скорохода, А. З. Лазарева, А. А. Леонтовича, С. А. Музылева, П. Н. Кропоткина, Н. А. Беляевского, Ю. Я. Громова, Б. А. Иванова, И. И. Берсенева, Е. А. Радкевич, М. П. Материкова, Э. П. Изоха, А. М. Смирнова, Ю. Н. Размахнина, Л. А. Неволлина, А. И. Бурдэ, Ю. Г. Иванова, Ю. И. Олейника, В. В. Ветренникова, А. И. Бураго, Б. И. Васильева и многих других.

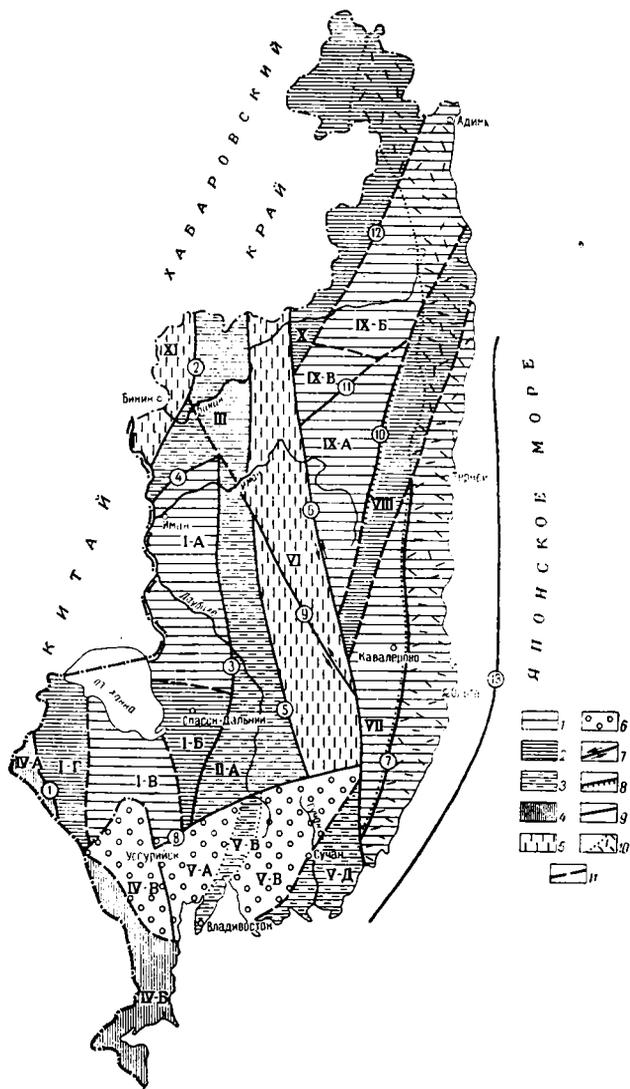


Рис. 1. Схема тектонического районирования Приморья (по И. И. Берсеневу с дополнениями и изменениями А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванова)

1 — внутригеосинклинальные поднятия; 2 — внутригеосинклинальные прогибы; 3 — краевые прогибы области палеозойской складчатости, усложненные мезозойской складчатостью; 4 — зона позднепалеозойской складчатости; 5 — краевые поднятия мезозойской геосинклинальной области; 6 — мезозойские наложенные впадины; 7 — глубинные разломы сдвигового типа; 8 — глубинные разломы надвигового типа; 9 — прочие глубинные разломы; 10 — Приморский вулканогенный пояс; 11 — границы структурно-формационных зон и подзон I—XI — структурно-формационные зоны и подзоны: область палеозойской складчатости — I — Ханкайский срединный массив: I-A — Лесозаводская подзона, I-B — Спасская подзона, I-V — Вознесенская подзона, I-Г — Гродековская подзона; II — Даубихинская зона; III — Алчанская зона; IV — Западно-Приморская зона; IV-A — Краевская подзона, IV-B — Хасанская подзона, IV-V — Суйфунская подзона; V — Южно-Приморская зона: V-A — Спутинская подзона, V-B — Муравьевский антиклинорий, V-V — Сучано-Даданьшанская подзона, V-Г — Ду-

Схема тектонического районирования Приморья составлена на основе ранее предложенных схем (П. Н. Кропоткин, Н. А. Беляевский, И. И. Берсенев, А. М. Смирнов и др.) с дополнениями А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванова. Этот вариант, как нам представляется, наиболее полно отвечает целям металлогенического анализа территории Приморья, так как позволяет вскрыть важнейшие закономерности в размещении эндогенного, главным образом оловянного, оруденения.

ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Консолидация этой области, которая охватывает западную часть Приморья, произошла в конце палеозоя. В последующем в ее пределах развивались лишь наложенные впадины, а в результате интенсивной позднемеловой складчатости, проявившейся в соседней мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня, отдельные части области палеозойской складчатости в различной степени были охвачены глыбовыми или реже складчато-глыбовыми дислокациями.

В области палеозойской складчатости выделяются Ханкайский массив, Даубихинская, Алчанская, Западно-Приморская и Южно-Приморская структурно-формационные зоны, имевшие различную историю в домезозойское время.

Ханкайский массив представляет собой наиболее древнюю структуру всей области палеозойской складчатости. Его границами служат крупные разломы или структурные швы: на севере — Синкайский, на юго-востоке — Западный Сихотэ-Алиньский, на юге — Южный Сихотэ-Алиньский и на западе — Западно-Приморский швы.

В строении массива принимают участие породы докембрия, кембрия и низов среднего палеозоя, которые в совокупности образуют нижний структурный этаж массива. Эти породы в различной степени метаморфизованы и прорваны гранитами в основном среднего палеозоя. Они смяты в складки, часто имеющие форму брахиструктур, осложненные многочисленными разрывами. Ориентировка складчатых структур имеет веерообразный характер, изменяясь от субширотной в северной части массива через северо-западную в средней до субмеридиональной в южной части массива. Центр веерообразного пучка складчатых структур располагается севернее оз. Ханка. В целом складчатые структуры массива

наиско-Сучанская подзона, V-Д — Сучано-Судзукхинский антиклинорий; область мезозойской складчатости — VI — Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня; VII—IX — Главный синклинорий Сихотэ-Алиня: VII — Прибрежная зона, VIII — Кемская зона, IX — Иманская зона: IX-A — Лаулинская подзона, IX-B — Валинкуйская подзона, IX-B — Татбинская подзона; X — Верхне-Бикинская зона; XI — Бикинская зона.

Структурные швы и другие глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Западно-Приморский, 2 — Алчанский, 3 — Западный Сихотэ-Алиньский, 4 — Синкайский (Иманский), 5 — Даубихинский, 6 — Центральный Сихотэ-Алиньский, 7 — Прибрежный (Тетюхинский), 8 — Южный Сихотэ-Алиньский, 9 — Диагональный (Фудзино-Иманский), 10 — Колумбинский, 11 — Туанцзинский, 12 — Верхне-Бикинский (нанесен по геофизическим данным Р. Г. Кулинич), 13 — Береговой (Восточный Сихотэ-Алиньский)

ориентированы поперек простирания мезозойских структур Сихотэ-Алиня. На глубоко размытой поверхности пород нижнего этажа и прорывающих их интрузий местами залегают неметаморфизованные слабодислоцированные породы верхнего структурного этажа. Они представлены осадочными и вулканогенными образованиями перми, мела и кайнозоя. Эти породы слагают ряд впадин, ориентированных в северо-восточном, близком к широтному направлению.

По составу пород нижнего структурного этажа и характеру структур в Ханкайском массиве (с севера на юг) выделяются следующие структурно-формационные подзоны: Лесозаводская, Спасская, Вознесенская и Гродековская. В составе Лесозаводской подзоны в свою очередь выделяют Вакский и Шмаковский антиклинории, разделенные Кабаргинским синклинорием.¹ Лесозаводская и Вознесенская подзоны представляют собой структуры типа сложных антиклинориев. Эти структуры в Ханкайском массиве являются важнейшими элементами, контролирующими распределение эндогенного оруденения. Именно в этих структурах (особенно в Вознесенской подзоне) локализованы интрузивные породы раннепалеозойского (вознесенского) комплекса, сопровождаемого богатой и разнообразной рудной минерализацией, включающей и оловянное оруденение.

Даубихинская зона примыкает на западе к Ханкайскому массиву по Западному Сихотэ-Алиньскому структурному шву. На востоке она ограничена Даубихинским разломом. Эта зона представляет собой погруженную часть Ханкайского массива. Неглубоко залегающий фундамент Даубихинской зоны сложен породами нижнего структурного этажа Ханкайского массива и перекрыт пермскими и триасовыми прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Эти отложения в свою очередь покрываются толщей континентальных осадочных и вулканогенных образований мела. Пермские и мезозойские осадки смяты в линейные складки северо-восточного простирания, имеющие крутые крылья, и разбиты разломами. Западный Сихотэ-Алиньский шов контролирует линейно вытянутую цепочку интрузий позднепермского и позднемелового комплексов. По опирающим швам разломов эти интрузии местами проникают и внутрь Даубихинской зоны.

Алчанская зона с севера примыкает к Ханкайскому массиву. По своему строению она сходна с Даубихинской зоной, отличаясь развитием готерив-альбских морских отложений и сеноман-туронских вулканогенных пород.

Западно-Приморская зона на востоке примыкает к Ханкайскому массиву и Южно-Приморской зоне. И. И. Берснев, наметивший общие границы этой зоны, выделяет в ее составе три подзоны: Краевскую, Суйфунскую и Хасанскую.

¹ В последнее время Ю. С. Липкиным Вакский и Шмаковский антиклинории рассматриваются как структуры типа гнейсовых куполов; аналогичная структура под названием Нахимовского купола выделена им в составе Спасской подзоны.

Краевская подзона занимает северную часть Западно-Приморской зоны, где она по Западно-Приморскому структурному шву отделяется от Ханкайского массива. Сложена подзона мощной толщей морских геосинклинальных осадков, местами с фауной силура — девона.¹ Эти осадки перекрыты сложным комплексом континентальных и прибрежно-морских терригенных, карбонатных и вулканогенных отложений перми. Осадочные породы подзоны образуют две крупные складки северо-восточного простирания (Синтухинская синклиналь и Краевская антиклипаль). Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Краевской подзоны прорваны интрузиями среднепалеозойского и позднепермского комплексов.

Суйфунская подзона представляет собой мезозойскую наложенную впадину, захватившую край Ханкайского массива и среднюю часть Западно-Приморской зоны. Она сложена прибрежно-морскими и континентальными осадками триаса и юры и континентальными осадками нижнего мела и сеноман — турона. В отношении эндогенного оруденения Суйфунская подзона интереса не представляет.

Хасанская подзона составляет южную часть Западно-Приморской зоны. Сложена она главным образом пермскими геосинклинальными отложениями, включающими морские, прибрежные и континентальные терригенные, местами с линзами известняков, и вулканогенные породы². Эти породы образуют складчатые структуры, простирание которых плавно меняется от северо-северо-западного в южной части подзоны до субмеридионального в центральной и северной. Пермские осадки прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями позднепермского комплекса. С размытом и резким угловым несогласием осадки перми и интрузии гранитоидов перекрыты отложениями верхнего триаса и мела.

Южно-Приморская зона занимает южную часть Приморья, располагаясь к югу от Южного Сихотэ-Алиньского структурного шва. Восточной границей зоны служит Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. Геологическое строение этой зоны неоднородное и очень сложное, что связано со значительной переработкой палеозойских структур этой зоны позднемеловыми движениями, происходившими в основном в соседней Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Нижнюю часть разреза здесь слагают условно среднепалеозойские геосинклинальные отложения, прорванные интрузиями габброидов и гранитоидов среднепалеозойского комплекса.³ На размытой поверхности этих осадочных и ин-

¹ По данным А. М. Смирнова, в составе этого комплекса осадков кроме среднепалеозойских отложений выделяются также образования нижнего рифея (так называемый «краевский комплекс») и среднего рифея; те и другие, по А. М. Смирнову, продолжаются на территории КНР, где они хорошо изучены.

² А. М. Смирнов указывает, что кроме верхнепалеозойских отложений в Хасанской подзоне имеются также породы среднего рифея, развитые на непосредственной границе СССР и КНР.

³ А. М. Смирнов и А. А. Маракушев в составе этих отложений выделяют и докембрийские образования.

трузивных пород залегают прибрежно-морские и континентальные осадочные и вулканогенные породы нижней и верхней перми, прорванные позднепермскими гранитоидными интрузиями. Еще выше и также с несогласием залегают морские и реже континентальные осадочно-вулканогенные отложения, прорванные интрузиями. Палеозойский складчатый комплекс несогласно перекрыт мощной толщей мезозойских осадков. Эта толща включает морские, прибрежно-морские и континентальные, главным образом терригенные осадки, которые выполняют впадины.

В составе Южно-Приморской зоны И. И. Берсеневым выделены следующие структурно-фациальные подзоны: Супутинская подзона, Муравьевский антиклинорий, Сучано-Дадышанская подзона, Дунайско-Сучанская подзона и Сучано-Судзухинский антиклинорий. В антиклинориях, а также в Дунайско-Сучанской подзоне развиты в основном палеозойские породы, а в остальных — мезозойские отложения, среди которых палеозой обнажается лишь в ядрах антиклинальных складок.

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Область мезозойской складчатости занимает восточную часть Приморья. В составе этой области выделяются Главный антиклинорий и Главный синклинорий Сихотэ-Алиня и Бикинская антиклинальная зона. В составе Главного синклинория в свою очередь выделяются следующие зоны: Прибрежная, Кемская, Иманская (с подзонами Лаулинской, Валинкуйской и Татибинской) и Верхне-Бикинская, характеризующиеся различной историей геологического развития в ходе геосинклинального цикла Сихотэ-Алиньской области.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня на западе по Даубихинскому разлому примыкает к Алчанской и Даубихинской зонам, а на юге по Южному Сихотэ-Алиньскому шву — к Южно-Приморской зоне. С востока он отделяется Центральным Сихотэ-Алиньским швом от Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

Антиклинорий сложен главным образом морскими геосинклинальными образованиями палеозоя (нижний структурный этаж). Наиболее древними среди них являются кремнистые породы, глинистые сланцы и песчаники условно среднепалеозойского возраста. Выше залегает мощная толща глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, разнообразных вулканитов, формировавшаяся от раннего карбона до ранней перми. Перекрывается эта толща осадками верхов нижней перми. Разрез верхнего палеозоя заканчивается толщей верхней перми, включающей туфогенно-осадочные породы и средние и кислые по составу вулканиты.

Комплекс палеозойских отложений в Главном антиклинории смят в складчатые линейные складки северо-северо-восточного простирания, которые развиты продольными и поперечными к складча-

тости разломами и прорваны небольшими интрузиями габброидов и гранитоидов пермского возраста.

Верхний структурный этаж Главного антиклинория сложен мезозойскими отложениями, которые с размывом и резким несогласием перекрывают палеозой. В состав верхнего мезозойского этажа входят прибрежно-морские терригенные и вулканогенные образования триаса, юры и мела. Отдельные свиты мезозоя залегают со стратиграфическими перерывами, но без угловых несогласий. Развита мезозойские отложения на небольших площадях в краевой восточной части антиклинория. Осадки мезозоя образуют простые линейные складки, простирающиеся согласно с палеозойскими структурами. Осадочные формации палеозоя и мезозоя в Главном антиклинории прорваны достаточно многочисленными интрузиями гранитоидов, главным образом позднемелового комплекса. Известны здесь также небольшие интрузии основных и средних щелочных пород, возраст которых предположительно определяется как юрский.

По своему тектоническому положению Главный антиклинорий большинством геологов рассматривается как краевое поднятие мезозойской геосинклинальной области Сихотэ-Алиня. Некоторые исследователи (А. М. Смирнов, Б. А. Иванов) в связи с отсутствием в пределах антиклинория геосинклинальных мезозойских осадков относят его к области герцинской складчатости.

Главный синклиний Сихотэ-Алиня — главная структура Приморья, в пределах которой локализовано большинство оловорудных и других месторождений и проявлений. Поэтому на характеристике этой структуры и истории ее развития необходимо остановиться несколько подробнее.

Во всех опубликованных схемах тектонического районирования Приморья в Главном синклинии не выделялось более мелких тектонических структур. В связи с этим металлогеническое районирование Главного синклиния, отражая общие закономерности распространения оруденения в его пределах, недостаточно глубоко вскрывало связи между тектоническим строением Главного синклиния и оруденением. Правда, отдельные исследователи (Л. И. Красный, М. П. Материков, Е. А. Радкевич, И. И. Берсенева) выделяли в Главном синклинии ряд рудных районов, для которых отмечались некоторые особенности их геологического строения и металлогении.

Многочисленные исследования, проведенные в пределах Главного синклиния в последние годы, позволяют наметить некоторые особенности развития отдельных его частей, выявить в его пределах структурно-формационные зоны с различной историей развития и характерной металлогенией.

Для мелового периода истории развития средней части Главного синклиния А. И. Бурдэ и В. К. Мостовой выделили несколько структурно-формационных зон (Бурдэ, Мостовой, 1965).

На различную историю развития отдельных частей Главного синклинория этого же района указывает Ю. Н. Размахнина. При региональном металлогеническом анализе А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванов наметили структурно-формационное и металлогеническое районирование всей южной части Главного синклинория и предварительно рассмотрели вопрос о значении глубинных структур в локализации оруденения (Бурдэ, Иванов, 1966).

Главный синклинорий представляет собой внутреннюю часть мезозойской геосинклинальной области Сихотэ-Алиня, сложенную главным образом мезозойскими отложениями. По составу формации и мощностям мезозойских отложений в Главном синклинории можно выделить несколько структурно-формационных зон с различной историей их развития в мезозое (см. рис. 1).

В раннем и среднем триасе на месте Главного синклинория, по-видимому, располагался просто построенный прогиб, в котором накапливались отложения терригенной песчано-глинистой и, возможно, глинисто-сланцевой (аспидной) формации¹. Можно предполагать, что восточная часть прогиба (Прибрежная зона) погружалась менее интенсивно, что было унаследовано от позднего палеозоя (на тенденцию к поднятию в течение позднего палеозоя указывает широкое развитие позднепалеозойской рифовой формации). Однако подтвердить это предположение в настоящее время трудно из-за отрывочности сведений о ранне- и среднетриасовых отложениях.

В конце среднего — начале позднего триаса в пределах Главного синклинория четко обособлялись два участка относительных воздыманий — Прибрежная зона и Татибинская подзона Иманской зоны.

В Прибрежной зоне в позднем триасе накапливались отложения кремнисто-терригенной и рифовой формаций. Не исключено, что позднее, в норийский век, значительная часть Прибрежной зоны превратилась в сушу, с чем связано незначительное распространение в этой зоне норийских отложений. Татибинская подзона Иманской зоны, где можно предполагать наличие поздне триасовых известняков, по-видимому, также испытывала поднятие.

Достоверно установленные ранне- и среднеюрские отложения вблизи границы Прибрежной зоны представлены толщей терригенных пород с поризонтами вулканогенных и кремнистых пород терригенной глинисто-песчаниковой и вулканогенно-кремнисто-терригенной формаций. В более северных частях Главного синклинория (бассейн рек Имана и Татибе) к нижней и средней юре условно относятся толщи терригенных пород с эффузивами среднего (по данным Ю. Н. Размахнина, субщелочного) состава и кремнями терригенной глинисто-песчаниковой, вулканогенно-кремнисто-терригенной и глинисто-сланцевой формаций. В Прибрежной

¹ Автором принята классификация формаций, предложенная Л. И. Красным для тектоно-литологической карты Тихоокеанского подвижного пояса.

зоне к ранней (?) и средней юре относится толща кремнистых пород, песчаников и глинистых сланцев кремнисто-терригенной формации.

Ранне- и среднеюрская эпохи были временем максимального прогибания Сихотэ-Алиньской геосинклинали, когда даже наметившиеся в позднем триасе поднятия, по-видимому, были вовлечены в общее погружение¹.

Верхнеюрские отложения достоверно известны только в междуречье Валинку и Бикина, где к ним относятся песчаники, гравелиты и конгломераты морской терригенной грубообломочной формации. Южнее — в бассейне р. Имана — к верхней юре условно относят толщи песчаников. Распространение грубообломочных отложений точно не выяснено, но имеющиеся данные позволяют считать, что они отсутствуют в бассейне Татибе. Их появление, по-видимому, связано с новыми поднятиями в пределах Татибинской подзоны, которые распространились к востоку в междуречье Валинку и Бикина (Валинкуйская подзона). На других участках Главного синклинория верхнеюрские отложения достоверно не установлены и, по-видимому, включаются в состав нижней и средней юры.

В меловом периоде прогиб Главного синклинория разделится на ряд прогибов и поднятий второго порядка. В валанжине, судя по формациям и мощностям отложений, отчетливо выделялись две зоны поднятия — Прибрежная и Иманская (в основном Татибинская и Валинкуйская подзоны) и две зоны опускания — Верхне-Бикинская и Кемская. После готеривской складчатости Иманская зона расширилась, захватив значительную часть валанжинского прогиба. Осадконакопление в Прибрежной зоне в это время прекратилось, а интенсивность опускания в прогибах (Кемская и Верхне-Бикинская зоны) увеличилась.

После раннемеловой эпохи произошло кратковременное расширение областей опускания, захвативших в сепомане и туроне (?) южную и северную части Иманской зоны. Сенонские отложения геосинклинального типа в Главном синклинории достоверно известны лишь в Верхне-Бикинской зоне, где они образуют еще очень плохо изученную толщу песчано-глинистых пород с пачками конгломератов мощностью до 3000 м. Формационная принадлежность этой толщи не ясна, условно она относится к А. И. Бурдэ к морской молассовой формации.

В позднесенонское время геосинклинальная область Сихотэ-Алиня испытала общую инверсию и превратилась в область завершенной складчатости. В пределах Главного синклинория началось накопление порфировой и лимнической формаций.

С развитием мезозойской геосинклинальной области Сихотэ-Алиня теснейшим образом связана интрузивная деятельность,

¹ Интенсивное прогибание в юрский период характерно для всех геосинклинальных областей юга Дальнего Востока.

в процессе которой сформировался позднемеловой интрузивный комплекс, включающий татибинскую, бачелазскую и приморскую серии интрузии¹.

Интрузии татибинской серии образуют массивы, расположенные преимущественно в зоне Центрального структурного шва, а также в Иманской и Прибрежной зонах. Массивы бачелазской серии интрузий в основном расположены в пределах Кемской и Верхле-Бикинской зон и в Лаулинской подзоне. Вопрос о наличии их в Прибрежной зоне сейчас открыт. Интрузии приморской серии образуют массивы, расположенные главным образом среди эффузивных покровов прибрежной части Приморья.

Приведенные данные о распределении массивов татибинской и бачелазской серий свидетельствуют о том, что они приурочены к определенным структурам. Массивы татибинской серии близки по времени внедрения к эпохе главной складчатости и располагаются в основном в пределах внутригеосинклинальных и отчасти краевых поднятий. Массивы же бачелазской серии являются уже типично постороженными и приурочены преимущественно к краевым частям поднятий. Внутригеосинклинальные прогибы по сравнению с соседними поднятиями вмещают значительно меньшее количество интрузий бачелазской и, по-видимому, лишь редкие интрузии татибинской серии. Интрузии приморской серии связаны уже с развитием области завершенной складчатости. Их размещение контролируется иными тектоническими закономерностями, среди которых главнейшей является приуроченность интрузий к зоне Восточного Сихотэ-Алиньского структурного шва.

Границами Главного синклинория и его структурно-формационных зон служат крупные разломы (см. рис. 1).

Наиболее крупным из числа внутригеосинклинальных разломов является Тетюхинский (Прибрежный) разлом, разграничивающий Прибрежную и Кемскую зоны, который, по данным И. И. Берсенева, заложился в начале мезозоя. Последние движения вдоль него происходили в сеноне. По данным А. И. Бурого, этот разлом представляет зону северо-восточного простирания (40—50°) шириной около 10 км, в пределах которой отмечаются многочисленные разрывные нарушения типа ладвигов и взбросов и оперяющих их сдвигов и сбросов. Зона тетюхинского разлома характеризуется рядом своеобразных черт литологии и стратиграфии мезозойских отложений и развитием своеобразных дислокаций. По данным И. И. Антушевича и Ю. М. Викулова, зона разлома совпадает с полем повышенного градиента силы тяжести с перепадом значений до 15 мгл. Внутри зоны Тетюхинского разлома располагаются небольшие приповерхностные интрузии диоритов и гранитов.

¹ Ю. Н. Размахнин выделяет в пределах Татибинской подзоны позднеюрские интрузии. По мнению А. Н. Бурдэ, выделение этих интрузий пока что недостаточно обосновано, и он включает их в татибинскую серию. Следует отметить, что вопрос о наличии в Главном синклинории раннемеловых (готернских) интрузий, известных на северном Сихотэ-Алине, является в настоящее время также открытым.

На границе Кемской и Иманской зон находится Колумбинский разлом. Движения вдоль него проявлялись в валанжине и прекратились в сеноне. На поверхности этот разлом представляет систему кулисообразно расположенных субпараллельных надвигов и взбросов северо-восточного простирания ($40-50^\circ$) шириной до 2 км. По данным Н. А. Землянова и В. В. Кучука, к зоне разлома приурочено изменение поля силы тяжести с перепадом до 10 мгл. К зоне Колумбинского разлома приурочены редкие небольшие интрузии габбро-диоритов, диоритов и гранитов.

Граница Иманской и Верхне-Бикинской зон в настоящее время менее определена. Е. В. Быковская при изучении позднемеловых эффузивов отметила возможное присутствие и здесь крупного глубинного разлома. В. К. Клюев и Р. Г. Кулинич по наличию интенсивной гравитационной ступени также считают, что этой границей является крупный разлом или система разломов северо-восточного простирания.

Границами подзон Иманской зоны также служат крупные разломы. Из них наиболее изучен Тунацинский разлом, приуроченный к южной границе Татибинской подзоны. По данным А. И. Бурдэ, В. М. Кочкина и В. А. Никогосяна, этот разлом представляет собой систему субпараллельных сбросов, взбросов и реже надвигов шириной до 2 км с субширотным простиранием (от $60-80$ до $100-110^\circ$). При приближении к Тунацинскому разлому простирание складок в Лаулинской подзоне изменяется от $30-50$ до $60-80^\circ$. В западной части вблизи сочленения разлома с Центральным структурным швом вдоль него были внедрены крупные интрузии гранодиоритов и гранитов.

Границами синклиория в целом служат на западе Центральный Сихотэ-Алиньский, а на востоке — Восточный Сихотэ-Алиньский структурные швы. Диагональное расположение этих швов по отношению к простиранию складчатых структур Главного синклиория свидетельствует о том, что крупные подвижки по ним происходили и после складчатости. Центральный шов представляет собой коровый (в понимании В. Е. Хаина) гранитный разлом, разграничивавший внутреннюю и внешние части геосинклинальной области. Восточный шов является периокеаническим разломом, разделяющим области с корой переходного и континентального типов.

Общее направление складчатых структур в Главном синклиории северо-восточное, диагональное к простиранию всего синклиория в целом.

В заключение краткой характеристики Главного синклиория необходимо отметить, что Прибрежная зона, рассмотренная выше как внутригеосинклинальное поднятие мезозойской геосинклинальной области Сихотэ-Алиня, имеет своеобразное геологическое строение по сравнению с другими зонами Главного синклиория. Большая часть этой зоны перекрыта пологозалегающими верхнемеловыми и кайнозойскими вулканогенными толщами, а складчатые

образования обнажаются в изолированных эрозионно-тектонических «окнах». В строении этих складчатых образований участвуют верхнепалеозойские и мезозойские геосинклинальные образования. Верхнепалеозойские отложения такого типа, как в Прибрежной зоне, неизвестны в других зонах Главного синклинория, а состав мезозойских отложений в общем сходен с соответствующими осадками других зон синклинория, отличаясь лишь наличием в верхнем триасе рифовых известняков. Своеобразие геологического строения и положение Прибрежной зоны в области южного (центриклинального) замыкания геосинклинального трога Сихотэ-Алиня позволило ряду исследователей предположить, что Прибрежная зона, возможно, является краевой частью древнего поднятия, ныне погруженного под воды Японского моря, которое в позднем палеозое, триасе и юре было областью сноса.

Особенности внутреннего тектонического строения Главного синклинория и закономерности в проявлении поздне мелового интрузивного магматизма оказали решающее влияние на распределение в его пределах разнообразного, в том числе и оловянного, оруденения, о чем будет сказано ниже.

Бикинская зона на территорию Приморья входит лишь своей небольшой частью. Расположена она к северо-западу от Алчанской зоны. В строении Бикинской зоны принимают участие в основном верхнепалеозойские геосинклинальные отложения. В наложенных на палеозойские породы прогибах развиты породы мезозойского возраста. С точки зрения рудоносности эта зона мало интересна.

Таким образом, в конце мелового периода в результате складчатости, особенно усилившейся к концу турона и продолжавшейся в сеноне, и внедрения многочисленных интрузий поздне мелового комплекса закончился геосинклинальный цикл развития мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня. В последующее время эта область постепенно приобрела известную устойчивость и вместе с ранее консолидированной областью палеозойской складчатости начала превращаться в молодую платформу.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

На завершающем этапе развития складчатой области Сихотэ-Алиня одновременно с регрессией моря резко усилился вулканизм. Сенон-датские вулканиты занимают около 30% всей площади Приморья. Наибольшее развитие вулканиты получили в пределах Прибрежного вулканического пояса и вдоль зоны Южного Сихотэ-Алиньского структурного шва. Небольшие поля вулканистов известны и во многих других районах Приморья.

Сенон-датские вулканиты слагают покровы. Вдоль побережья они смяты в брахискладки с углами падения на крыльях до 40°. С удалением в глубь континента степень нарушенности их уменьшается, и уже на расстоянии 25—30 км от побережья вулканиты

образуют брахискладки и грабен-синклинали с максимальными углами падения на крыльях до 10—15°. Кроме покровов, эти вулканиты слагают также многочисленными пещки и экструзии. Вулканиты прорваны многочисленными, главным образом гранитоидными, интрузиями приморской серии позднемелового интрузивного комплекса.

Меньшим развитием пользуются датские вулканиты, развитые в тех же районах, что и сенон-датские. Общая мощность их в среднем около 1000 м, но местами достигает и 2000 м. Датские эффузивы смяты в пологие брахискладки и разбиты разломами. Степень нарушенности этих эффузивов меньшая, чем у сенон-датских.

Палеогеновые отложения сложены осадочными и вулканогенными породами, выполняющими узкие (до 10 км) тектонические впадины. В различных районах Приморья эти впадины имеют широтное и северо-восточное простирание. Впадины обычно ограничены или односторонними, или двусторонними сбросами, иногда ступенчатыми, реже взбросами.

В неогене наступило значительное ослабление вулканизма, который выразился лишь в излиянии базальтоидов и в выбросах незначительного количества пирокластического материала кислого состава. В это время формировалось сводовое поднятие Сихотэ-Алиня, сопряженно с чем происходили прогибания в области Приханкайской впадины (охватившие почти весь Ханкайский массив) и погружение прибрежной части Приморья.

В четвертичное время вулканизм на территории Приморья прекратился и формирование современного рельефа продолжалось в тектонически спокойных условиях на фоне сравнительно слабых дифференцированных поднятий и опусканий отдельных частей Приморья.

Глава III

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ПРИМОРЬЯ, ИХ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ

Впервые для территории Приморья Г. П. Воларовичем (1935) были намечены четыре металлогенические эпохи, связанные с разновозрастными магматическими циклами. По его представлениям, наиболее древняя эпоха характеризовалась проявлением докембрийского и нижнекембрийского магматизма, в связи с которым развились немногочисленные пегматиты, кварцевые, иногда золотоносные жилы, а также мелкие магнетитовые проявления. В следующую, нижнемеловую эпоху в центральной части области были внедрены интрузии гранитов и граптодиоритов, сопровождаемые кварцевыми жилами, содержащими золото, олово, молибден и мышьяк. Последующая древнетретичная эпоха рассматривалась Г. П. Воларовичем как наиболее продуктивная; многочисленные интрузии так называемых приморских гранитоидов этой эпохи сопровождалась, по его данным, следующими основными ассоциациями рудных минералов: 1) галенит — сфалерит (с серебром, висмутом и кадмием), 2) мавиетит, иногда с шеелитом, касситеритом и сульфидами, 3) пирротин — арсенопирит, 4) арсенопирит — пирит, 5) пирит, 6) молибденит и 7) касситерит с сульфидами. Заключительная палеогеновая эпоха характеризовалась экструзиями липаритов и андезитов, с которыми связаны ртуть, золото и сурьма.

Позднее, в 1948 г., Г. П. Воларович, развивая далее свои представления об истории оруденения Приморья, наметил четыре металлоносных цикла: докембрийский (архей и нижний протерозой), каледонский (верхний протерозой и нижний палеозой), мезозойский с тремя металлоносными эпохами — раннекеммерийский (граница триаса и юры), позднекеммерийской (верхняя юра и нижний мел), ларамийской (верхний мезозой и нижний кайнозой) и альпийской, охватывающей верхнюю половину неогенового и нижнюю часть четвертичного периодов. Для ранне- и позднекеммерийских гранитоидов Г. П. Воларович отметил связь с ними золота и олова, а с завершением ларамийской эпохи связывал об-

разование оловянных, свинцово-цинковых с серебром, мышьяковых и железорудных месторождений.

Металлогенические эпохи были также охарактеризованы Е. А. Радкевич в ее работах, посвященных общим вопросам металлогении и рудоносности Южного Приморья (Радкевич, 1956₂, 1958₂). В истории развития этой территории она выделила пять крупных периодов: древнейший, древний, средний, поздний и новейший. Для этих периодов Е. А. Радкевич дала общую характеристику условий осадконакопления, особенностей развития магматизма и минерализации. Подчеркнув изменчивость характера магматизма и оруденения во времени, она отметила, что «...хотя для всех металлогенических эпох характерны одни и те же элементы — олово, свинец, цинк, золото, однако формы и типы месторождений в разновозрастных комплексах отличные».

Нами при металлогеническом анализе территории Приморья на ряд металлов (олово, свинец, цинк, вольфрам, молибден) принята следующая периодизация в истории геологического развития и эндогенного рудообразования этой территории (табл. 1).

ДОРИФЕЙСКИЕ ЭПОХИ

Эти эпохи охватывают время накопления толщ нижнего (ружнискская и матвеевская свиты) и среднего (тургеневская, пахимовская и татьяновская свиты) протерозоя. Они развиты только на Ханкайском массиве (см. рис. 1), где представлены различными по составу гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами (местами графитизированными), имеющими суммарную мощность около 12 000 м.

Несомненно, что в доверхнепротерозойское время в истории геологического развития Приморья существовали обособленные циклы и стадии, отвечающие и определенным эпохам и этапам минерации. Однако в связи со слабой рудоносностью дорифея мы таких эпох не выделяем.

Дорифейские эпохи охватывают огромный промежуток времени, характеризовавшийся своеобразными геологическими условиями, качественно отличными от условий, которые существовали в более позднее время (палеозой и мезозой).

Об условиях осадконакопления этого времени судить трудно. Однако наличие мощных толщ терригенных (гнейсы, кристаллические сланцы) и карбонатных пород позволяет предполагать о существовании в этот период геосинклинальных условий с достаточно длительным и глубоким прогибанием земной коры. Это прогибание сопровождалось эффузивной деятельностью, о чем свидетельствует наличие амфиболитов, амфиболовых, амфибол-биотитовых и пироксеновых сланцев и гнейсов.

Характерная общая геохимическая особенность толщ дорифея — их повышенная магнизиальность и железистость.

Металлогенетические эпохи Приморья и их оловоносность

Металлогенетические эпохи	Металлогенетические этапы	Осадочные и осадочно-вулканогенные образования	Интрузивные породы	Оловоносность (см. также таблицы 2, 3, 4, 5)
Дорифейские эпохи (нижний и средний протерозой)		Ружинская, матвеевская, тургеневская, нахимовская и татьяновская свиты — мраморы, высокоглиноземистые и силикатно-магнезиальные сланцы и гнейсы, кварциты, амфиболиты, с которыми связаны месторождения и проявления графита, магнетита, силлиманита, вермикулита	Габбро-нориты, амфиболиты, порфиробластические (метасоматические) и анатектоидные граниты, аляскитовые и турмалиновые граниты и пегматиты	Отсутствует
Байкальская эпоха (рифей и нижний кембрий)	Рифейский	Спасская, митрофановская и кабаргинская свиты; насыровская, лузановская и дальневостская толщи — слюдяные и графитистые сланцы, песчаники, кварциты, алевролиты, филлиниты, кремнистые породы, известняки, доломиты, мраморы, эффузивы, туфы и туффиты	Достоверно не установлены	Отсутствует
	Поздней байкальский	Первомайская, березянская, новоярославская, волкушин-	1. Габбро, габбро-диориты и диориты, реже	С вознесенскими гранитами связаны месторож-

	<p>ская, ковалевковская, смольнинская, рудоносная, прохоровская и дмитриевская свиты — известняки, доломиты, кремнистые породы, слюдястые и графитовые сланцы, железистые кварциты, песчаники, с которыми связаны месторождения и проявления железа, марганца, ванадия, фосфора, бокситов, цементного сырья</p>	<p>диорит-монцититы, монцититы, сyenиты и др. 2. Порфиroidные биотитовые граниты, аляски-держаше граниты (вознесенские граниты)</p>	<p>дены и рудопромысловые олова, главным образом силкатно-карбонатной группы, менее — силкатно-кварцевой и силкатно-сульфидной групп</p>
<p>Каледонская эпоха (нижний кембрий — ордовик — силур)</p>	<p>Меркушевская свита, медвежинская толща, реттиховская свита и тамгинская серия — конгломераты, конгломератобрекчия, гравелиты, песчаники, редкие прослой и линзы известняков; возможно, кордонкинская свита — песчаники, сланцы, кремнистые породы, порфириты, туфы, конгломераты</p>	<p>Не установлены</p>	<p>Отсутствует</p>
<p>Герцинская эпоха (силур — девон — карбон — пермь)</p>	<p>Путятинская свита, вангусовская, туловская, маляновская, самаринская свиты, самурская серия, ряслетниковская, послеловская, дунайская, абресская, юзатальская, везувьянская, армяднская, себучарская, панголая, барабашская, пярэзненская, владивостокская; людинзенская, ястребская, угодзинская, издннская свиты, каменушинская и тагбинская толщи и</p>	<p>Среднепалеозойский комплекс: 1. Габбро, габбро-диориты, иногда монцититы, оливиновые габбро и гн-пербазиты 2. Граниты Позднепалеозойский комплекс: 1. Габбро, габбро-диориты, чаще диориты и кварцевые диориты 2. Кварцевые диориты,</p>	<p>Мелкие рудопромыслы, главным образом силкатно-кварцевой группы</p>

Металлогенетические эпохи	Металлогенетические этапы	Осадочные и осадочно-вулканогенные образования	Интрузивные породы	Оловянистость (см. также - таблица 2, 3, 4, 5)
		др. — песчаники, алевролиты, кремнистые и другие сланцы, кремни, спилиты, кварцевые порфиры и порфириды и их туфы, известняки, мраморы, графелиты, конгломераты	гранодиориты, реже граниты и диориты 3. Биотитовые и роговообманковые граниты, реже гранодиориты, граносениты, кварцевые монцитониты, иногда графитонофиры	
Киммерийская (тихоокеанская) эпоха (триас—юра—нижний мел)		Садгородская, песчанкинская, амбинская, перевозининская, монгулайская, тетюхинская, култухинская, шетухинская, делидовская, бонивурская свиты, колумбинская, сянанцинская и осокинская толщи, эрдагуская, горбушинская, ключевская, стасоручанская, северо-сучанская, уктурская, лужинская, таухинская свиты и др. — песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, спилиты, известняки, конгломераты, туфоконогломераты, туффиты, каменные угли	1. Габбро-диориты и их щелочные разновидности — нефелиновые сиедиты, нйолиты и др. Троицкий комплекс: 1. Диориты, кварцевые диориты, реже габбро и габбро-диориты 2. Биотитовые и аляскиновые граниты, граптодиориты 3. Граниты, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, аллиты, гранодиорит-порфиры Татибе-сианцинский комплекс: 1. Лейкократовые, реже биотитовые граниты, иногда платнограниты 2. Мелкозернистые граниты, аллиты	Олово проявлено слабо, главным образом в составе руд месторождений и рудопроявлений других металлов

Альпийская эпоха	<p>Позднемеловой палеогеновый (сихотэ-алинский) этап</p>	<p>Самарская, сияновская, самаргинская, дорофеевская свиты, ольгинская серия, винская толща, богопольская, новопошеевская свиты и др. — кварцевые порфиры и альбитофиры, липаритовые и дацитовые порфиры, фельзиты, дациты, порфириды, туфы, туффиты, туфобрекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли</p>	<p>Татибинская серия: 1. Кварцевые диориты, гранодиориты, моноклинозиты и грауниты Бачелазская серия: 1. Кварцевые диориты, диориты, моноклинозиты и габбро 2. Гранодиориты, реже моноклино-гранодиориты и граниты 3. Граниты Приморская серия: 1. Кварцевые габбро и моноклинозиты 2. Граниты и гранодиориты 3. Аляскитовые граниты</p>	<p>Многочисленные месторождения и рудопроявления силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп</p>
Альпийская эпоха	<p>Неоген-четвертичный этап</p>	<p>Сандуганская, усть-давыдовская, усть-суифунская, шуфанморские, озерные, аллювиальные, лагунные отложения — базалты, андезиты, туфобрекчии, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, лигниты, галечники, пески, глины, диатомиты</p>	<p>Неизвестны</p>	<p>Прибрежно-морские и речные аллювиальные россыли касситерита, в том числе древние (чегановые) россыли, песчаные базальты и лигниты</p>

Магматические образования дорифея проявлены нешироко и изучены в настоящее время слабо. В связи с этим расчленил их на отдельные комплексы пока не представляется возможным. По работам Т. Д. Дубейко, А. З. Лазарева, В. П. Солоненко, З. В. Сидоренко, Н. А. Беляевского, Г. М. Гапеевой, Ю. Я. Громова, Ю. Н. Олейника, Е. П. Леликова, А. М. Смирнова, М. А. Мишкина и других, для дорифейского магматизма характерно широкое развитие процессов гранитизации, палингенеза и фельдшпатизации. Этим обусловлено очень сложное строение интрузивов, имеющих нечеткие границы с вмещающими породами. Среди дорифейских магматических пород выделяются габбро-пориты, амфиболиты, порфиробластические (метасоматические) и анатектоидные граниты, аляскитовые и турмалиновые граниты и пегматиты. Наиболее древние среди них габбро-пориты, имеющие абсолютный возраст 780 млн. лет.

Широким возрастным диапазоном характеризуются пегматиты, абсолютный возраст которых (по валовым пробам) колеблется в пределах 450—890 млн. лет. По-видимому, часть пегматитов Ханкайского массива связана с более молодыми, чем дорифейские, магматическими комплексами.

Вероятно, в конце среднего протерозоя процесс прогибания древней геосинклинальной системы завершился складчатостью.

Полезные ископаемые дорифея сравнительно малочисленны и в целом изучены слабо. В связи с толщами метаморфических пород имеются проявления силлиманита, графита и вермикулита. Слабо проявлено и эндогенное оруденение, бедность которого, очевидно, объясняется тем, что широко выраженные в это время процессы палингенеза вообще неблагоприятны для рудообразования. Среди эндогенных образований пока известны только пегматиты, в пространственной связи с которыми находятся мелкие ореолы рассеяния касситерита и ортита.

БАЙКАЛЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха по времени охватывает верхний протерозой и нижний кембрий. Она включает в себя два различных по степени рудоносности металлогенических этапа (рифейский и позднебайкальский), отвечающих двум стадиям байкальского цикла развития территории Приморья.

Рифейский этап

Рифейский этап соответствует времени накопления толщ верхнего протерозоя. Хотя граница между средним и верхним протерозоем с достаточной определенностью не установлена, различная степень метаморфизма пород дорифея и верхнего протерозоя свидетельствует о седиментационном перерыве. Как показал А. М. Смирнов (1958, 1960), рифейское время ознаменовалось на-

чалом нового геосинклинального цикла, проявленного на больших территориях Дальнего Востока. В Приморье в это время возобновились прогибание и накопление морских геосинклинальных осадков, известных только на Ханкайском массиве (см. рис. 1). Различный состав и мощность толщ верхнего протерозоя в разных частях Ханкайского массива свидетельствует о дифференцированном характере движений уже на ранних стадиях нового геосинклинального цикла. Сложен рифеи преимущественно различными по составу сланцами с подчиненными им песчаниками, карбонатными и кремнистыми породами; имеются также эффузивы, туфы и туффиты.

Достоверных магматических проявлений (кроме отмеченных эффузивов) рифейского этапа на территории Приморья неизвестно. А. М. Смирнов и А. А. Маракушев отмечают, что на прилегающей территории КНР и КНДР в это время были образованы интрузивы гранитоидов.

Полезных ископаемых рифейского этапа в Приморье также неизвестно.

Таким образом, в докембрийский период проявлений оловянного оруденения неизвестно, и перспективы открытия его здесь в связи с геологическими образованиями этого периода маловероятны.

Позднебайкальский этап

Позднебайкальский этап соответствует времени накопления карбонатных и терригенных толщ нижнего кембрия, суммарная мощность которых свыше 6000 м. Стратиграфическое положение границы между рифеем и нижним кембрием в настоящее время не установлено. Одни исследователи предполагают, что этой границе соответствует крупный перерыв в осадконакоплении, другие же считают, что осадконакопление в рифее и нижнем кембрии происходило непрерывно. Последняя точка зрения основана главным образом на одинаковом структурном плане толщ рифея и нижнего кембрия.

Накопления толщ раннего кембрия происходило в условиях расчлененного мелководного бассейна, испытывавшего достаточно интенсивное прогибание. По-видимому, во второй половине раннего кембрия процесс прогибания земной коры сменился подъемом, и осадки рифея и нижнего кембрия были смяты в складки. О проявлении в раннем кембрии крупных тектонических процессов свидетельствует следующее. Верхняя (дмитриевская) свита комплекса рифейско-раннекембрийских типично геосинклинальных осадков перекрывается мощной толщей конгломератов меркушевской свиты. Эти конгломераты, как отмечает Ю. Н. Олейник, «ложатся на известняки дмитриевской свиты, поверхность которых обычно закарстована, что наряду с резкой сменой карбонатных пород на грубообломочные позволяет судить о перерыве в осад-

конакопления после отложения верхнедмитриевской подсвиты» (Геология СССР, т. XXXII). Однако перерыв в осадконакоплении был, по-видимому, кратковременным, так как конгломераты меркушевской свиты содержат фауну нижнего кембрия. И. И. Берселевым и другими в последнее время высказывается мнение о том, что дмитриевская и меркушевская свиты залегают согласно и даже местами дают постепенные переходы. Вероятно, в данном случае в качестве аргумента привлекаются участки со скрытым несогласием между этими свитами. По нашему мнению, столь резкая смена фаций в отложениях дмитриевской и меркушевской свит, локальное развитие последней в межгорной впадине с несомненностью свидетельствуют о наличии перерыва в осадконакоплении между этими свитами и о проявлении перед отложением меркушевской свиты значительных тектонических движений.

Очевидно, близко по времени с этими движениями, смявшими в складки рифейско-раннекембрийский комплекс осадков, было связано внедрение интрузий позднебайкальского комплекса.

В составе этого комплекса выделяются основные и средние по составу гибридные породы (габбро, диориты, реже монцититы и сиениты и др.) и граниты, названные вознесенскими. О нижнепалеозойском возрасте этих пород нет единого мнения. Одни исследователи (А. М. Смирнов, Ю. Г. Иванов, М. А. Мишкин, Е. П. Леликов, А. Ф. Крамчанин) считают, что внедрение их было связано с заключительными этапами байкальской складчатости, другие (И. И. Берселев, Ю. Н. Олейник и др.) утверждают, что они относятся к среднепалеозойскому тектоно-магматическому циклу.

Интрузии этого комплекса наиболее полно развиты в Вознесенской подзоне Ханкайского массива, имеются они также в Спасской подзоне и в северной части Ханкайского массива.

В Спасской подзоне, которая испытала в доскладчатое время максимальное прогибание, интрузии представлены небольшими трещинными телами ультрабазитов, с которыми здесь связаны метасоматические залежи тальково-магнетитовых пород, проявления хризотил-асбеста, хрома, никеля и кобальта.

В северной части Ханкайского массива Е. П. Леликовым и А. Ф. Крамчаниным к рифейско-нижекембрийскому комплексу отнесены Кабаргникская, Красненская, Орловская и ряд других мелких интрузий биотитовых, иногда грейзенизированных гранитов.

В Вознесенской подзоне, где интрузии позднебайкальского комплекса развиты наиболее полно и где с ними связано разнообразное эндогенное, в том числе и оловянное, оруденение, они изучались М. Г. Руб, М. П. Материковым, Ю. Г. Ивановым и др. Результаты этих исследований опубликованы в ряде работ (Руб, 1956^{1, 2}, 1958, 1960^{2, 4}; Ю. Иванов, 1961, 1962; Материков, 1960^{2, 3}, 1961, 1964²).

Наиболее рашими здесь в составе комплекса являются интрузии средних и основных пород, возникшие в результате ассими-

ляции гранитной магмой (в нижнем структурном ярусе) известняков и других богатых железом и магнием пород. В составе интрузий наиболее широко развиты диориты и габбро, реже — сиециты, диорит-монциты, монциты, кварцевые диориты. Характерными особенностями указанных пород являются: быстрая смена одних петрографических разновидностей другими, резкие изменения структур и текстур, неравномерное распределение темпоцветных минералов, неравновесные минеральные ассоциации (например, присутствие калиевого полевого шпата совместно с битовшином или пироксеном), резкие колебания химического состава пород со значительными отклонениями от средних типов соответствующих пород по Делли. Для этих пород характерно также высокое содержание кальция и магния, резко превышающее содержание этих элементов в средних типах пород по Делли. Все это и позволило М. Г. Руб и другим исследователям высказать мнение о происхождении этих пород в результате глубокой ассимиляции гранитной магмой карбонатных и других пород, богатых кальцием, магнием и железом.

Рассматриваемые породы сопровождаются разнообразными жильными образованиями, среди которых М. Г. Руб выделяет гранит-порфиры, кварцевые монцитит-порфиры, сферолитовые микрогранофиры, баркевикитовые и диабазовые порфириты. Чаще они залегают в интрузивах, реже — в их экзоконтактах. На основании детальных исследований М. Г. Руб отмечает, что дайки этих пород несут отчетливые следы гибридности, но выраженного слабее, чем в самих интрузивных породах, с которыми они генетически связаны.

Более поздними в составе рассматриваемого комплекса являются так называемые вознесенские граниты, слагающие мелкие интрузивные тела площадью от первых сотен квадратных метров до 10—15 км². Эти граниты из числа всех древних магматических образований Приморья наиболее интересны и важны в металлогеническом отношении. В южной части Ханкайского массива с ними связан богатый и разнообразный по составу комплекс рудной минерализации, включающий и олово.

В составе всех интрузивных тел преобладают среднезернистые биотитовые граниты, сменяющиеся в эндоконтактах порфировидными гранитами. Менее развиты аляскиновые и турмалиносодержащие граниты; местами на контактах с известняками отмечаются плагиограниты. Наиболее распространенные биотитовые граниты по составу близки к среднему типу гранитов, отличаясь от них повышенной щелочностью и небольшим количеством оксидов кальция и магния. Характерные аксессуарные элементы этих гранитов — Ba, Be, Zn, V, Rb, B, F, Sn, Ga, Pb.

Для вознесенских гранитов чрезвычайно характерно широкое проявление грейзенизации, охватывающей как сами граниты, так и вмещающие породы. М. Г. Руб (1957₂, 1960_{2,4}) выделяет два этапа грейзенизации. Первый этап проявился почти во всей массе

гранитов и выражен в мусковитизации биотита, замещении полевых шпатов кварцем и мелкочешуйчатой слюдкой, новообразованиями небольшого количества турмалина, флюорита, топаза и касситерита. Грейзенизация второго этапа проявилась локально, но более интенсивно. Она связана уже с собственно рудным процессом, и некоторые тела грейзенов по содержанию того или иного компонента (касситерита, вольфрамита и др.) могут представлять собой рудные тела. Кроме грейзенизированных гранитов М. Г. Руб выделяет следующие типы грейзенов: кварцевые, топазовые, турмалиновые, флюоритовые и ряд переходных между ними разновидностей.

Жильная серия вознесенских гранитов представлена дайками, сложнейшими мелкозернистыми и порфиroidными биотитовыми гранитами, аплитами и гранит-порфирами. Кроме того, вознесенские граниты секутся большим количеством даек средних и основных пород, которые, вероятно, завершают формирование рассматриваемого комплекса пород.

С интрузиями вознесенских гранитов связана разнообразная рудная минерализация, наиболее полно проявленная в пределах Вознесенской подзоны. Наличие подобной минерализации вполне вероятно и в некоторых других структурах Ханкайского массива (Вакский и Шмаковский антиклинории Лесозаводской подзоны).

В пределах Вознесенской подзоны в связи с вознесенскими гранитами были образованы месторождения и проявления олова, свинца, флюорита, вольфрама и некоторых других полезных ископаемых.

Характерная особенность постмагматических образований, связанных с вознесенскими гранитами, — многообразие минеральных типов рудной минерализации, генетически тесно связанных и пространственно совмещенных. Главными типами эндогенных образований здесь являются:

1. Вольфрам-оловорудные грейзенового и топазо-кварцевого типов.
2. Вольфрам-оловорудные кварцевого типа.
3. Все типы оруденения силикатно-карбонатной группы оловорудных месторождений.
4. Полиметаллические с молибденом, индием, золотом и серебром.

Оруденение перечисленных типов обычно локализовано в известняках, реже в сланцах и в самих вознесенских гранитах.

Оловорудные проявления рассматриваемого металлогенического этапа отличаются многими особенностями, связанными с формированием их в карбонатной среде и присутствием в рудоносных растворах высоких концентраций фтора и бора.

Основными особенностями оловорудной минерализации, связанной с вознесенскими гранитами, являются следующие:

1. Месторождения и рудопроявления олова пространственно всегда связаны с интрузивами вознесенских гранитов.

2. Оловянная минерализация проявляется в составе генетически единого рудного комплекса, включающего кроме олова также месторождения железа, флюорита, цинка, свинца и некоторых редких металлов.

3. Широкое проявление олова в составе скарновых образований; оловоносные скарны при этом, однако, не дают промышленно ценных скоплений.

4. Сложная общая морфология оловорудных тел с не менее сложным внутренним строением рудоносных зон.

5. Своеобразные окологорудные изменения.

6. Характерный минеральный состав отдельных типов оловянных руд, выражающийся в широком развитии бор- и фторсодержащих минералов.

Таким образом, позднебайкальский металлогенический этап наиболее древний в Приморье. Он включает достаточно многочисленные проявления олова, развитого в комплексе с рядом других металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Потенциальные возможности этого этапа в отношении олова еще далеко не исчерпаны известными в настоящее время оловорудными месторождениями и проявлениями.

КАЛЕДОНСКАЯ ЭПОХА

Каледонская эпоха, по представлениям автора, охватывает время со второй половины раннего кембрия до силура. В связи со слабой изученностью этот период является пока наименее ясным отрезком в геологической истории развития Приморья. А. М. Смирнов (1963) отмечает, что каледонский геотектонический этап вообще в Тихоокеанском сегменте не имеет самостоятельного значения, так как заключительные стадии байкальского цикла здесь приходятся на нижний кембрий, а с силура уже начинается герцинский цикл. Каледонский этап включает здесь, таким образом, часть нижнего, средний и верхний кембрий, ордовик и, возможно, часть силура.

В эту эпоху в Приморье, главным образом на Ханкайском массиве, был сформирован специфичный кембрийско-силурийский комплекс грубообломочных и терригенных пород, включающий меркушевскую свиту, медвежинскую толщу, реттиховскую свиту и тамгинскую серию. Представляется, что в Приморье в результате позднебайкальской складчатости и поднятия Ханкайский массив превратился в арену преимущественно эрозионной деятельности. Продукты эрозии выносились за пределы Ханкайского массива, и лишь только в Спасской подзоне, представлявшей в это время, очевидно, межгорную впадину, не утратившую связи с морем, шло накопление грубообломочных пород меркушевской свиты, затем терригенных осадков медвежинской толщи и реттиховской свиты. Процесс осадконакопления в это время проходил и в северной части Ханкайского массива, где были сформированы в ос-

новом терригенные осадки тамгинской серии, состав которых включает силурийскую флору (плауновидные).

По-видимому, к каледонской же эпохе относится накопление осадков кордонкинской свиты, возраст которой по фауне определяется от позднего ордовика до раннего девона. Эта свита развита в западной части Ханкайского массива (Гродековская подзона) и представлена песчано-кремнистыми, песчано-глинистыми и туфоэффузивными образованиями, которые регионально метаморфизованы до фации зеленых сланцев. Нижняя граница этой свиты не установлена. Сверху на пей с размывом залегают верхнепермские отложения.

Достоверных магматических проявлений каледонской эпохи в Приморье неизвестно, так же как и эндогенных полезных ископаемых. Из числа проявлений экзогенных полезных ископаемых может быть упомянуто золото в меркушевских конгломератах (Ю. Г. Иванов, 1962₁, 1963₂). В толще этих же конгломератов не исключена возможность наличия древних оловоносных конгломератов, источником питания которых могли быть коренные месторождения позднебайкальского металлогенического этапа. На это, в частности, указывают находки Н. А. Беляевского в 1955 г. юго-восточнее с. Дмитриевки в составе конгломератов обломков грейзенов, содержащих касситерит.

ГЕРЦИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Герцинская металлогеническая эпоха охватывает период от силура до поздней перми, местами до раннего триаса.

Осадконакопление этой эпохи началось близко одновременно в двух крупных прогибах субмеридионального простирания. Западный из этих прогибов, получивший, по А. М. Смирнову, название Лаоелин-Добринского, отделялся от Восточного Сихотэ-Алиньского эвгеосинклинального прогиба сравнительно узким поднятием, включавшим современный Ханкайский массив, краевые части которого, вероятно, также подвергались частичному опусканию (Смирнов, 1963). Указанное поднятие протягивалось на юг примерно до широты г. Владивостока. Западный прогиб на территорию Приморья входил лишь своей небольшой восточной частью, которая на схеме тектонического районирования И. И. Берсенева выделяется как Западно-Приморская зона герцинской складчатости.

В этой зоне начало рассматриваемой эпохи отмечается среднепалеозойскими отложениями, представленными краевой толщей (мусковит-биотит-кварцевые сланцы с прослоями амфиболитов и слюдистых кварцитов), развитой в Краевской подзоне, и карбонатно-эффузивной толщей, развитой в Хасанской подзоне. Обе толщи с несогласием перекрываются морскими и континентальными пермскими отложениями, представленными песчаниками,

алевролитами, глинистыми сланцами, кислыми и средними эффузивами, содержащими линзы известняков.

С начала перми между Ханкайским массивом и Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня на отколовшейся от Ханкайского массива краевой части начался процесс прогибания Даубихинской зоны, который закончился лишь в конце триаса. В этой зоне развились пермские прибрежно-морские, морские и континентальные триасовые и меловые отложения.

Южно-Приморская зона в герцинскую эпоху прошла сложный путь развития. Доскладчатые образования этой эпохи здесь представлены среднепалеозойскими (путятинская свита и вангоуская серия) морскими отложениями геосинклинального типа, прорванными среднепалеозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов. Эти отложения с резким угловым несогласием перекрываются складчатыми и послескладчатыми континентальными и прибрежно-морскими отложениями пермского возраста (дунайская, поспеловская, абресская и юзагольская свиты), представленными терригенными, вулканогенными, местами рифогенными формациями.

В области геосинклинальной зоны Сихотэ-Алиня осадочные и осадочно-эффузивные образования герцинской металлогенической эпохи наиболее полно представлены в Главном антиклинории и Прибрежной зоне. В области антиклинория это морские типично геосинклинальные образования, включающие обширный комплекс в основном алюмосиликатных пород (различных сланцев, песчаников, алевролитов, кремнистых пород, средних и основных эффузивов). Для Прибрежной зоны очень характерно появление в составе осадков верхней перми морских карбонатно-терригенных отложений, которые впоследствии оказали существенное влияние на локализацию свинцово-цинковых и других рудных месторождений.

В ранней перми на территории Приморья произошли интенсивные тектонические движения, которые привели к раскалыванию ранее консолидированных структур. В результате этих движений были заложены Синкайский и Западный Сихотэ-Алиньский структурные швы, по которым от Ханкайского массива были отделены Даубихинская и Алчанская зоны. В это же время движения происходили и по Южному Сихотэ-Алиньскому шву, отделявшему Ханкайский массив от Южно-Приморской зоны. Начавшееся прогибание Даубихинской, Алчанской и Южно-Приморской зон сопровождалось накоплением осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а затем терригенных прибрежно-морских и континентальных осадков.

Мощные тектонические движения, сопровождавшиеся магматизмом (позднепалеозойский комплекс), охватившие всю территорию Приморья, проявились затем во второй половине поздней перми. В результате этой тектоно-магматической стадии вся западная часть Приморья, включающая Ханкайский массив, Алчан-

скую, Южно-Приморскую и Западно-Приморскую зоны, была консолидирована и причленена к древним структурам Китая.

В области Сихотэ-Алиня интрузивный магматизм этого цикла не проявился, и в последующее время в течение всего мезозоя в этой области сохранились геосинклинальные условия.

Магматические образования герцинской эпохи, как было отмечено, в области Сихотэ-Алиня распространения не получили, но зато широко развиты на Ханкайском массиве, в Западно-Приморской и Южно-Приморской зонах. Возможно, это является следствием различной природы геосинклинальных прогибов. Так, если Сихотэ-Алиньская зона имела, вероятно, первично геосинклинальную природу, то Западно-Приморская и Южно-Приморская зоны, несомненно, имеют вторично геосинклинальную природу, развившись на байкальском основании. Прогибание этих зон, по-видимому, происходило по системам глубинных расколов земной коры, которые с одной стороны вызывали активизацию вещества верхней мантии Земли, приводившую к возникновению тепловых потоков, генерировавших при своем подъеме очаги гранитоидной магмы, а с другой — эти разломы могли служить хорошими путями подъема магмы в верхние части земной коры, давшей в конце концов широко развитые здесь эффузивные и интрузивные породы.

Проявление магматизма устанавливается как с ранними, так и с поздними стадиями герцинской эпохи. Выделяются два интрузивных комплекса — среднепалеозойский и позднепалеозойский.

Среднепалеозойский комплекс интрузивных пород наиболее широко развит в пределах Ханкайского массива, в Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах, в меньшей степени — в Дауби-хинской и Алчанской зонах и, вероятно, в южной части Главного антиклинория.

Породы рассматриваемого комплекса с той или иной степенью детальности в разное время изучались В. И. Козловым, И. А. Преображенским, В. З. Скороходом, А. З. Лазаревым, П. С. Бернштейном, М. П. Материковым, З. В. Сидоренко, Н. А. Беляевским, П. Н. Кропоткиным, М. Г. Руб, Ю. Я. Громовым, Б. И. Васильевым, И. К. Пушиным, Е. П. Леликовым и др. Несмотря на большое количество исследований, многие вопросы среднепалеозойского магматизма до сих пор остаются неразрешенными. Нет единого мнения о количестве интрузивных комплексов и фаз в среднем палеозое, их объеме, времени внедрения и распространения.

В настоящее время в составе этого комплекса могут быть выделены две интрузивные фазы, наиболее полно проявленные на Ханкайском массиве и в Южно-Приморской зоне. Первая фаза представлена интрузиями средних и основных пород, пользующихся в общем ограниченным распространением. Ко второй фазе относятся крупные интрузии гранитоидов, составляющих основной объем этого комплекса.

Средние и основные породы первой фазы представлены кварцевыми роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми диоритами, габбро-диоритами, габбро, иногда монзонитами, оливиновыми габбро и гипербазитами. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. Наиболее основные различия при этом развиты в центральных частях интрузивов.

Интрузивные породы первой фазы сопровождаются жильными образованиями, выраженными (в порядке количественной распространенности) спессартитами, диабазовыми порфиритами и граюдиорит-порфирами. Эти породы слагают дайки мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров и длиной по простиранию иногда до нескольких километров.

Интрузивные породы второй фазы среднепалеозойского комплекса представлены крупными массивами (Тафуинским, Таудинским, Тинканским, Шмаковским, Гродековским и рядом других) гранитоидов. Для последних характерно широкое развитие в них постмагматических преобразований, выражающихся в замещении первичных минералов микроклином и мусковитом и реже альбитом и кварцем. В сложении массивов наибольшее участие принимают биотитовые граниты и плагиограниты, связанные постепенными переходами без каких-либо закономерностей в размещении их внутри массивов. Иногда широкое развитие получают пегматоидные различия (бухта Средняя), также дающие постепенные переходы к нормальным гранитам. В краевых частях массивов развиваются граюдиориты, реже диориты. В бассейне р. Сучана ряд мелких массивов сложен мусковитовыми и двуслюдяными гранитами.

Характерным для этих гранитов является также широкое развитие катакластических структур и зон мylonитизации.

По химическому составу граниты относятся к ряду пересыщенных глиноземом, богатых кремнеземом и щелочами пород.

В качестве элементов-примесей в них присутствуют: Ga, V, Be, Sn, Bi, Co, Ni, Sr, Ba, Zr, Pb, Cu, Ti, Cr.

Жильная серия гранитов представлена дайками, сложенными обычно мелкозернистыми биотитовыми гранитами, пегматитами и гранит-порфирами.

Интрузии позднепалеозойского комплекса наиболее распространены в Южно-Приморской, Западно-Приморской и Даубихинской зонах. Небольшие массивы гранитоидов этого комплекса известны также в пределах Ханкайского массива, Главного антиклинария и Бикинской зоны.

Породы этого комплекса изучались М. Г. Руб., Б. И. Васильевым, Ю. Б. Евлановым, И. К. Пуцциным, Ю. Н. Размахниным, Н. М. Органовой и др.

Интрузии рассматриваемого комплекса выражены образованиями трех фаз, которые проявляются во всех вышеупомянутых зонах, однако не для каждой из них с полной достоверностью картируются интрузии всех трех фаз.

В наиболее изученной Западно-Приморской зоне интрузии первой фазы позднепалеозойского комплекса состоят из пород среднего состава, а второй и третьей — пород гранитоидного состава.

Небольшие массивы первой интрузивной фазы сложены диоритами и кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными переходами. В других зонах (Южно-Приморская) в составе интрузивов первой фазы присутствуют и более основные породы — габбро-диориты и габбро. Характерные элементы-примеси пород этой фазы — Ba, Ga, Ti и Cu.

Интрузивные породы второй фазы образуют в Западно-Приморской зоне более крупные массивы, вытянутые согласно с пространством верхнепалеозойских толщ. Сложены эти массивы главным образом кварцевыми диоритами и гранодиоритами и в меньшей степени — гранитами и диоритами. Граниты при этом характерны для внутренних частей массивов, а диориты — для их апикальных частей. Изредка среди массивов встречаются пегматоидные и слабо турмалинизированные граниты. Характерные элементы-примеси пород этой фазы — Be, Sr, Cu, Pb, Ti, Cr, Ni, Co, изредка V, Zr.

Массивы пород третьей фазы сложены биотитовыми, биотитроговообманковыми и роговообманковыми гранитами и подчиненными им гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми монцонитами; иногда отмечаются граюфиры.

Жильные породы рассматриваемого комплекса были образованы в заключительный этап верхнепалеозойского интрузивного магматизма. Среди них выделяются дайки первого и второго этапов. Дайки первого этапа представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами и пегматитами. В сложении даек второго этапа принимают участие диоритовые порфириты, спессартиты, диабазовые порфириты и диабазы.

Своеобразен состав пород позднепалеозойского комплекса, развитого в южной части Ханкайского массива. Здесь Ю. С. Липкиным выделены три фазы. К первой из них относятся небольшие интрузии граносиенитов, сиенитов, дацитовых порфиритов, гранодиоритов и других пород. Мелкие лакколиты, штоки и дайки второй фазы сложены гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзитами, микрогранофирами. И, наконец, породы третьей фазы представлены в основном биотитовыми гранитами, слагающими более крупные интрузии, чем породы второй фазы. Следует отметить, что выделение Ю. С. Липкиным указанного комплекса пород и отнесение его к позднему палеозою мало обосновано. Скорее всего эти породы являются жильными дериватами более древних магматических комплексов (нижнепалеозойского и среднепалеозойского).

Герцинские гранитоиды в значительной степени переработали древние формации Ханкайского массива, которые среди крупных интрузивов этих гранитондов сохранились в виде в различной сте-

пери гранитизированных ксенолитов и отдельных блоков. Наиболее крупные интрузивы герцинских гранитоидов на Ханкайском массиве внедрились вдоль Вознесенской подзоны и Шмаковского антиклинория, расчленив при этом массив на две части — северную и южную.

Эндогенная минерализация герцинской металлогенической эпохи в общем проявилась относительно слабо. Среди эндогенных полезных ископаемых здесь известны пегматиты, иногда слабо оловяносные, мелкие проявления олова в основном касситерит-кварцевой формации, свинцово-цинковые проявления скарновой формации, золотосные скарны, а также иногда проявления молибдена и вольфрама кварцевой и скарновой формаций; имеются неизученные проявления меди (вероятно, меднопорфировой формации); широко развито золото в мелких россыпях; отмечаются единичные находки платины. Из нерудных эндогенных полезных ископаемых известны проявления асбеста.

Таким образом, герцинская металлогеническая эпоха не дает существенных проявлений олова и других эндогенных полезных ископаемых. Перспективы ее в отношении олова по совокупности имеющихся данных следует считать ограниченными. Основной причиной бедности геологических формаций герцинской эпохи эндогенными полезными ископаемыми, по-видимому, является глубокий современный эрозийный срез соответствующих магматических образований, в результате чего от эрозии сохранились лишь корневые части, возможно, некогда богатых рудоносных зон.

КИММЕРИЙСКАЯ (ТИХООКЕАНСКАЯ) ЭПОХА

Тихоокеанская металлогеническая эпоха охватывает время накопления толщ триаса, юры и нижнего, местами низов верхнего мела. Это важнейшая эпоха в формировании современной структуры Приморья.

На консолидированных в результате позднепалеозойского тектоно-магматического цикла структурах западной части Приморья в течение мезозоя сохранился режим поднятия. Осадконакопление здесь происходило главным образом в двух наложенных прогибах — Суйфунском и Сучано-Судзухинском и в меньшей степени — в краевых частях Ханкайского массива, в Даубихинской и Алчанской зонах. Осадконакопление на этих участках происходило в условиях мелководных морских бассейнов или в континентальных условиях при спокойной тектонической обстановке. В результате этого мезозойские осадки залегают здесь без угловых несогласий, несмотря на ряд стратиграфических перерывов.

В остальной части Приморья в течение рассматриваемой эпохи сохранились геосинклинальные условия. В мезозое здесь происходило накопление флишеидных, терригенных, кремнистых, частично вулканогенных и карбонатных формаций.

Граница рассматриваемой эпохи с предшествующей герцинской эпохой большинством исследователей относится к первой половине триаса. Однако открытие в ряде районов внешней части геосинклинальной области раннетриасовых пород, залегающих согласно на позднепермских (В. Н. Силантьев, А. А. Асипов, Б. И. Васильев и др.), и выявление среднетриасовых (и, возможно, нижнетриасовых) пород в ее внутренней части (А. И. Бурого, Ю. И. Гурулев и др.) показывает, что значительный перерыв между этими эпохами, по-видимому, отсутствовал. Наиболее надежный признак для установления границы между тихоокеанской и герцинской эпохами — изменение формационного состава отложений. Изучение вертикальных рядов формаций для различных районов Сихотэ-Алиня позволило А. И. Бурдэ показать, что в различных его частях изменение формационных рядов происходит по-разному и неодновременно. Во внутренней части геосинклинальной области мезозойский цикл осадконакопления служит продолжением позднепалеозойского, геосинклинальный режим на границе, по-видимому, не прерывался, а граница отмечается сменой пермской вулканогенно-кремнисто-терригенной формации позднепермской терригенной глинисто-песчаниковой формацией, непосредственно продолжавшейся в раннем мезозое. Наиболее отчетливо конец позднепалеозойского цикла отмечается в пределах Главного синклипория, где он фиксируется сменой флишоидной формации молассовой формацией и резким угловым несогласием.

Во внешней части геосинклинальной области, в конце позднепалеозойского цикла осадконакопления появляются позднепермские базальт-андезит-липаритовая и молассовая и триасовая параличская угленосная формации, отмечающие орогенный этап позднепалеозойского цикла. Начало мезозойского цикла осадконакопления здесь отмечено юрской терригенной песчано-глинистой формацией на юге Приморья и перерывом в течение большей части юры в западном Приморье. Таким образом, позднепалеозойский цикл ранее всего закончился во внутренней части геосинклинальной области Сихотэ-Алиня, а во внешней части конец его захватывает весь триас.

Верхняя граница тихоокеанской эпохи с более молодой сихотэ-алиньской эпохой соответствует времени проявления главной фазы мезозойской складчатости (турон — начало сенона), которая завершила формирование складчатой мезозойской структуры Сихотэ-Алиня.

Тектонический режим тихоокеанской эпохи в Приморье был весьма неустойчивым, что приводило то к сужению, то к значительному расширению областей с морскими условиями осадконакопления. По имеющимся данным, несогласия внутри этой эпохи устанавливаются между верхней пермью и триасом, между средней и верхней юрой и между нижним и верхним мелом.

Магматизм рассматриваемой эпохи, характеризующей ранние и средние стадии развития мезозойской геосинклинальной области

Сихотэ-Алиня, до последнего времени служит предметом дискуссии. Наиболее общепризнанным является лишь выделение комплекса габброидов, габбро-диоритов и их щелочных разновидностей — нефелиновых сиенитов, ийолитов и некоторых других. Небольшое количество интрузий, сложенных этими породами, известно только в Главном антиклинории, где они представлены небольшими телами (до 10 км²), вытянутыми согласно с вмещающими их верхнепалеозойскими породами (Кокшаровский, Погский и ряд других). М. Г. Руб, Б. Л. Залищак и другие генетически связывают эти породы с формированием среднеюрских базальтоидов. С рассматриваемым комплексом пород связано своеобразное редкометальное и редкоземельное оруденение, проявленное в небольшом масштабе (Руб, 1960з; Залищак и др. 1960).

Кроме комплекса щелочных пород, Ю. Н. Размахнин и др. (1967^{1,2}) относят к юрским выделенные им троицкий и татибе-сианчинский интрузивные комплексы. И. И. Берсенев и др. (XXXII т. «Геология СССР») отнесли оба этих комплекса к позднепалеозойским образованиям. Хотя обе эти точки зрения о возрастном положении данных комплексов и не подкреплены бесспорными доказательствами, автору представляется более обоснованной точка зрения Ю. Н. Размахнина о среднемезозойском (по-видимому, доверхнеюрском) возрасте этих комплексов. При недостатке для решения этого вопроса чисто геологических данных привлекает внимание металлогеническая специализация рассматриваемых комплексов, особенно татибе-сианчинского, отличная как от типичных средне-, позднепалеозойских интрузий, так и от широко развитых позднемеловых интрузий. Для пород этих комплексов наиболее типична связь с ними вольфрама (шеелитовая скарниевая формация), в меньшей степени — железа, свинца и цинка (магнетитовая и галенит-сфалеритовая скарниевые формации), а также золота и меди. Примечательно почти полное отсутствие олова в постмагматических образованиях троицкого и татибе-сианчинского комплексов, что было в свое время подчеркнуто Ю. Н. Размахниным (1959).

За пределами Приморского края рассматриваемые гранитоиды, по-видимому, близки раннемеловым гранитоидам удской серии, развитым в хребтах Становом и Джугджуре, с которыми связывается свинцово-цинковое, медное, вольфрамовое, редкоземельное оруденение и, вероятно, золото («Геология СССР», т. XIX, 1966), а также верхнеамурскому комплексу, который проявился на северной окраине Буреинского массива (Радкевич, Чеботарев, Усенко, 1966).

Троицкий комплекс, по данным Ю. Н. Размахнина, В. М. Чмырева, А. А. Вржосека и других, развит в районах, относящихся к завершённой в палеозое складчатости, т. е. за пределами мезозойского прогиба Сихотэ-Алиня. Интрузивные образования этого

комплекса локализованы в пределах крупных разломов коры — Западного Сихотэ-Алиньского, Спикайского и Южного Сихотэ-Алиньского структурных швов и др.

В зоне Западного Сихотэ-Алиньского структурного шва и Тахолинского разлома, по данным Ю. Н. Размахнина, в составе Троицкого комплекса выделяются четыре интрузивные фазы:

1. Мелкие штокообразные тела и дайки диоритов, кварцевых диоритов, сиенитов, реже габбро-диоритов и габбро.

2. Массивы мелко- и среднезернистых биотитовых лейкократовых и аляскитовых гранитов с подфазой биотит-роговообманковых гранодиоритов, слагающих небольшие участки в гранитах.

3. Штоки и дайки мелко- и среднезернистых гранитов, гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров, фельзит-порфиоров, аплитов, граптодиорит-порфиоров.

4. Дайки диоритовых порфиритов и лампрофиоров (спессаритов).

На юге Приморского края А. А. Вржосек и В. М. Чмырев указывают на следующую последовательность формирования троицкого комплекса:

первая фаза — крупные массивы кварцевых роговообманково-биотитовых диоритов и гранодиоритов;

вторая фаза — роговообманково-биотитовые граниты;

третья фаза — лейкократовые граниты и граносиениты;

четвертая фаза — дайковый комплекс.

К числу своеобразных петрохимических особенностей троицких гранитоидов, по Ю. Н. Размахнину, относится резко пониженное содержание в их составе полевошпатовой извести и магнезии, сильное пересыщение глиноземом и большое количество свободного кремнезема. Для них также характерен интенсивный щелочно-кислотный метасоматоз, выражающийся в широком развитии вторичных кварца и калиевого полевого шпата и иногда альбита, биотита и реже актинолита. Для поздней щелочной стадии метасоматоза иногда устанавливается новообразование гидрослюд яблочно-зеленого цвета.

Как показали исследования Ю. Н. Размахнина, характерные для троицких гранитоидов метасоматические преобразования широко проявляются и в различных по составу вмещающих породах. Последние в результате изменения характеризуются новообразованиями полевых шпатов и различных темноцветных минералов. Этот процесс изменения вмещающих пород был назван Ю. Н. Размахниным порфиризацией и описан им в ряде работ (1962, 1963, 1966, 1967₂). Не останавливаясь на характеристике этого процесса, следует отметить, что, по мнению Ю. Н. Размахнина, порфиризация пород была обусловлена так называемыми сквозьмагматическими растворами (в понимании Д. С. Коржинского), которые обладали высокой проникающей способностью, сопровождавшейся метасоматической переработкой больших масс пород, сквозь ко-

торые они просачивались. Сами троюккие гранитоиды рассматриваются им при этом как частная форма проявления этих растворов-расплавов.

Троюккие граниты сопровождаются свинцово-цинковой минерализацией, местами заключающей небольшое количество олова и некоторых редких металлов.

С порфиризованными породами (зонами альбитизации и прокварцевания) местами связаны золото, ртуть, некоторые редкие металлы и вторичные кварциты.

Другой, татибе-сианчинский интрузивный комплекс, относимый Ю. М. Размахниным к юре, а И. И. Берсеневым и другими — к позднему палеозою, проявился главным образом в пределах Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. Интрузии этого комплекса, представленные главным образом гранитными породами, распространены на отрезке шва от р. Бикина на севере до р. Тудо-Вака на юге. Отдельные интрузии имеют площадь до 150—200 км². По данным Ю. Н. Размахнина, граниты рассматриваемого комплекса представлены лейкократовыми, реже биотитовыми среднезернистыми менее мелкозернистыми породами, иногда плагиогранитами.

Акцессорные минералы этих пород представлены флюоритом, апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, ильменитом, магнетитом, изредка гранатом; встречаются также молибденит, топаз, сфен, арсенопирит, пирит, халькопирит, анатаз, реже касситерит, галенит, сфалерит и висмутин.

Для пород в целом характерен катаклиз и местами достаточно интенсивные постмагматические изменения (альбитизация, сиенизация, грейзенизация и образование серицит-кварцевых пород). С кварцево-сланцевыми грейзенами местами связана незначительная оловоносность (ключи Начальный, Ветвистый и др.), а с серицит-кварцевыми породами, известными, например, в Мадянском массиве, в массиве кл. Второго Санчихезского, по данным В. А. Никогосяна, связано проявление золота и молибдена.

К числу петрохимических особенностей татибе-сианчинских гранитов относятся их пересыщенность глиноземом и повышенная щелочность.

Ю. Н. Размахнин (1967) отмечает, что среди этих гранитов иногда встречаются дополнительные интрузии мелкозернистых гранитов, слагающих секущие жилы и штоки. Среди жильных образований отмечены также аплиты и реже пегматиты.

В отличие от позднемиловых гранитоидов последующей металлогенической эпохи гранитам татибе-сианчинского комплекса не свойственно развитие крупных надинтрузивных ореолов контактовоизмененных пород. Лишь изредка эти ореолы достигают ширины от 0,5—1 до 3 км. Контактные изменения при этом выражаются в ороговивании, реже — кварцитизации вмещающих пород или в образовании кварцево-сланцевых сланцев.

Как уже отмечалось выше, с татибе-синопчинскими гранитами в зоне Центрального структурного шва связан главным образом вольфрам (шеелитовая скарновая формация), сопровождающийся золотом, медью и примесью никеля.

Таким образом, киммерийская (тихоокеанская) металлогеническая эпоха, отвечающая в Приморье начальным и средним этапам развития Сихотэ-Алиньской складчатой области, характеризуется своеобразным магматизмом и специфичной металлогенией. Своеобразие магматизма заключается в относительно небольших его масштабах, что выражается в отсутствии крупных батолитовых интрузий, характерных для средних стадий развития других складчатых областей, проявлении магматизма за пределами собственно мезозойской складчатой зоны Сихотэ-Алиня и в повышенной щелочности магматических пород. Магматические проявления рассматриваемой эпохи, как показывает анализ их пространственного размещения, формировались в структурах «геосинклинальной рамы», где существовали относительно спокойные тектонические условия, благоприятные для дифференциального накопления щелочей в соответствующих магматических расплавах. По-видимому, этим и объясняется повышенная щелочность гранитоидов тихоокеанской эпохи.

Характер эндогенного оруденения, связанного с интрузивными породами этой эпохи, является более или менее представительным для средних этапов развития складчатых областей. Наиболее яркий показатель этого — главенствующее значение в Приморье для киммерийской эпохи вольфрамового оруденения шеелитовой скарновой формации. Олово же в составе постмагматических продуктов тихоокеанской эпохи проявляется лишь в виде очень незначительной примеси.

АЛЬПИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха является заключительной и вместе с тем наиболее продуктивной эпохой в развитии эндогенного, особенно оловянного, оруденения. Приморья. Она включает два обособленных металлогенических этапа: позднемеловой-палеогеновый и неоген-четвертичный.

Позднемеловой — палеогеновый (сихотэ-алиньский) этап

Рассматриваемый этап по времени охватывает сенозанданий и, по-видимому, палеоген. В течение этого этапа в Приморье проявилась интенсивная позднемезозойская тектоно-магматическая стадия, сопровождавшаяся обильным оловянным и другими типами оруденения. В результате движений этого времени крупные массы земной коры по системе надвигов (тетюхинский и др.) испытали перемещение с юга-востока на северо-запад. Одновременно мощные толщи геосинклинальных осадков Главного синклинория

были смяты в крутые, часто опрокинутые и надвинутые складки северо-восточного простирания. В Главном антиклинории в это время были образованы складки также северо-восточного простирания, осложнившие складчатые структуры позднепалеозойского времени. В результате позднепалеозойские осадки здесь были очень сложно дислоцированы и нарушены многочисленными разрывами, среди которых большую роль играют левосторонние сдвиги.

В области консолидированных структур западных районов Приморья движения эти проявились в образовании разломов и в значительной складчатости (короблении) мезозойских осадков. Вблизи разломов осадки местами оказались смятыми в крутые складки, осложненные многочисленными разрывами.

Мощные тектонические движения данного времени завершились внедрением многочисленных интрузий в основном гранитоидного состава, локализовавшихся в толщах мезозоя и палеозоя главным образом к востоку от Даубихинского разлома. По крупным структурным швам они проникли в краевые части Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны.

Интрузивный магматизм сопровождался вулканизмом, который проявился вдоль крупных расколов земной коры, особенно интенсивно — в прибрежной полосе Японского моря, где мощность эффузивов достигает 6000 м. Излияние эффузивов здесь связано с Береговым (по Е. А. Радкевич), или Восточным Сихотэ-Алиньским, разломом, (структурным швом), отграничивающим материк от впадины Японского моря.

В других районах Приморья эффузивные образования сихотэ-алиньской эпохи распространены значительно меньше. Участки накопления их контролировались крупными разрывами, расположенными по границам основных тектонических структур Приморья.

Излияние эффузивов сихотэ-алиньской эпохи произошло в три цикла: сепон-датский, палеоценовый и эоцен-олигоценый. Каждый цикл начинался излиянием лав основного и среднего состава и заканчивался излиянием лав кислого состава. Этот процесс сопровождался накоплением в прилегающих районах толщ пирокластических пород.

Субвулканические тела и вулканические аппараты рассматриваемого этапа, по данным Е. В. Быковской, В. В. Ветренникова, В. А. Кигай, В. И. Котляра, Р. Е. Остроумова, Н. С. Подгорной, М. Г. Руб, Б. А. Соколова, М. А. Фаворской и других, представляют изометричные или несколько вытянутые штоки с крутыми извилистыми контактами, с размерами в поперечнике в пределах 100—3000 м. Сложены они чаще всего массивными лавовыми породами, которые в связи с многофазностью формирования неков имеют разный состав — от андезитов до липаритов. Некии, сложенные эруптивными брекчиями, встречаются редко.

Позднемеловой и палеогеновый вулканизм в Приморье проявился в разнообразных типах извержений. Среди вулканических

аппаратов выделяются маары, вулканические хребты, куполовидные, конусовидные и щитовидные вулканы. Для некоторых вулканов часто отмечаются побочные каналы, продукты извержений которых имели более основной состав, чем продукты извержений главных каналов.

Для отдельных субвулканических тел (вулкан Светлый Отвод и др.) намечается тенденция к переходу на глубине в интрузивные массивы. По-видимому, некоторые вулканы имели непосредственную связь с магматическими камерами соответствующих интрузий и располагались над ними. Поэтому вулканические аппараты, представляющие собой в этих случаях своеобразные отдушины для магматических эманацій, могут являться благоприятными геологическими структурами для локализации эндогенного оруденения. Подобные структуры установлены на некоторых оловянных и полиметаллических проявлениях Приморья.

Интрузивная деятельность сихотэ-алиньской эпохи, как и эффузивная, была многофазной. Позднемеловой интрузивный комплекс этой эпохи имеет в Приморье важное металлогеническое значение. Именно с развитием его связано большинство известных здесь рудных, в том числе и оловянных, месторождений. В изучении этого сложного и широко проявленного комплекса принимали участие многие геологи: Я. Д. Готман, М. А. Фаворская, Ф. К. Шипулин, М. Г. Руб, В. К. Путинцев, З. В. Сидоренко, Э. П. Изох, А. А. Асипов, Н. А. Беляевский, И. И. Берсенев, А. И. Бурдэ, Б. И. Васильев, Ю. Я. Громов, Е. Д. Касьян, В. В. Ветренников, Ф. Р. Лихт, Ю. Н. Размахнин, В. И. Рыбалко, А. И. Савченко, С. М. Тащи, В. И. Фрейдин, Б. Я. Черныш и многие другие.

В настоящее время в составе позднемелового интрузивного комплекса выделяют три разновозрастные интрузивные серии: татибинскую (сенон?), бачелазскую (сенон — даний) и приморскую (даний). Первые две серии раньше относились к сенон — дату и объединялись под общим названием позднемеловых интрузий. Приморская же серия (так называемые приморские гранитоиды) ранее считалась палеоцен-эоценовой. Отнесение ее в настоящее время к данию обусловлено изменением представлений о возрасте вмещающих породы этой серии эффузивных толщ. В составе каждой из упомянутых серий выделяется ряд последовательных интрузивных фаз, сопровождающихся комплексом жильных дериватов.

Татибинская интрузивная серия. Интрузии этой серии развиты в основном в зонах Западного и Центрального структурных швов Сихотэ-Алиня (см. рис. 1), а также в краевых частях Главного антиклинория и Главного синклинория, прилегающих к Центральному шву. Отдельные интрузии татибинской серии известны в Южно-Приморской зоне. Характерно, что в Главном синклинории интрузии данной серии получили преимущественное развитие лишь

в зонах внутригеосинклинальных поднятий (Иманская и Прибрежная зоны).

В составе татибинской серии выделяются две фазы. Первая из них представлена интрузиями кварцевых диоритов, монцитит-диоритов и граюдиоритов, вторая — интрузиями граюдиоритов и гранитов.

К числу наиболее известных и изученных массивов татибинской серии относятся Пиданский, Синегорский, Вангоуский, Байлазский, Вакский, Самурский и другие, а также многочисленные более мелкие интрузии, которые, очевидно, генетически связаны с крупными массивами, так как располагаются в непосредственной близости от последних.

По тектоническим условиям локализации интрузий татибинской серии выделяются два взаимосвязанных перехода типа: интрузии, приуроченные к зонам крупных разломов, и интрузии, положение которых определяется складчатыми структурами. Интрузии, приуроченные к зонам разломов, имеют удлиненную форму, крутые контакты и относительно небольшую площадь поперечного сечения (до 100—150 км²). Интрузии, связанные со складчатыми структурами, имеют более или менее плоскую кровлю, крутые или средней крутизны контакты, иногда близкие к наклону пластов вмещающих пород, и значительно большие размеры, чем интрузии первого типа (до 300—400 км²).

Интрузии второго типа часто образуют цепочки различного простирания. Эти цепочки, по мнению многих исследователей, соответствуют слепым разломам, не проявленным в верхнем структурном этаже.

По сравнению со средними типами пород по Дели породы татибинской серии обогащены кремнеземом и магнием при пониженном содержании глинозема, окисного железа и кальция. Сумма щелочей в этих породах близка к сумме щелочей в средних породах. Однако для пород всей серии характерно преобладание натрия над калием.

В числе прочих характерными аксессуарными минералами пород татибинской серии являются: ортит, флюорит, шеелит, вольфрамит, молибденит и золото.

По времени проявления татибинская серия близко сопряжена с началом формирования мощной вулканоплутогенной формации. Однако с достоверностью соотношение этой серии с эффузивами не установлено.

Бачелазская интрузивная серия. Пространственное распространение интрузий бачелазской серии в общем совпадает с распределением интрузий татибинской серии. Иногда интрузии этих двух серий образуют единые массивы (Ямутинзский, Вангоуский и др.). Вместе с тем устанавливается, что интрузии рассматриваемой серии основное развитие получили в пределах Главного синклинория, хотя они известны и в Главном антиклинории, в зоне

Центрального шва, а также в Южно-Приморской и Даубихинской зонах.

К наиболее известным и изученным массивам бачелазской серии относятся: Березовский, Сестринский, Ямутицзинский, Улупгинский, Евлампиевский, Исаковский, Лево-Арминский, Средне-Арминский, Араратский, Лампахезский, Марьяновский, Успенский и др.

Для многих участков развития пород бачелазской серии устанавливается последовательное внедрение пород разного состава в три фазы, не считая последующего внедрения жильных пород. В первую фазу образуются кварцевые диориты, диориты, монцониитоиды и габбро, во вторую — гранодиориты, реже монцониито-гранодиориты и граниты и в третью — граниты. Характерно частое слияние двух последних фаз в одну с образованием переходных пород.

В разных тектонических зонах Приморья образования бачелазской серии являются различными, что выражается в полноте развития серии, составе пород отдельных фаз и характере экзоконтактовых изменений.

В наиболее полном объеме бачелазская серия проявилась в Главном синклинории, где развиты самостоятельные интрузии всех интрузивных фаз, внутри которых в свою очередь выделяются подфазы.

Для северной части Главного синклинория (бассейны рек Бикина и Арму) Э. П. Изохом установлена следующая последовательность внедрения интрузий: 1 — кварцевые диориты, 2 — монцониито-гранодиориты, 3 — порфиоровидные роговообманково-биотитовые граниты, крупно-, средне- и мелкозернистые биотитовые граниты и аляскиты, 4 — послегранитовые дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров и 5 — дайки диабазов и спессартитов (Изох, 1957).

В главном антиклинории и в зоне Центрального шва диориты и монцонииты первой фазы пользуются ограниченным распространением, а гранодиориты второй фазы обычно сливаются с гранитами третьей фазы.

По направлению с запада на восток состав пород бачелазской серии в разных тектонических зонах Приморья меняется. В Даубихинской зоне при отсутствии монцониитов граниты и гранодиориты распространены примерно одинаково; в Главном антиклинории наиболее распространены гранодиориты и биотит-амфиболовые граниты; в Главном синклинории широко развиты монцониитоиды и биотитовые граниты.

По химическому составу породы бачелазской серии по сравнению со средними составами соответствующих пород по Дели обогащены калием и обеднены натрием при примерно одинаковом содержании суммы щелочей. Для интрузий Главного синклинория устанавливается общее обеднение кремнеземом и обогащение глиноземом и магнием, а для интрузий Центрального шва — обогащение кремнеземом и обеднение глиноземом и магнием. Интрузии

Южно-Приморской и Даубихинской зон занимают промежуточное положение. А. И. Бурдэ эти различия объясняет различными структурными условиями становления интрузий. Он считает, что интрузии Главного синклиория, формируясь внутри складчатых структур, в процессе эволюции контаминируются песчано-глинистыми породами и в связи с этим обогащаются глиноземом. В то же время интрузии Центрального шва, внедряясь по крупным разломам, имеют меньшую продолжительность эволюции и не успевают подвергнуться существенной контаминации. Промежуточный состав пород других зон А. И. Бурдэ объясняет тем, что при формировании интрузий этих зон внутри складчатых структур, очевидно, большую роль при проникновении магмы имели разломы. Обычный пестрый состав интрузий бачелазской серии определяется многофазностью их становления с проявлением интрузивных пород от основных и средних до кислых по составу. В связи с этим Э. П. Изох, А. И. Бурдэ и другие отмечают, что основная тенденция в развитии позднемелового магматизма состоит в закономерном и последовательном изменении состава магм от основных к кислым в процессе самого магмообразования в глубинном магматическом очаге.

Приморская интрузивная серия. Интрузии этой серии, по данным многих исследователей, формировались уже в послескладчатую эпоху при тектоническом режиме, свойственном только что стабилизированным складчатым областям (неоднократное возникновение разломов различной ориентировки и глубины заложения, дифференциальные движения по этим разломам глыб и блоков разных размеров), при интенсивной вулканической деятельности. В отличие от татибинской и бачелазской серий приморская интрузивная серия генетически тесно связана с вулканогенными породами, образуя единые вулканоплутонические формации различного состава и условий образования.

По своему характеру интрузии приморской серии разделяются на две формации: интрузии малых глубин и приповерхностные интрузии.

Распространение интрузий малых глубин контролируется Восточным Сихотэ-Алиньским швом и опережающими его разрывами. В связи с этим они приурочены главным образом к прибрежной полосе эффузивов и лишь частично проникают в зону Главного синклиория.

Приповерхностные интрузии распространены в основном в Прибрежном антиклиории и Главном синклиории, где они связаны с зоной Центрального структурного шва; менее развиты они в прибрежной полосе эффузивов.

В составе интрузий малых глубин обычно выделяются три последовательно возникших комплекса пород: 1 — кварцевые габбро и моноклиниты, 2 — нормальные граниты и гранодиориты и 3 — аляскиновые граниты. Породы ранней фазы (габброиды) нередко слагают самостоятельные массивы простого состава.

Приповерхностные интрузии обычно являются простыми по составу.

Интрузивные массивы приморской серии сопровождаются сериями даек, приуроченных или к самим массивам, или к их экзоконтактовым зонам. Состав даек специфичен для каждой из фаз сложных интрузивных массивов. Менее всего жильная серия связана с интрузиями габбро и монцитонитов. С этими породами проявились лишь немногочисленные дайки габбро-пегматитов. С интрузиями нормальных гранитов и гранодиоритов связаны дайки спессартитов и аплитов. С поздними аляскитовыми гранитами проявлены дайки аплитов, отличающиеся от более ранних интенсивной розовой окраской. Наконец, в заключительный этап внедряются многочисленные дайки гранит-порфиоров и фельзит-порфиоров и следующие за ними дайки габбро-порфиритов и диорит-порфиритов нескольких генераций.

В пределах рудных полей некоторых рудных районов, по данным В. А. Баскиной, А. И. Бурдэ, В. В. Ветрешикова, В. П. Полохова и других, проявились интрузии аляскитовых гранит-порфиоров, краевые и апикальные части которых обладают структурами, характерными для субвулканических и даже эффузивных образований. Эти интрузии представляют близповерхностные аналоги аляскитовых интрузий малых глубин.

Исследователи интрузий приморской серии отмечают, что для указанных выше двух формаций устанавливается ряд общих особенностей состава пород и строения массивов, хотя достоверных данных об их возрастном соотношении не имеется. Основное различие между ними заключается в глубине застывания массивов. Интрузии малых глубин формируются на глубинах, измеряемых первыми километрами, в то время как приповерхностные интрузии имеют ничтожную глубину формирования, вплоть до непосредственного излияния магмы на поверхность.

Размеры интрузий приморской серии различные. Наиболее крупные из них — интрузии нормальных гранитов (до 3000 км²); интрузии монцитонитов и аляскитов в поперечнике не превышают 3—5 км. По форме интрузии представляют собой штоки или интрузивные залежи, которые в прибрежной полосе эффузивов часто приурочены к границам осадочных и вулканогенных свит или к границам эффузивных толщ разного состава.

По представлениям М. А. Фаворской, интрузии ряда монцитонитов — граниты — аляскиты, развитые в Прибрежной полосе эффузивов, генетически связаны между собой. Они возникли в результате глубинной ассимиляции магмой нормального гранитного состава интрузивных и эффузивных пород повышенной основности. Интрузии же габбро и диоритов являются интрузивными аналогами андезитов самаргинской свиты.

Интрузии приповерхностной фации, как уже отмечалось, в отличие от интрузий малых глубин чаще сложены однообразными по составу породами (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, дио-

риты, диорит-порфириты, монзонит-порфиры). Они небольших размеров (до 1—3 км в поперечнике), характеризуются резко выраженными зонами закалки, где породы приобретают эффузивный облик, и порфиroidными структурами слагающих их пород.

По данным В. А. Баскиной, В. Н. Полохова, А. И. Бурдэ и других, для интрузий приповерхностной фации характерно развитие интенсивных ореолов ороговикования, биотитизации и турмалинизации вмещающих пород. Формы приповерхностных интрузий разнообразны. Часто удается наблюдать непосредственные переходы от жерловин и даек к покровам.

Сходны с интрузивными породами приморской серии корни различных субэффузивных образований. Однако при детальном исследовании удается установить, что субэффузивные образования отличаются от соответствующих интрузий приповерхностной фации бедностью аксессуарными минералами, слабым контактовым воздействием и особенностями состава, который для субэффузивных разностей сходен с составом регионально распространенных эффузивов соответствующего возраста.

Рассмотренные кратко серии и формации позднемеловых интрузий характеризуются специфичной металлогенической специализацией.

С породами ранних фаз татибинской и бачелазской серий, представленных главным образом основными и средними по составу породами, оруденение обычно не проявляется. Характерные для этих пород элементы-примеси (шкель, кобальт и хром) интересны лишь с геохимической точки зрения. Комплексы же гранитоидных интрузий этих серий рудоносны. С ними генетически и парагенетически связано разнообразное, в том числе и оловянное, оруденение. Именно это оруденение определяет основной металлогенический фон Приморья. Металлогеническая специализация гранитоидов татибинской и бачелазской серий различна. Кроме того, различия в характере оруденения устанавливаются и в зависимости от тектонической позиции гранитоидных интрузий соответствующих серий.

Слабо изученным в металлогеническом отношении гранитоидам ранней татибинской серии свойственна связь с ними вольфрама, молибдена и золота. Такая специализация интрузий подчеркивается составом типичных для них аксессуарных минералов, среди которых преобладают ортит, флюорит, шеелит, вольфрамит, молибденит и золото.

Гранитоиды более поздней бачелазской серии характеризуются преимущественной связью с ними оловянного оруденения. Вместе с оловом в одних случаях ассоциируются вольфрам, молибден и некоторые редкие металлы, а в других — сульфиды свинца, цинка, меди и других металлов.

Многочисленные рудные проявления, связанные с гранитоидными интрузиями обеих серий, локализуются либо в их апикальных частях, либо в зонах экзоконтактов. Интрузии гранитоидов

при этом обычно сопровождаются широко развитой рассеянной постмагматической минерализацией, представленной грейзенами, а также прожилками разного состава (кварцевыми, турмалиновыми, хлоритовыми, сульфидными и смешанного состава).

Интрузивы гранитоидов рассматриваемых серий, как отмечалось выше, локализируются в различной тектонической обстановке, чем обусловлен и различный характер связанной с ними рудной минерализации.

С гранитоидами, приуроченными к разрывным структурам, генетически и пространственно тесно ассоциируется разнообразное оруденение, относящееся в основном к кварцевой формации, а именно месторождения и проявления касситерит-кварцевого, вольфрамит-кварцевого, шеелит-кварцевого и молибденит-кварцевого типов.

В связи же с гранитоидами, относящимися к складчатым структурам, кроме проявлений кварцевой формации, широко развивается оруденение касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, имеющее важное практическое значение.

Рудоносность верхнемеловых гранитоидов не везде одинакова. Так, в Южно-Приморской зоне, по А. И. Бурдэ, большинство интрузивов этих пород безрудные. Для зоны Центрального структурного шва рудоносность гранитоидов как будто бы убывает в южном направлении. Наибольшее же число месторождений и проявлений, связанных с верхнемеловым магматизмом, известно в северной части Приморья (бассейн рек Арму, Татибе, верховья р. Бикина, среднего течения р. Имана), где наиболее широко распространены интрузивы монцонитоидов.

Следует сказать, что такие представления А. И. Бурдэ о степени рудоносности верхнемеловых интрузивных пород вряд ли обоснованны. Скорее эти эмпирические данные объясняются более слабой изученностью, например, Южно-Приморской зоны, чем безрудным характером развитых здесь верхнемеловых гранитоидов.

Региональные закономерности в размещении оруденения, связанного с гранитоидами татибинской и бачелазской серий, определяются также приуроченностью их интрузивов к определенным тектоническим структурам.

Так, с интрузивами, приуроченными к зоне Центрального структурного шва, связано оруденение в основном кварцевого типа с оловом, вольфрамом, молибденом и другими металлами. С удалением же от этого шва к востоку состав оруденения усложняется. Преобладающим здесь становится оруденение касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций (Главный синклиорий). Связь этого оруденения с магматическими породами уже устанавливается только по косвенным признакам, так как оно обычно не обнаруживает такой тесной пространственной связи с соответствующими интрузиями, как это наблюдается в зоне Центрального структурного шва. В удалении же от последнего,

внутри Главного синклиория, закономерная локализация оруденения определяется тем, что интрузии татибинской серии приурочены в основном к внутригеосинклинальным поднятиям (Прибрежная и Иманская зоны), интрузии бачелазской серии локализуются в краевых частях этих поднятий, в то время как внутригеосинклинальные прогибы вмещают лишь редкие интрузивные тела.

Своеобразную металлогеническую специализацию имеют интрузии и наиболее поздней (приморской) интрузивной серии. Как уже отмечалось выше, среди этих интрузий выделяются интрузии малых глубин, приуроченные главным образом к прибрежной полосе эффузивов, и приповерхностные интрузии, развитые в основном в Главном синклиории и в Прибрежной зоне. Для тех и других максимум оруденения связывается с наиболее поздними проявлениями интрузивной серии, поэтому оруденение часто во времени переплетается с различными жильными породами.

С интрузиями малых глубин приморской серии парагенетически связано молибденовое (молибденит-кварцевая формация), свинцово-цинковое (скарповая и жильная формации) и магнетитовое (скарповая формация) оруденение. Олово для этих интрузий не характерно. В качестве незначительной примеси оно устанавливается лишь в свинцово-цинковых и магнетитовых проявлениях.

Для Тетюхинского рудного района В. А. Кигаи установила, что молибден связан лишь с ранними фазами интрузий и в поздних кислых дифференциатах отсутствует. Олово свойственно лишь отдельным обособленным магматическим очагам. Его накопление начинается в конце эволюции ранних магматических фаз и продолжается в течение более длительного времени, чем накопление молибдена. Свинец и цинк широко распространены во всех гранитоидах района, являясь производными единого магматического очага. Отделяются свинец и цинк на поздних стадиях развития этого очага из его глубоко залегающих остаточных расплавов.

Для приповерхностных же интрузий приморской серии характерна связь с ними различных типов оловянного оруденения, локализованного в зоне Центрального структурного шва и в Главном синклиории. Оловянное оруденение, вероятно, связано здесь с единым магматическим очагом. Оно проявляется на поздних стадиях развития этого очага, следуя за небольшими интрузиями аляскитов, обогащенных калием и кремнеземом. К этим же интрузиям приурочено проявление ртутного оруденения.

Заканчивая на этом краткую характеристику сихотэ-алиньского металлогенического этапа, следует еще раз подчеркнуть, что именно этот этап явился наиболее продуктивным в отношении оловянного и другого эндогенного оруденения. Он дал многочисленные и разнообразные по типам проявления олова, свинца, цинка и других полезных ископаемых, которые получили преимущественное развитие в пределах мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня.

Неоген-четвертичный этап

В неогене на территории Приморья резко сократились масштабы вулканических процессов, проявившиеся лишь в излиянии базальтоидов и в выбросах незначительного количества кислых туфов. Одновременно были прекращены тектонические подвижки, носившие в предыдущую эпоху в основном блоковый характер. В это же время начинается сводовое воздымание Сихотэ-Алиня, достигшее вертикального размаха 700—800 и, возможно, более метров. Е. А. Радкевич отмечает в связи с этим, что «... в наиболее эродированной осевой части поднятия в современном эрозионном срезе проявляются относительно глубинные магматические рудные комплексы вплоть до пегматитов. С другой стороны, в Прибрежной зоне, не испытавшей значительных вертикальных перемещений, предохранились от эрозии и типичные близповерхностные месторождения, достигавшие своими верхними частями в момент рудообразования глубины первых сотен метров» (Радкевич, 1958₂).

На фоне существенного воздымания Сихотэ-Алиня и поднятия Восточно-Маньчжурской горной страны еще в меловой период началось опускание Ханкайского массива, на месте которого в конце концов образовалась крупная межгорная впадина, заполнявшаяся континентальными галечниками суйфунской свиты.

В четвертичное время вулканическая деятельность на территории Приморья прекратилась, но проявление ее отмечается на сопредельной территории КНР и КНДР.

И. И. Берсенев отмечает начавшееся в четвертичный период смещение к западу — в сторону материка оси сводового поднятия Сихотэ-Алиня и оси прогибания Приханкайской впадины, что устанавливается по шалюлю подводных долин, ингрессией моря в речные долины, рiasовым характером побережья, а также перехватом реками восточного склона Сихотэ-Алиня рек бассейна р. Амура (Берсенев, 1959).

С современными прибрежно-морскими и речными аллювиальными отложениями связаны небольшие россыпи касситерита, золота, ильменита. Вместе с тем имеются и древние (неогеновые) россыпные месторождения, которые перекрываются базальтами.

Наиболее характерные для Приморья коренные оловорудные месторождения касситерит-сульфидной формации мало благоприятны как источники россыпей, особенно те из них, которые располагаются на восточных склонах хр. Сихотэ-Алинь с его узкими, плохо разработанными долинами. Однако на возможность наличия связанных с ними россыпей давно уже указывал М. П. Материки (1947).

Более благоприятны проявления касситерит-силикатной формации, богатые агрегатными скоплениями касситерита. Однако и они, как правило, находятся в неблагоприятных геоморфологиче-

ских условиях осевой части хребта и его восточных склонов, вследствие чего размеры связанных с ними россыпей невелики.

Перспективны в отношении россыпной оловоносности районы, прилегающие к Центральному структурному шву, где широко развиты проявления касситерит-кварцевой формации, в том числе и штокверковые. Здесь выявлен ряд небольших делювиальных и аллювиальных россыпей, источником лучшей из которых служит рассеянная грейзеновая и прожилковая минерализация в гранитах.

Наиболее благоприятны для формирования россыпей в геоморфологическом отношении западные районы Приморья, где и выявлены самые значительные россыпи. Кроме современных аллювиальных россыпей, здесь известны россыпи, перекрытые мезогеновыми базальтами, а также россыпи, перекрытые пластами бурых углей и лигнитов. В этих районах развития карбонатных толщ и выровненных форм рельефа с мощными глинистыми наносами, как это отмечает М. П. Материков, следует провести работы на выявление делювиально-пролювиальных россыпей типа района Гэдзю в Южном Китае. Опробование таких россыпей, содержащих тонкозернистый касситерит в плотных глинах, невозможно производить лотковым способом, который только и применялся в Приморье до последнего времени (Материков, 1960₂, 1961).

Геоморфологические условия в Приморском крае разнообразны и сложны. Изучение их в конкретных рамках перспективных районов — необходимое условие успеха поисков россыпей. В частности, в приосевой части хр. Сихотэ-Алинь, где располагаются наиболее крупные оловорудные месторождения, должно учитываться быстрое перемещение водораздельной линии на запад, очевидно, сопровождаемое отрывом россыпей от своих коренных источников. В западной части края также отмечается реконструкция речной сети, связанная, в частности, с заполнением долин потоками базальтов. Здесь могут быть широко распространены погребенные россыпи.

Глава IV

ФОРМАЦИИ И ТИПЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

Приморье располагается в пределах азиатского сектора Тихоокеанского рудного пояса, где размещается огромное количество оловорудных месторождений. Этот пояс занимает первое место в мировой добыче олова. На территории Приморья оловорудные месторождения и проявления составляют основной металлогенический фон, усложняемый проявлениями других металлов и эндогенного нерудного минерального сырья, которые иногда образуют единые генетические комплексы с оловом, а в других случаях проявляются самостоятельно.

Оловорудная минерализация Приморья чрезвычайно многообразна по составу, текстурно-структурным особенностям руд, характеру околорудных изменений и связей с интрузивными, субвулканическими и дайковыми образованиями. Это многообразие обусловлено проявлением оловорудной минерализации в различной геолого-структурной обстановке и в связи с различными этапами геосинклинального и субплатформенного развития этой территории. Большое значение в этом отношении имеет и проявление оловорудной минерализации среди различных по составу вмещающих пород — алюмосиликатных (осадочные, изверженные и эффузивные породы) и карбонатных (известняки, доломиты). Определенное влияние на весь облик эндогенной металлогении Приморья оказало то, что во всем цикле развития Сихотэ-Алиньской геосинклинали наиболее существенные магматические процессы проявились только на заключительной стадии развития этой геосинклинали и в период, когда она уже стабилизировалась в молодую платформу (геосинклиналь типа Д, по В. И. Смирнову, 1965). Какое-то влияние на особенности металлогении Приморья, несомненно, оказало и положение его территории в зоне перехода земной коры континентального типа в земную кору океанического типа. Может быть, именно это обстоятельство служит причиной

своеобразия металлогении в целом всего Тихоокеанского рудного пояса.

На территории Приморья отмечаются как обычные типы и формации месторождений и проявлений олова, широко развитые в других оловорудных провинциях мира, так и своеобразные типы оруденения, особенно те из них, которые проявлены в карбонатной вмещающей среде. Изучение последних на примере Приморья и привлечение к этому вопросу материалов по некоторым отечественным и зарубежным оловорудным провинциям позволило М. П. Материкову по-иному поставить вопрос о перспективах оловоносности районов, в геологическом строении которых существенную роль играют толщи карбонатных пород. Показательны в этом отношении районы Средней Азии, которые, согласно последней сводке М. П. Материкова и других, получили положительную перспективную оценку на олово, хотя до этого перспективы Средней Азии по олову в целом оценивались отрицательно (Материков, 1960₂; 1961, 1964₁).

Среди многочисленных генетических типов и формаций олова главное значение в Приморье принадлежит оруденению силикатно-сульфидной группы. Существенно подчиненное значение имеет оруденение других генетических групп (силикатно-кварцевой и силикатно-карбонатной). В частности, проявления силикатно-кварцевой группы (хотя местами и многочисленные) в большинстве своем оказываются мелких размеров или же при больших запасах характеризуются низким содержанием олова. Более крупные проявления силикатно-карбонатной группы в связи с малым развитием карбонатных толщ пользуются локальным распространением. Относительно редкие россыпи оловяного камня также в основном представлены мелкими объектами.

Сравнительная степень оловоносности отдельных структурно-металлогенических зон Приморья показана в табл. 2.

В истории металлогенического развития Приморья олово принадлежит к числу сквозных металлов, проявляясь в той или другой степени почти во всех металлогенических эпохах. Представленные о степени оловоносности отдельных металлогенических эпох дают цифры, приведенные в табл. 3.

По составу вмещающих пород общее число месторождений и проявлений олова в Приморье распределяется следующим образом (табл. 4).

За основу рассмотрения генетических групп, формаций и минеральных типов оловорудных месторождений и рудопроявлений Приморья нами принят последний вариант классификации оловорудных месторождений, предложенный М. П. Материковым (1964₂). В этой классификации М. П. Материков, развивая классификацию оловорудных месторождений, основы которой были созданы С. С. Смирновым, О. Д. Левицким и Е. А. Радкевич, выделяет три генетические группы оловорудных месторождений: силикатно-кварцевую, силикатно-карбонатную и силикатно-сульфидную

Таблица 2

Сравнительная степень оловоносности металлогенических зон
Приморья (в % к общему числу соответственно месторождений
и рудопроявлений)

Металлогенические зоны и подзоны	Месторож-дений	Рудопрояв-лений
Гродековская	—	3,5
Ханкайская	8,0	17,4
Даубихинская	3,2	0,8
Южно-Приморская	—	3,9
Центральная	3,2	12,7
Алчанская	—	—
Нижне-Бикинская	—	—
Главная	85,6	61,7
Бикинская	—	4,3
Иманская	20,6	22,1
Кемская	14,3	4,6
Прибрежная:		
Западная часть	26,9	11,7
Восточная часть	23,8	19,0

Таблица 3

Сравнительная степень оловоносности отдельных металлогенических эпох
Приморья (в % к общему числу соответственно месторождений
и рудопроявлений)

Металлогенические эпохи	Месторож-дений	Рудопрояв-лений
Дорифейские	—	—
Байкальская	—	—
Рифейский этап	—	—
Позднебайкальский этап	5,9	12,5
Каледонская	—	—
Герцинская	2,0	29,5
Киммерийская (Тихоокеанская)	—	—
Альпийская	—	—
Сихотэ-Алиньский этап	92,1	58,0
Неоген-четвертичный этап	—	—

с характерными для каждой группы формациями и минеральными типами оловорудных месторождений. В соответствии с конкретными материалами по Приморью ниже будет приведена краткая характеристика генетических групп, формаций и минеральных типов оловорудных месторождений и проявлений. Общее распределение проявлений олова Приморья по генетическим группам, формациям и типам приведено в табл. 5.

Таблица 4

Распределение месторождений и рудопроявлений олова Приморья по составу вмещающих пород (в % к общему числу соответственно месторождений и рудопроявлений)

Металлогенические зоны и подзоны	Число месторождений и проявлений, приуроченных к				
	карбонатным породам	алюмосиликатным породам, в том числе			
		осадочным, г. о. песчаносланцевым	изверженным, г. о. гранитоидам	эффузивам, г. о. кислым	
Гродековская	—	0,3	2,5	—	
Ханкайская	5,3	4,0	5,9	0,3	
Даубихинская	—	1,2	—	—	
Южно-Приморская	—	1,6	1,2	0,3	
Центральная	0,3	4,4	5,6	0,6	
Алчанская	}	Месторождений и рудопроявлений олова не выявлено			
Нижне-Бикинская		—	2,5	—	0,9
Главная		—	18,4	3,1	0,3
Бикинская		—	6,6	—	—
Иманская		—	—	—	—
Кемская	}	Месторождений и рудопроявлений олова не выявлено			
Прибрежная:		—	12,5	1,6	0,6
Западная часть		0,6	10,0	2,5	6,9
Восточная часть					
Всего	6,2	61,5	22,4	9,9	

Наибольшее внимание изучению в целом формаций и типов оловянного оруденения Приморья уделено в работах Е. А. Радкевич и М. П. Материкова, материалы которых широко использованы в данной главе. Отдельные месторождения и проявления различных типов с разной степенью детальности охарактеризованы в работах многих геологов.

СИЛИКАТНО-КВАРЦЕВАЯ ГРУППА

Силикатно-кварцевая группа оловорудных месторождений и рудопроявлений представлена в Приморье формацией оловоносных пегматитов, касситерит-кварцевой и касситерит-кварц-сульфидной формациями.

Формация оловоносных пегматитов

Оловоносные пегматиты не характерны для Приморья, хотя в целом пегматиты здесь пользуются более или менее заметным развитием. Как показали работы В. С. Коренбаума, пегматиты в Приморье сопровождают все интрузивные комплексы, в каждом

Распределение месторождений и проявлений олова по генетическим группам, формациям и минеральным типам в различных металлогенических зонах Приморья (в % к общему числу месторождений и проявлений)

Генетические группы, формации и типы	Относительное количество месторождений и проявлений в металлогенических зонах и подзонах										Всего
	Горьковская	Ханкайская	Даубинская	Южно-Приморская	Центральная	Бикинская	Главная зона			Всего	
							Иманская	Кемская	Прибрежная		
							Западная часть	Восточная часть			
I. Силикатно-кварцевая группа											
1. Оловоносные перматиты	—	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6
2. Касситерит-кварцевая и касситерит-кварцосульфидная формации	2,2	5,9	—	1,0	3,4	0,3	8,4	0,3	2,5	3,4	27,4
II. Силикатно-карбонатная группа											
1. Оловоносные скарны	—	2,8	—	0,3	0,3	—	—	—	—	—	4,0
2. Касситерит-флюо-силикатная формация:	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6
а) тип оловоносных апокарбонатных грейзенов;	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9
б) касситерит-турмалин-флюоритовый тип	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III. Силикатно-сульфидная группа											
1. Касситерит-силикатная формация:	—	0,6	0,6	0,3	—	—	—	—	—	—	2,1
а) касситерит-турмалиновый тип	—	—	—	—	—	0,9	0,9	—	0,9	—	2,7
б) тип касситерит-хлоритовый	—	—	0,3	—	0,9	0,9	1,5	—	4,0	3,1	15,6
2. Касситерит-сульфидная формация:	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
а) колчеданный тип	—	—	—	—	—	0,9	0,9	—	0,3	1,3	3,7
б) сульфидно-сульфидный тип	—	—	—	0,6	2,2	0,9	4,6	—	4,4	4,4	17,1
Тип достоверно не установлен	0,6	3,1	0,3	1,0	4,1	—	5,3	—	2,5	6,5	24,3
Всего	2,8	15,5	1,2	3,2	10,9	3,9	21,6	6,4	14,6	19,9	100

из них отличаясь определенными особенностями. В. С. Коренбаум выделил два пегматитовых пояса, в пределах которых сосредоточена большая часть известных в Приморье проявлений пегматитов. К ним относятся Западно-Приморский пегматитовый пояс, приуроченный к северной части Ханкайского массива, где пегматиты связаны в основном с докембрийскими и палеозойскими гранитами. Пегматиты представлены здесь жилами, залегающими во вмещающих гранитоидные массивы осадочных и метаморфических породах, реже непосредственно в пределах массивов. В последнем случае они выражены или пегматит-аплитовыми жилами, или шлирами простого кварц-полевошпатового состава, нередко с гигантозернистой структурой. В пределах этого пояса распространены сложнзамещенные, редкометалльные, слюдоносные и простые пегматиты. В составе этих пегматитов кроме обычных породообразующих минералов присутствуют акцессорные примеси силлиманита, лепидолита, шерла, поллуцита, петалита, ксенотима. Касситерит в составе этих пегматитов содержится также в виде акцессорной примеси и практического интереса не представляет. Устанавливается касситерит в основном в шлиховых ореолах рассеяния, связанных с пегматитовыми жилами.

Второй пегматитовый пояс (Центральный Сихотэ-Алиньский) выделен В. С. Коренбаумом вдоль зоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. Здесь развиты пегматиты, связанные с мезозойскими гранитоидами. Это обычно шлировые пегматиты с миаролитовыми полостями, на стенках которых развиваются такие минералы, как топаз, турмалин, горный хрусталь. Касситерита в связи с этими пегматитами не устанавливалось.

Наиболее интересны, но также только генетически, так называемые сингенетические пегматиты, или пегматоидные граниты, которые содержат рассеянную вкрапленность касситерита. Оруденение этого типа известно в пределах Марьяновского гранитного интрузива (Даубихинская зона). Интрузив этот сложен среднезернистыми, мелкозернистыми и порфиroidными биотитовыми гранитами, пегматоидными гранитами и гранит-порфирами. Все эти разновидности близки по минеральному составу, что позволило З. В. Сидоренко и М. Г. Руб считать их фациальными разновидностями одной интрузии. В апикальной части этого интрузива, сложенной гранит-порфирами, пегматоидными и мелкозернистыми гранитами, развиты достаточно многочисленные небольшие миаролитовые пустоты. Стенки этих пустот выстланы друзами кристаллов мориона и микроклин-микропертита. Иногда вместе с кварцем и полевым шпатом отмечаются лучистые агрегаты турмалина, а в единичных случаях — касситерит. Кварц и полевые шпаты миаролитовых пустот по направлению к гранитам вначале образуют зоны микропегматитовых прорастаний этих же минералов, постепенно переходящих затем в нормальный гранит. Величина миаролитовых пустот в среднем составляет 3—4 см в поперечнике. Касситерит, кроме миаролитовых пустот, содержится, так же и

как акцессорный минерал, во всех разновидностях гранитоидов Марьяновского интрузива, концентрируясь в наибольшем количестве в пегматоидных и мелкозернистых гранитах. По данным М. Г. Руб, акцессорный касситерит включает в себя в качестве элементов-примесей ниобий, тантал и скандий, что свидетельствует, как это показали Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова, Я. Д. Готман и другие, о принадлежности этого касситерита к наиболее высокотемпературному пегматитовому типу. Все особенности марьяновских гранитов подтверждают то, что в момент кристаллизации магма, давшая эти граниты, была насыщена летучими компонентами. Однако процессы грейзенизации, как подчеркивает М. Г. Руб, для этих гранитов не характерны. Они проявляются лишь местами в частичной мусковитизации биотита и замещении полевых шпатов агрегатом кварца и слюдки.

Геологи, изучавшие этот интрузив (М. Г. Руб, Н. П. Заболотная и др.), полагают, что комплекс гранитоидов Марьяновского интрузива и, в частности, их разности, насыщенные миаролитовыми пустотами, были образованы в результате пропаривания верхних частей интрузива в условиях слабо или почти совсем непроницаемой кровли. Это препятствовало выносу летучих компонентов и сопровождающих их металлов в зону экзоконтакта и обусловило концентрацию их в апикальной части интрузива. Очевидно, газовые летучие компоненты обособлялись на поздней стадии кристаллизации магмы в своеобразные «пузырьки», которые, фильтруясь сквозь кристаллизирующийся магматический расплав в апикальную часть интрузива, способствовали извлечению олова из магмы. Отсутствие условий для истечения летучих компонентов в зону эндоконтакта обусловило более или менее равномерное рассеяние минерализованных «пузырьков» по всей массе пород апикальной части интрузива.

Подобные примеры тесной связи образования касситерита с самыми поздними стадиями кристаллизации гранитной магмы с несомненностью свидетельствуют о генетической связи оловянного оруденения с гранитной магмой.

Вместе с тем в этой же Даубихинской зоне Н. П. Заболотной сходные миаролитовые пустоты с касситеритом и хлоритом были отмечены в фельзитах. Последние слагают здесь некий или корень мезозойского эффузивного покрова и являются, таким образом, близповерхностными образованиями. При формировании этих пород вряд ли существовали условия, которые бы препятствовали выносу летучих компонентов. Скорее всего это свидетельствует об оловоносности как интрузивных, так и эффузивных или субвулканических фаций гранитной магмы.

Касситерит-кварцевая формация

Оруденение касситерит-кварцевой формации распространено в Приморье несравненно более широко, чем оловоносные пегматиты (см. табл. 5). Оно развито почти во всех металлогенических

зонах и связано почти со всеми послерифейскими магматическими комплексами. Особо концентрировано оруденение касситерит-кварцевой формации проявлено вдоль зоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, где оно связано преимущественно с интрузиями позднемеловых гранитоидов, как вытянутых, вдоль шва так и приуроченных к оперяющим его разломам. Вдоль указанного шва в связи с этим выделена особая олово-вольфрамово-редкометалльная металлогеническая подзона.

Оруденение касситерит-кварцевой формации генетически связывается с наиболее поздними гипабиссальными аляскитовыми производными гранитной магмы. Иногда оловоносные интрузии принадлежат к ряду субвулканических и жерловых фаций.

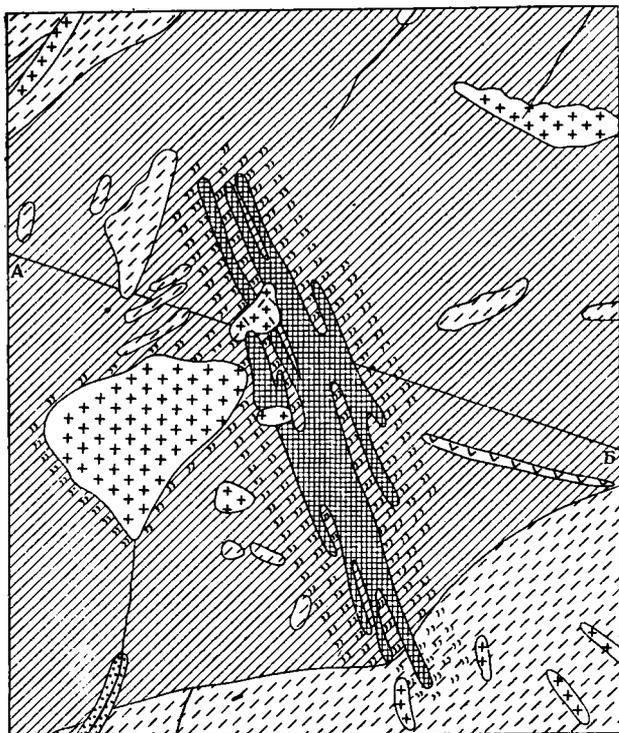
Касситерит-кварцевое оруденение проявилось как в эндоконтактовых апикальных частях интрузивов гранитоидов, так и во вмещающих их породах, обычно на небольшом удалении от контактов (рис. 2, 3, 4).

На территории Приморья могут быть выделены два типа оруденения касситерит-кварцевой формации — тип оловоносных грейзенов и кварцевый тип.

Оловоносные грейзены пользуются сравнительно ограниченным распространением и характеризуются бедным оруденением, в связи с чем изучены они недостаточно. Слабое оловянное оруденение устанавливается с грейзенами, образованными как по гранитоидным породам, так и по осадочным алюмосиликатным породам — песчаникам и сланцам. По составу выделяются слюдистые, топазовые и иногда турмалиновые грейзены.

На более или менее изученном Обрубленном рудопроявлении оловоносных грейзенов (южная часть Даубихинской зоны), по данным Т. Н. Шурига, касситерит в основном связан со слюдисто-кварцевыми грейзенами, образованными на поздней стадии общей метасоматической переработки исходных биотитовых гранитов. Относительно слабая постмагматическая метасоматическая переработка биотитовых гранитов на этом рудопроявлении была выражена в последовательном проявлении микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и окварцевании этих пород. Выделяются две генерации касситерита. Ранний касситерит распространен ограниченно, ассоциируя с флюоритом и слюдами, образованными по биотиту. Он отмечается во всех разновидностях метасоматически измененных гранитов. Касситерит второй генерации развит более широко. Он ассоциирует со слюдой мусковитового типа в составе поздних слюдисто-кварцевых грейзенов, где совместно с касситеритом в небольшом количестве развиты сульфиды, представленные пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом.

В более крупном масштабе оловоносные грейзены развиты по гранитоидам интрузий, залегающих в карбонатных породах, где с ними сопряжены своеобразные оловоносные апокарбонатные грейзены. Характеристика тех и других грейзенов приведена ниже при описании месторождений силикатно-карбонатной группы.



Разрез по линии А-В

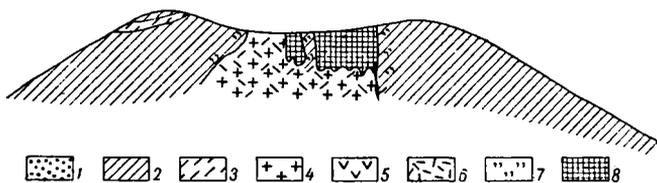


Рис. 2. Геологическая карта Тигрино олововольфрамового месторождения (по В. Н. и Н. А. Кушельман)
 1 — аллювий; 2 — алевролиты; 3 — переслаивающиеся песчаники и глинистые сланцы с прослоями гравийных конгломератов; 4 — гранит-порфиры; 5 — порфиры; 6 — грейзенизация; 7 — ороговикование; 8 — зона прожилкового олово-вольфрамового оруденения

Кварцевый тип касситерит-кварцевой формации развит более широко, чем оловоносные грейзены. Рудные тела этого типа представлены кварцевыми жилами (рис. 5), а также штокверковыми и прожилковыми зонами. Часто рудные тела сопровождаются зонами преизенизации и мусковитизации вмещающих пород.

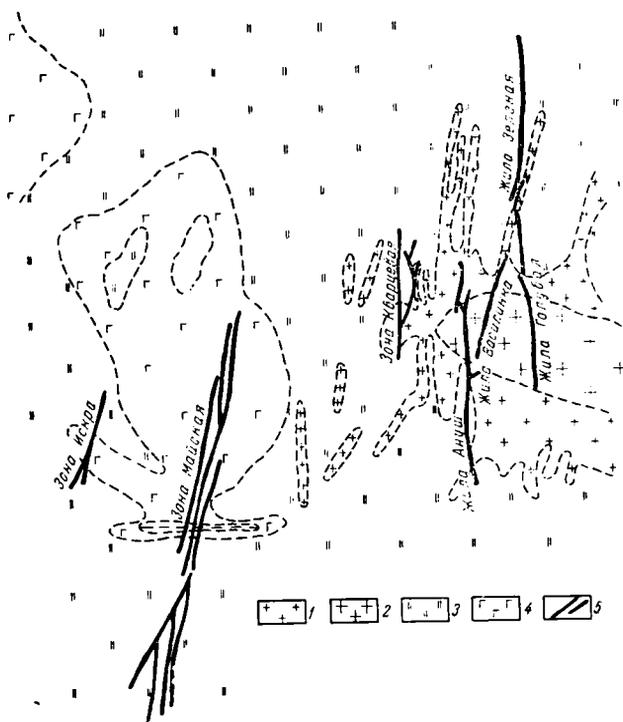
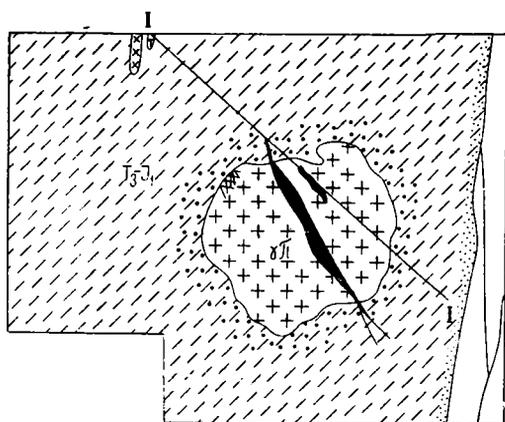


Рис. 3. Геологическая карта Забытого олово-вольфрамового месторождения (по Э. М. Размахниной)

1 — гранит-порфиры; 2 — мелкозернистые порфиридные биотитовые граниты; 3 — окварцованные и биотитизированные алеурлиты и песчаники, роговики; 4 — грейзенизированные роговики; 5 — рудные жилы и зоны, сопровождаемые окольными грейзенами

Наиболее распространены среди рудных тел оловоносные кварцевые жилы, но они, как правило, имеют ограниченные размеры. Несравненно большую массу руды имеют месторождения штокверковой и прожилковой формы, которые при относительно бедном валовом содержании олова обладают большими запасами руды и рассматриваются как потенциальные объекты добычи. Такие месторождения и проявления в благоприятных геоморфологических условиях могут служить источниками питания россыпей оловяного камня.

Характерный структурно-морфологический тип касситерит-кварцевого оруденения — мелкопрожилковые зоны, локализованные в раздробленных песчаниках и сланцах над выступами кровли гранитных интрузивов, не вскрытых или лишь частично вскрытых современным эрозионным срезом. Примером такого структурного



Геологический разрез N

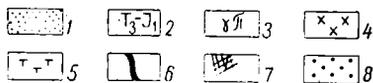
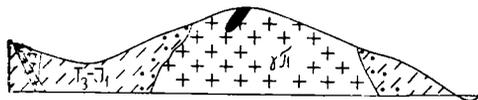


Рис. 4. Геологическая карта Усть-Микулинского олово-вольфрамового месторождения (по И. М. Церману)

1 — аллювиальные отложения; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — гранит-порфиры (слабогнейзенизированные); 4 — дюриты; 5 — порфириты; 6 — рудные тела; 7 — участки штокверкового оруденения; 8 — ореол контактового метаморфизма

типа касситерит-кварцевого оруденения является месторождение Тигриное (см. рис. 2). Здесь в толще алевролитов развита мощная зона смятия, вытянутая в субмеридиональном направлении. Внутри зоны смятия локализована серия субпараллельных сближенных прожилков, ориентированных в соответствии с общим простиранием зоны и приуроченных, очевидно, к трещинам отрыва. При перманентном развитии оруденения в порядке последовательности образования здесь выделяются кварц-топазовые, кварц-слюдистые, полевошпатовые (главным образом, альбитовые) прожилки, с которыми связана основная масса касситерита, и кварцевые прожилки, содержащие в основном вольфрамит.

В заключительный этап оруденения образовались существенно сульфидные

прожилки и жилы. При небольшой мощности прожилков (от нескольких миллиметров до 5 см) они тем не менее характеризуются симметричным строением, свидетельствующим о постепенном их раскрытии в процессе рудоотложения. В зальбандах прожилков вместе с топазом и светлой слюдой развиты изометричные кристаллы темноокрашенного касситерита, а в центральной части располагается кварц в ассоциации с сульфидами и иногда с флюоритом. Из сульфидов преобладает арсенопирит, реже встречаются висмутин, халькопирит, галенит и пирит. Интересно отметить, что в рудах Тигриногo месторождения наряду с касситеритом в значительном количестве обнаружен станнин. По мне-

Минеральный состав оловорудных месторождений силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп Приморья

Минералы	Рудные формации			Минералы	Рудные формации		
	касситерит- силикатная	касситерит- сульфидная	касситерит- кварцевая		касситерит- силикатная	касситерит- сульфидная	касситерит- кварцевая
Галенит	В	Г	Р	Гематит	—	Р	—
Сфалерит	В	Г	Р	Шеелит	Г	Р	Р
Пирротин	Г	Г	—	Кварц	Г	Р	Г
Пирит	Г	Г	Р	Турмалин	Г	Р	—
Арсенопирит	Г	Г	В	Хлорит	Г	В	—
Касситерит	В	В	Г	Мусковит	В	В	Г
Халькопирит	В	В	Р	Серицит	В	В	—
Марказит	В	В	—	Кальцит	Р	В	—
Вольфрамит	Р	Р	Г	Анкерит	—	В	—
Станнин	Р	Р	—	Флюорит	Р	Р	Р
Кубанит	Р	Р	—	Рутил	Р	Р	—
Магнетит	Р	Р	—	Анараз	Р	Р	Р
Висмут	Р	Р	—	Апатит	Р	Р	—
Серебро	—	Р	—	Топаз	—	Р	Г
Аргентит	—	Р	—	Аксинит	—	Р	—
Валлеиит	—	Р	—	Актинолит	—	Р	—
Висмутин	—	Р	Р	Эпидот	—	Р	—
Мельниковит	—	Р	—	Полевые шпаты	—	Р	В
Блекляя руда	—	Р	—	Циркон	—	—	Р
Джемсонит	—	Р	—	Сфен	—	—	Р

Примечание. Г — главные, В — второстепенные, Р — редкие.

щих кулисообразные серии. Рудные тела, выходящие в породы кровли, если они приурочены к хорошо оформленным трещинам скола, возникшим уже на более поздних этапах деформации, отличаются несколько большими размерами.

Оруденение касситерит-кварцевой формации не распространяется на значительную глубину, и жилы быстро выклиниваются по падению или обедняются полезными компонентами на коротких интервалах (обычно первые десятки метров).

Тесная пространственная связь оруденения данной формации с гранитными интрузивами, небольшая глубина его распространения, а также переплетение во времени образования рудных жил и даек кислых пород (аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров), являющихся жильными производными тех же самых гранитов, — все это, вместе взятое, свидетельствует о непосредственной генетической связи оруденения с вмещающими гранитами. Оруденение при этом формируется на ранних этапах рудообразования, соответствующих времени внедрения даек первого этапа

(по В. С. Коптеву-Дворникову), в условиях довольно высокой устойчивой температуры, сохранившейся в апикальных только что отвердевших частях главного интрузива. Дайки же второго этапа, представленные обычно порфиритами, всегда секут касситерит-кварцевые жилы. Источником же рудоносных растворов являлись внутренние, близко расположенные, но еще не раскристаллизованные очаги гранитных интрузивов.

Вокруг интрузивов гранитов, вмещающих связанное с ними касситерит-кварцевое оруденение, иногда проявляется зональность, выражающаяся по мере удаления от интрузивов в смене этого оруденения другими типами оруденения.

Так, на Ростиславском рудопроявлении внутри штока гранитов развиты кварц-арсенопиритовые жилы с вольфрамитом, молибденитом и небольшим количеством касситерита, в песчаниках же зоны экзоконтакта штока располагаются кварц-слюдистые прожилки с вольфрамитом и молибденитом, но без касситерита, и, наконец, на наибольшем удалении от штока имеет место существенно сульфидное оруденение, не сопровождаемое оловом, вольфрамом и молибденом. На Таборном рудопроявлении в центральной части надинтрузивного ореола роговиков развиты грейзены и кварц-касситерит-вольфрамитовые прожилки; по направлению к флангам ореола последние сменяются существенно турмалин-касситеритовыми жилами, еще далее сменяющиеся хлорит-касситеритовыми жилами и, наконец, во внешней зоне ореола ороговикования отмечаются хлоритизация и карбонатизация песчаников. Характерный пример описан также Г. М. Лобановой для массива гранофилов горы Судно. Здесь в апикальной части небольшого приповерхностного штока среди гранофилов развиты зоны кварц-топазовых и кварцевых грейзенов с вольфрамитом, касситеритом и висмутином. В зоне же экзоконтакта, в непосредственной близости от гранофилов, проявилось слабооловоносное турмалиновое оруденение, а на наибольшем удалении от контакта развиты также слабооловоносные зоны хлоритизации. По данным Э. М. Размахниной, на Забытом месторождении (см. рис. 3) в штоке гранит-порфилов и в роговиках его непосредственного экзоконтакта локализовано главным образом молибден-вольфрамовое оруденение; молибденит при этом проявляет тенденцию концентрации в нижних частях жил, а вольфрамит — в верхних. На некотором же удалении от штока гранит-порфилов развито уже олово-вольфрамовое оруденение. Характерно, что касситерит здесь концентрируется главным образом в околожилных грейзенах и маломощных рудных прожилках, а вольфрамит — в основном в более крупных кварцевых жилах. На удалении же от штока гранит-порфилов (жила Зеленая) локализовано и сульфидное оруденение, отделенное от молибден-олово-вольфрамового периодом тектонических подвижек. По-видимому, в ряду молибден — вольфрамит — олово здесь находят выражение зональные отложения, а обособление сульфидного оруденения является следствием пуль-

сационной зональности, так как проявление его произошло после внутриминерализационных подвижек, открывших пути для поступления новой порции рудоносных растворов иного состава.

Многочисленные примеры зонального распределения различных типов руд и околорудноизмененных пород приведены Э. П. Изохом и др. (1957) для интрузивов гранитоидов и криптобатолитовых ореолов бассейна р. Бикина.

Рассматривая приведенные и другие примеры зональной смены касситерит-кварцевого оруденения турмалиновым, хлоритовым и сульфидным типами оруденения, М. П. Материков отмечал, что в большинстве случаев то и другое оруденение при этом характеризуется небольшими масштабами и представляет чисто минералого-геохимический интерес, указывая на наличие связей между оруденением силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп. Наиболее же типичные и крупные месторождения силикатно-сульфидной группы обособляются от силикатно-кварцевых месторождений, развиваясь в другой геолого-структурной обстановке.

Касситерит-кварц-сульфидная формация

В эту формацию объединяются мелкие месторождения и рудопроявления, которые по особенностям вещественного состава обладают чертами сходства с одной стороны с оловянным оруденением касситерит-кварцевой формации, с другой — силикатно-сульфидной группы. В наиболее же типичном виде касситерит-кварц-сульфидное оруденение достаточно четко отличается как от типичного касситерит-кварцевого, так и от силикатно-сульфидного, сближаясь с ними лишь в своих крайних членах.

Наиболее широко оруденение этой формации в Приморье развито в металлогенической подзоне Центрального структурного шва, где оно пространственно тесно связано с оруденением касситерит-кварцевой формации. В отличие от последнего оруденение касситерит-кварц-сульфидной формации локализуется обычно в породах кровли оловоносных интрузий (рис. 6), где оно контролируется более поздними достаточно крупными зонами дробления или же четко выраженными трещинами скола.

К месторождениям и рудопроявлениям этой формации в Приморье относятся Найцухинское, Куалинское, Сидатунское, Таборное, Ольховое, Туенгинское и ряд других.

Отличительная особенность минерального состава руд касситерит-кварц-сульфидной формации — полное преобладание в их составе кварца и арсенопирита, которым подчинены очень небольшие количества пирита, сфалерита, галенита, касситерита, пирротина. Наряду с наиболее распространенными кварц-арсенопиритовыми рудными телами, в составе которых арсенопирит часто является преобладающим минералом, в пространственной ассоциации с этими жилами на некоторых месторождениях (Таборное, Сидатунское, Туенгинское) находятся кварц-топазовые грейзены,

кварц-топазовые и кварцевые жилы с вольфрамитом, шеелитом, флюоритом, молибденитом и висмутовыми минералами, а также малосульфидные кварц-турмалиновые руды с касситеритом, или же получают развитие серни прожилков кварц-хлоритового состава, содержащие обильный светлоокрашенный длиннопризматический касситерит. Все эти типы оруденения часто размещаются зонально в пределах отдельных рудных участков или даже в отдельных рудных телах. Характерна резко проявленная вертикальная зональность, особенно в рудных телах, располагающихся в наинтрузивных зонах. Так, например, на Туенгинском месторождении, по данным Н. П. Заболотной, верхние части жил (примерно до глубины 20 м от поверхности) сложены кварц-топазовыми рудами с высоким содержанием касситерита, которые затем резко сменяются сульфидно-хлоритовыми слабооловоносными рудами, переходящими далее в неоловоносные кварц-кальцитовые образования. На Куалинском месторождении (см. рис. 6) с удалением от интрузива рудоносных порфирированных гранитов в рудных зонах заметно уменьшается содержание арсенопирита, а на наибольшем удалении от интрузива руды практически бессульфидные кварцевые руды, содержащие лимонит и касситерит.

Распределение касситерита в рудах во всех случаях крайне неравномерно, причем значительные интервалы рудных тел вообще его почти не содержат. Вследствие низких общих содержаний олова и небольшой глубины распространения оруденения месторождения касситерит-кварц-сульфидной формации в Приморье практического значения не имеют.

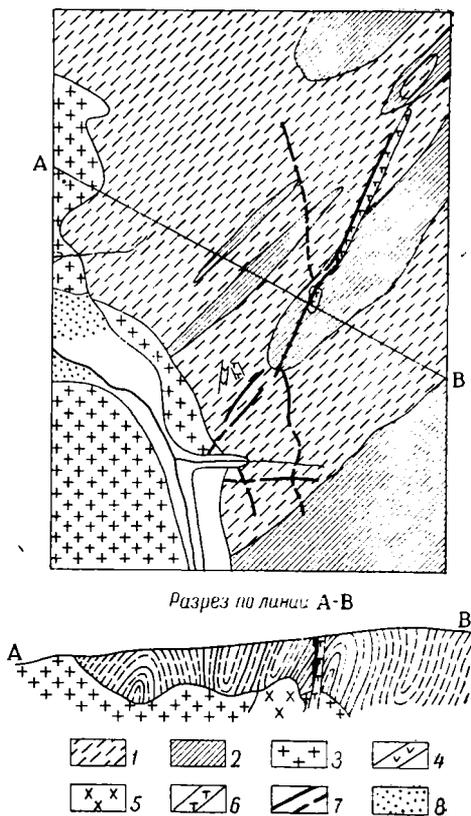


Рис. 6. Расположение оруденения касситерит-кварц-сульфидной формации в экзоконтакте интрузива гранитов Куалинского месторождения (по Э. М. Размахниной)

1 — песчаники; 2 — песчано-глинистые и глинистые сланцы; 3 — биотитовые порфирированные граниты; 4 — аплиты; 5 — кварцевые диориты; 6 — порфириты; 7 — рудные зоны (установленные и предполагаемые); 8 — террасовые отложения

В ряду постмагматических образований оруденение касситерит-кварц-сульфидной формации следует за оруденением касситерит-кварцевой формации, но всегда отделено от последнего внедрением даек порфиритов и имеет своим источником более глубокие остаточные очаги рудоносной магмы, давшей на раннем этапе оруденение касситерит-кварцевой формации.

Являясь связующим звеном между касситерит-кварцевой формацией и силикатно-сульфидной группой, чем объясняется обилие сульфидов (главным образом, арсенопирита), оруденение касситерит-кварц-сульфидной формации тем не менее не дает непосредственных переходов к оруденению силикатно-сульфидной группы. Для последнего типичен другой характер минерализации, большие масштабы оруденения и значительный его вертикальный размах, что обусловлено иной тектоно-магматической обстановкой формирования оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы.

СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНАЯ ГРУППА

Эта группа объединяет месторождения и рудопроявления олова, которые развиваются в карбонатной вмещающей среде. До сравнительно недавнего времени карбонатные породы рассматривались как неблагоприятная среда для формирования среди них оловянных руд. Еще С. С. Смирнов (1941) предполагал, что «известняки оказывают решительное и губительное влияние в отношении олова в той стадии магматизма, когда еще только начинает формироваться магматический остаток, источник рудоносных растворов».

В последние годы М. П. Материков (1960₂, 1961, 1964_{1,2}), обобщив материалы по отечественным и зарубежным оловоносным районам, где оловянное оруденение развито среди карбонатных вмещающих пород (Приморье, Средняя Азия, Малый Хинган, Карелия, Чукотка, провинция Юньнань Китая, Малайя, п-ов Сьюорд на Аляске, месторождения Маунт Бишоф на о. Тасмания, Сан-Антонио в Мексике, Арандиз в Юго-Западной Африке и др.) пришел к выводу о несостоятельности таких взглядов и отметил, что «месторождения олова в районах развития карбонатных пород, несмотря на относительно малую распространенность последних, заключают в себе почти половину всех мировых запасов».

М. П. Материков наметил целый ряд общих особенностей для оловорудных месторождений, залегающих в карбонатных породах, отличающих их от месторождений силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп. Эти месторождения по своему минеральному составу и по характеру связей с интрузивными породами сочетают в себе особенности месторождений двух последних групп, которые в других случаях обычно пространственно разделены и проявляются в разной тектоно-магматической обстановке.

Установив геологические особенности месторождений силикатно-карбонатной группы, которую он предложил выделить в классификации оловорудных месторождений в самостоятельную группу, М. П. Материков особо подчеркнул, что месторождения этой группы требуют и особого подхода к методике их поисков, оценке и подсчета запасов, что также отличает их от других генетических групп оловорудных месторождений.

Рассматриваемая группа оловорудных месторождений и рудопроявлений пользуется в Приморье ограниченным распространением в связи с относительно малой ролью карбонатных толщ в геологическом строении этого региона. Наиболее широко допалеозойские и нижнепалеозойские карбонатные породы здесь развиты лишь в пределах Ханкайского массива. Относительно широко известняки верхнего палеозоя и триаса развиты в Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня. Незначительные залежи известняков имеются и в некоторых других структурно-формационных зонах Приморья.

Известные в Приморье оловорудные месторождения и рудопроявления силикатно-карбонатной группы очень тесно пространственно и генетически связаны с активными рудоносными интрузиями. Оруденение при этом развивается в непосредственной близости от интрузий в толщах карбонатных пород, которые благодаря своему неравновесному составу с постмагматическими растворами гранитоидных интрузий обуславливают неблагоприятные условия для длительной транспортировки рудных компонентов постмагматическими растворами. В условиях неоднородных по химическому составу вмещающих толщ (перемежаемость известняков, песчаников и различных сланцев), прорванных рудоносными интрузиями гранитов и многочисленными дайками жильных пород, руды месторождений силикатно-карбонатной группы в Приморье очень сложны по минеральному составу (табл. 7). В отдельных рудных полях и даже в отдельных рудных телах обычно совмещается оруденение различных формаций и минеральных типов, что является характерной общей особенностью месторождений силикатно-карбонатной группы. К числу этих особенностей относятся также своеобразный минеральный состав руд, специфичные текстуры и структуры последних и своеобразные околорудные изменения (см. табл. 7).

В составе силикатно-карбонатной группы в Приморье выделяются три формации оловорудных месторождений: формация оловоносных скарнов, касситерит-флюо-силикатная и касситерит-карбонатно-сульфидная.

Формация оловоносных скарнов

Скарповые образования в Приморье развиты сравнительно широко. С ними связаны различные полезные ископаемые (железо, свинец, и цинк, вольфрам и др.). Однако в отношении олова практического интереса они не представляют. Характерно, что олово-

Минеральный состав оловорудных месторождений силикатно-карбонатной группы Приморья и некоторых других оловорудных районов

Месторождения	Формация оловоносных скарнов				Формация касситерит-флюо-силикатная			Касситерит-карбонатно-сульфидная формация																
	Тип магнетитовый	Тип сульфидный	Тип шеелитовый	Тип гидросиликатно-карбонатный	Тип оловоносных апокарбонатных грейзенов	Тип касситерит-турмалин-флюоритовый																		
Белая Гора (Приморье)	Ханкайский массив	Малая (Китай)	Ванчинское (Приморье)	Серлае-Камень (Чукотка)	Питкаранта	Ляочан и Сун-Шу-Эю (Китай)	Тютю Су (Кавказ)	Такфон (Ср. Азия)	Майкунинское (Ср. Азия)	Юганьань (Китай)	Благодатненское (Приморье)	Пораннинское	Вознесенское	Месторождения Аляски	Ярославское	Первомайское	Линь (Китай)	Лаочан (Китай)	Кафан (Китай)	Беатрис (Малайя)	Благодатненское	Ланас (Ср. Азия)	Кончары (Ср. Азия)	Бижанское (Хинган)

Минералы

Касситерит	Р	В	В	Р	Р	Р	В	Р	Р	Р	В	В	Р	В	В	В	Г	В	Г	Г	Г
Халькопирит	Р	Р	Г	Г	В	В	В	В	В	В	Р	Р	В	В	В	В	В	В	В	Р	Р
Вольфрамит												В	Р	В	Г						
Шеллит			В	Р	Р	В	В	В				В	Р								Р
Селлаит											В	В	Р								
Станнин				Р									Р	В	Р						
Гулсит													В								
Пейджейт													В								
Молибденит											В	Р	Р								
Магнетит	Г	Г	Р	Г	Г	В	В						Р								
Висмутин	Р				Р		Р														
Кварц	В	В	Г	В	Г	В	В	Р	Р	Р	Р	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	В	Р
Турмалин						В					В	Р	Р	Р	Г	Г	Г	Г	В	Р	Р

юсны обычно только магнетитовые скарны, в то время как скарны со свинцово-цинковым, вольфрамовым и другими типами оруденения являются слабоооловоносными или вовсе лишены олова.

Оловоносные магнетитовые скарны чаще всего локализируются в контактах известняков с гранитами (Белогорское и другие месторождения), иногда с песчаниками (Першинское месторождение) или с эффузивными породами (рудопоявление Левого распада). В южной части Ханкайского массива (Вознесенская металлогеническая подзона) такие скарны пространственно тесно связаны с интрузивами гибридных пород, причем преимущественно с теми из них, в строении которых существенное участие принимают гибридные породы щелочного состава (сиениты, монзониты и др.).

Рудосные скарны относятся к числу наиболее высокотемпературных рудных образований. На некоторых месторождениях Приморья они пересекаются дайками аплитов, являющихся дериватами тех же интрузивов гранитоидов, с которыми связаны и рудосные растворы. Часто, однако, скарны характеризуются наложенной относительно низкотемпературной минерализацией, проявляющейся или в форме секущих жил и прожилков, или в форме рассеянной вкрапленности наложенных рудных минералов (чаще всего сфалерита, реже галенита). Для многих скарновых месторождений характерно широкое развитие послерудных порфириновых даек.

Формы залежей рудосных скарнов типичны для подобного рода образований и определяются структурными условиями, существовавшими в момент скарнообразования. Особенно сложными очертаниями залежи скарнов отличаются по границам их с карбонатными породами.

Главные минералы оловоносных скарнов — гранат (гроссуляра-адрадит), пироксен (диопсид-геденбергит) и магнетит. Иногда широко развиты везувиан и ортоклаз. В Вознесенской металлогенической подзоне, где ведущим типоморфным элементом эндогенной металлогении является фтор, в составе скарнов отмечен хондрит. На некоторых проявлениях в значительном количестве присутствует аксицит (рудопоявление Петрозуевское). Комплекс указанных ранних скарновых минералов обычно замещается более поздними минеральными ассоциациями, включающими минералы амфиболовой и эпидотовой групп, а также хлорит, кальцит, тальк, кварц, серпентин, флюорит, различные сульфиды и другие минералы. Второстепенными минералами оловоносных скарнов являются родонит, изредка куспидин и монтичеллит. Минеральный состав оловоносных скарнов Приморья и других оловорудных районов приведен в табл. 7.

Магнетит в скарнах распределяется неравномерно. Он или образует вкрапленные руды, или слагает почти мономинеральные жилы, прожилки, линзообразные и гнездообразные скопления.

Отложение олова в скарнах фиксируется почти на всех стадиях процесса скарнообразования. Наиболее ранние фазы отложения

олова устанавливаются по наличию его изоморфной примеси в составе главных скарных минералов. Так, например, в составе гранатов из скарнов Алексеевского рудопоявления автором установлено наличие олова до 0,3%. Скарны этого рудопоявления являются существенно гранатовыми, содержащими небольшое количество пироксенов и магнетита и редкие мелкие зерна касситерита.

Касситерит в скарнах дает также тесные сростания с гранатом и магнетитом, являясь минералом главной фазы скарнообразования. Чаще же касситерит отлагается в комплексе с наложенными минеральными ассоциациями или входит в состав секущих кварцевых прожилков (Белогорское месторождение). На Осиновском месторождении, например, на раннюю гранат-пироксен-везувиановую ассоциацию наложен комплекс минералов, включающий альбит, кварц, флюорит, карбонат, хлорит, пирротин, халькопирит, пирит и касситерит. Последний присутствует в небольшом количестве и распределен крайне неравномерно, образуя радиально-лучистые агрегаты игольчатых и призматических кристаллов или слагаая неправильные зерна.

Особый тип формации оловоносных скарнов в Приморье представляет Благодатненское месторождение (Вознесенская подзона), которое было разведано автором совместно с Э. И. Шкурко и Р. И. Полевских. И. Н. Говоров, принимавший участие в изучении этого месторождения, по особенностям вещественного состава и условиям образования предложил отнести его к новому гидросиликатно-карбонатному типу скарновой формации. Ниже приводится краткая характеристика этого месторождения.

Благодатненское оловорудное месторождение

Рудоносная площадь месторождения образована осадочными породами, слагающими блок в краевой части крупного интрузива гранитоидов (рис. 7). Осадочные породы представлены известняками и перекрывающей их толщей песчано-сланцевых пород. На глубоких горизонтах месторождения широко развиты контакто-метасоматические роговики, образующие ореол вокруг интрузива гранитов. По составу среди роговинов И. Н. Говоров и Н. С. Благодарева (1966 г.) выделили микроклинизированные биотит-кварцевые роговики и роговиковые породы, близкие по составу к магнезиальным скарнам.

Осадочные породы образуют сложную антиклинальную структуру северо-восточного простирания, нарушенную дорудными и послерудными разрывами. Среди последних широко развиты как межформационные и межпластовые зоны отслаивания и брекчирования, так и секущие тектонические зоны (рис. 8). Рудоконтролирующими являются продольные к простиранию складчатости разрывы растяжения, сгруппированные в параллельные сближенные зоны северо-восточного простирания, развитые главным образом в сводовой части антиклинальной структуры месторождения.

На рудоносной площади широко развиты дайки и штокообразные тела гранитов, представляющих большей частью апофизы крупного интрузива гранитов, расположенного восточнее месторождения, а также дайки порфиритов.

На месторождении выделяются два типа рудных тел: прожилково-вкрапленные зоны и гнезда в доломитизированных известняках

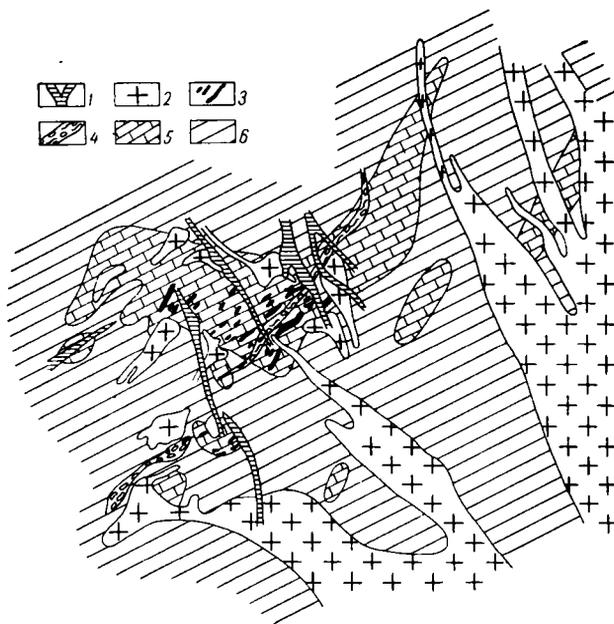


Рис. 7. Геологическая карта Благодатненского оловянного месторождения (по Ю. Г. Иванову, Р. И. Полевских и Э. И. Шкурко)

1 — порфириты; 2 — граниты; 3 — рудные тела и гнезда; 4 — тектонические брекчии; 5 — известняки; 6 — сланцы

ках и пластообразные и секущие минерализованные зоны. Преобладающим является прожилково-вкрапленный тип оруденения. Размеры зон с прожилковым оруденением и рудных гнезд обычно небольшие. Этот тип оруденения развит преимущественно вдоль контактов известняков с дайками порфиритов. Последние часто интенсивно нарушены и сами вмещают оруденение. Другой тип рудных тел — минерализованные зоны дробления — характеризуется значительно большими параметрами, чем зоны с прожилковым оруденением. Одна из наиболее крупных рудных зон этого типа приурочена к контакту карбонатных пород с песчано-сланцевой толщей (см. рис. 8). Сложена эта зона пестроокрашенным рыхлым материалом с обломками вмещающих пород — известняков и песчано-сланцев, а также порфиритов, гранитов и лимонити-

зированного кварца. Рыхлый материал собран в тонкие грубопараллельные прослой, местами раздувающиеся в линзы, местами прерывающиеся или огибающие какие-либо включения, вследствие чего порода приобретает облик милонита с грубоориентированным расположением материала. Олово в брекчиях присутст-

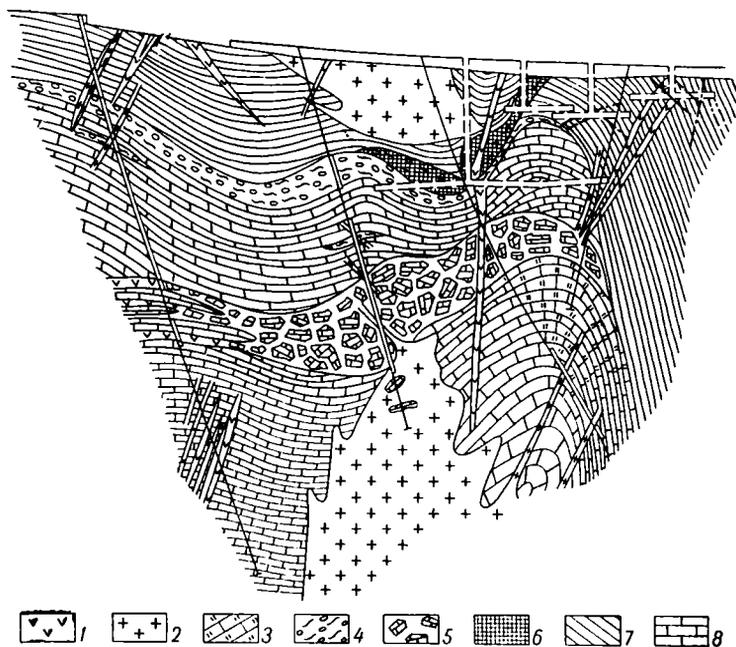


Рис. 8. Геологический разрез по Благодатненскому оловорудному месторождению. Видна зона расслаивания на контакте песчано-сланцев и известняков и зона внутрислоевого брекчирования известняков (по Ю. Г. Иванову, Р. И. Полевских и Э. И. Шкурко)

1 — порфириды; 2 — граниты; 3 — ороговикованные породы; 4 — глинистые брекчии; 5 — брекчии известняков, сцементированные кальцитом; 6 — оловоносная рудная зона; 7 — песчано-сланцы; 8 — карбонатные породы

вует почти повсеместно при общем неравномерном его распределении. Основная часть олова сконцентрирована в брекчиях, приуроченных к центральной части синклинального прогиба (см. рис. 8). Максимальные содержания олова связаны с обломками выщелоченных и замещенных кварцем известняков.

По условиям образования и минеральному составу среди рудных образований Благодатненского месторождения в порядке образования выделяются следующие три типа: оловоносные скарны, касситерит-карбонатные и касситерит-кварц-сульфидные руды.

Оловоносные скарны обычно слагают маломощные полосы и линзы. По составу среди них выделяются диопсидовые, плагиоклазово-диопсидовые и форстерит-флогопитовые разности, реже встре-

чаются флогопит-клиноэнстатитовые, плагиоклаз-роговообманково-диопсидовые и диопсид-гроссуляровые скарны. От аналогичных по составу роговиков скарны отличаются более крупнозернистой структурой, отсутствием сланцеватых текстур и широким распространением флогопита. Оловоносны обычно диопсидовые скарны, местами содержащие обильную вкрапленность касситерита, зерна которого пересекаются волокнистыми ленточками хризотила. Касситерит в этих скарнах ассоциируется с флогопитом, образуя крупные кристаллы и агрегаты размером до 1 см в поперечнике. Окраска касситерита темная, почти черная. В шлифах устанавливается замещение скарновых минералов касситеритом, а иногда и тесное прорастание их друг другом.

Касситерит-карбонатные руды по сравнению с оловоносными скарнами проявились шире. Эти руды характеризуются развитием вкрапленности и прожилковых скоплений касситерита в массивных доломитизированных серых или темно-серых известняках. Размеры агрегатных вкрапленников касситерита достигают 1—2 см в поперечнике. Форма вкрапленников чаще изометричная. Вкрапленники и отдельные скопления касситерита иногда вытянуты в виде полос, параллельных слоистости известняков. Местами скопления касситерита локализуются вдоль мало заметных трещин в известняке. Нередко касситерит развит в коротких, извилистых, быстро выклинивающихся прожилках, имеющих неровные ограничения. Мощность прожилков достигает 3—4 см. Иногда касситерит наблюдался в мелких (диаметром до 5 см) пустотах известняков, где он образует щеточки мелких кристаллов на стенках пустот, а иногда почти нацело выполняет пустоты. Здесь же наблюдались случаи обрастания друз кальцита мелкими кристаллами касситерита.

По минеральному составу и характеру распределения касситерита среди касситерит-карбонатных руд выделены следующие разновидности: 1) руды с рассеянной вкрапленностью касситерита, 2) доломитовые и флогопит-карбонатные прожилки с касситеритом и 3) гнездообразные и липзовидные скопления касситерита в известняках, замещаемые кварц-сульфидным агрегатом.

В рудах с рассеянной вкрапленностью касситерита последний корродируется и цементируется хризотилом. Касситерит и хризотил в свою очередь иногда цементируются хлоритом, арсенопиритом и пиритом.

В карбонатных прожилках касситерит цементируется доломитом и более поздним хризотилом. В этих же прожилках изредка встречается арсенопирит, выделявшийся почти одновременно с касситеритом.

Во флогопитовых прожилках касситерит образуется несколько позднее флогопита.

Участки вкрапленного оруденения иногда подвергаются замещению более поздними кварц-сульфидными образованиями. Однако последние развиты преимущественно в оловоносных текто-

нических зонах. Кварц-сульфидные руды состоят из роговикового кварца, сульфидов (арсенопирита и пирротина), апатита, хлорита и кальцита. Эта минеральная ассоциация цементирует раздробленные касситерит-карбонатные руды. В конце кварц-сульфидной минерализации отмечается выделение друзового касситерита. Касситерит в этом типе оруденения желтого цвета различных оттенков до темно-коричневого; иногда он почти бесцветный. Размеры короткопризматических кристаллов касситерита — от долей миллиметра до 1—1,5 мм.

Наконец, наиболее поздними на месторождении являются прожилки низкотемпературного халцедоновидного кварца и халцедона, обрастающие и пересекающие агрегаты роговикового кварца.

Таким образом, оловянное оруденение Благодатненского месторождения характеризуется следующими особенностями.

1. Оруденение тесно пространственно ассоциировано с форстеритсодержащими доломитами и доломитизированными известняками, а также с магнезиальными скарнами магматической и гидротермальной стадий.

2. Сравнительно высокой температурой выделения касситерита (не ниже 300°С по данным декрепитации), примерно соответствующей температурам образования касситерита из кварцевых жил и ранних турмалин-кварцевых руд.

3. Ассоциация касситерита с гидросиликатами и карбонатами (флогопит, доломит, хризотил) при полном отсутствии кварца и ничтожном количестве сульфидов; сульфиды (в основном арсенопирит) и кварц в повышенных количествах отлагаются уже после образования основной массы касситерита и сопровождаются очень незначительным количеством низкотемпературного друзового касситерита.

Для месторождения характерны три последовательные парагенетические ассоциации касситерита:

- 1) мелкозернистый, бипирамидальный касситерит — флогопит — пирит, замещающие диопсид и форстерит скарнов,

- 2) короткопризматический крупнокристаллический касситерит — флогопит — доломит — арсенопирит — хризотил, образующие вкрапленность и прожилки в карбонатных породах и

- 3) мелкокристаллический друзовый касситерит — роговиковый кварц — апатит — арсенопирит — пирротин — хлорит — кальцит — халцедон, накладывающиеся на вкрапленные руды.

Последняя ассоциация характеризует касситерит-кварц-сульфидную стадию оруденения, завершающую общий процесс рудоотложения.

По варианту классификации оловорудных месторождений, предложенному М. П. Материковым (1964₂), эта ассоциация отвечает оруденению касситерит-карбонатно-сульфидной формации силкатно-карбонатной группы оловорудных месторождений. Таким образом, на Благодатненском месторождении устанавливается

тесное совмещение и наложение оруденения различных формаций, что, как уже отмечалось, очень характерно для месторождений силикатно-карбонатной группы.

Формация касситерит-флюо-силикатная

В ряду постмагматических образований данная формация эквивалентна касситерит-кварцевой формации. Однако по условиям образования она совершенно специфична. Основными типоморфными особенностями этой формации, по М. П. Материкову, являются следующие: проявление только в карбонатных породах и скарнах экзоконтактов рудоносных интрузий и богатство руд минералами фтора и бора, свидетельствующее о высокой насыщенности рудоносных растворов летучими компонентами. М. П. Материков не выделяет в составе этой формации самостоятельных типов. Однако в Приморье по условиям образования и вещественному составу, определяющемуся геохимическими особенностями рудоносных растворов, в этой формации могут быть выделены два типа: тип оловоносных апокарбонатных (десилицированных) грейзенов и касситерит-турмалин-флюоритовый тип.

ТИП ОЛОВОНОСНЫХ АПОКАРБОНАТНЫХ ГРЕЙЗЕНОВ

Оруденение этого типа впервые было обнаружено в Приморье, и соответствующие месторождения могут рассматриваться как наиболее характерные примеры оловоносных апокарбонатных грейзенов.

Месторождения этого типа развиты в южной части Ханкайского массива, в районе, сложенном толщей докембрийских и нижнекембрийских пород, в разрезе которой существенную роль играют карбонатные породы (в основном известняки, менее — доломиты). Эта толща прорвана небольшими интрузивами гибридных пород и лейкократовых гранитов, возраст которых одними исследователями считается байкальским, другими — каледонским.

Рудные тела на месторождениях оловоносных апокарбонатных грейзенов представлены пологозалегающими или крутопадающими трубообразными метасоматическими залежами. Первые располагаются непосредственно в экзоконтактах апикальных выступов интрузивов аляскитовых гранитов (рис. 9), вторые — на некотором удалении от контакта (рис. 10) в узлах интенсивной трещиноватости вмещающих карбонатных пород. Последние в экзоконтактах интрузивов часто превращены в разнообразные по составу скарны, несущие местами магнетитовое оруденение. При этом на участках проявления оловоносных апокарбонатных грейзенов скарны представлены преимущественно скаполитовыми разновидностями. На тех участках контактов, где известняки перемежаются с алюмосиликатными осадочными породами (песчаники, сланцы), эти породы замещаются кварц-топазовыми роговиками, вмещаю-

щими маломощные кварц-топазовые жилы с касситеритом и вольфрамитом. Граниты этих участков, особенно в апикальных частях интрузивов, обычно интенсивно грейзенизируются.

На одном из месторождений, изучавшемся М. П. Материковым, И. Н. Говоровым, Ю. Г. Ивановым, Э. И. Шкурко, Г. П. Луговским и другими, вместе с оловоносными апокарбонатными грейзенами широко развиты оловоносные грейзены по гранитам. Инт-

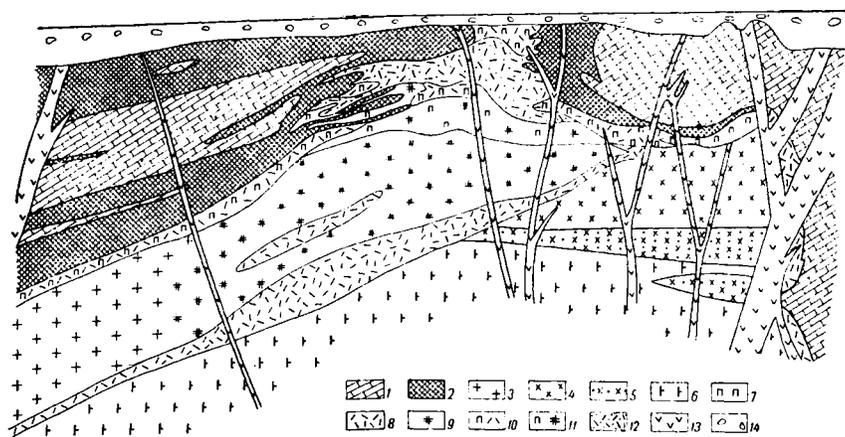


Рис. 9. Разрез через месторождение оловоносных апокарбонатных грейзенов (по Ю. Г. Иванову, Э. И. Шкурко с дополнениями Г. П. Луговского)
 1 — известняки; 2 — флюорит-слюдистые породы; 3 — биотитовые граниты; 4 — грейзенизированные аляскитовые граниты; 5 — альбитизированные и грейзенизированные аляскитовые граниты; 6 — альбитизированные граниты; 7 — блоковые кварц-микроклин-ные породы; 8 — кварц-слюдистые грейзены; 9 — кварц-топазовые грейзены. Грейзены по блоковым породам: 10 — кварц-слюдистые; 11 — кварц-топазовые; 12 — флюорит-топазовые; 13 — дайки порфиров; 14 — рыхлые отложения

рузив гранитов на этом месторождении характеризуется сложным внутренним строением, обусловленным чередованием пород разного состава и структуры (см. рис. 10).

По данным Г. П. Луговского, на магматической стадии становления этого интрузива он был сложен преимущественно биотитовыми лейкократовыми гранитами. В куполовидном выступе интрузива при этом были обособлены аляскиты, а на непосредственном контакте с известняками возникла узкая (1—1,5 м) зона закалки, сложенная плагиогранитами. После раскристаллизации этот интрузив, особенно в его апикальной части, подвергся интенсивному метасоматическому преобразованию, в результате которого были образованы две группы метасоматитов — альбитизированные и грейзенизированные граниты, сохранившие облик исходных гранитов, и более поздние грейзены, сформированные по породам первой группы и резко отличные от них по составу. Метасоматиты первой группы при своем образовании в общем повторили эле-

менты зональности интрузива, возникшие на магматической стадии, в результате чего был сформирован ряд фронтальных к кровле интрузива залежей метасоматических пород. Однако эта зональность в значительной степени была заглушена при поздней грейзенизации, когда образовались кварц-слюдистые, кварц-топазовые и флюорит-топазовые грейзены, развившиеся по метасоматитам раннего этапа. Эти грейзены слагают различного рода жиллообразные и неправильные по форме тела, секущие границы зон ранних метасоматитов различного состава. Положение тел грейзенов определяется зонами нарушений и контактом интрузива с вмещающими известняками. Примечательно, что синхронно именно с этапом поздней грейзенизации во вмещающих интрузив известняках непосредственно в зоне экзоконтакта были образованы залежи оловоносных апокарбонатных грейзенов.

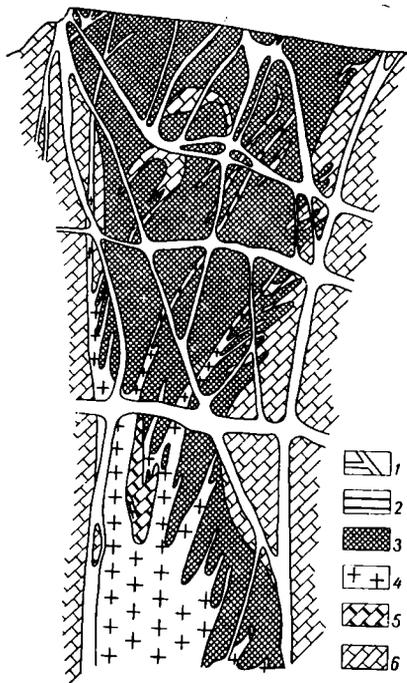


Рис. 10. Разрез через месторождение оловоносных апокарбонатных грейзенов (по М. П. Материкову, Ю. Г. Иванову, Э. И. Шкурко)

1 — порфириты; 2 — сульфидные руды; 3 — апокарбонатные (слюдисто-флюоритовые) оловоносные грейзены; 4 — биотитовые граниты (вознесенские); 5 — скарны; 6 — известняки

Интенсивному проявлению поздней грейзенизации предшествовало внедрение даек порфиритов и образование серых кварц-топазовых прожилков, возникших как в интрузиве, особенно в его апикальной части, так и в известняках. Мощность прожилков 5—10 см, реже они образуют тела мощностью до 1 м. Протяженность их измеряется несколькими метрами.

После формирования основной массы поздних грейзенов вдоль ослабленных зон (часто по контактам даек порфиритов) в небольшом количестве были образованы флюоритовые, кальцитовые, кварцевые, кварц-галенит-сфалеритовые прожилки и обособления желто-зеленого фенгита. Как показали петрографические и петрохимические исследования И. Н. Говорова, М. Г. Руб и особенно Г. П. Луговского, при раннем автометасоматическом преобразовании исходных гранитов (альбитизации и грейзенизации) происходит новообразование альбита, топаза, лепидолита и некоторых рудных минералов, в том числе касситерита. При этом привносятся Na, Al, F и выносятся Ca, Fe, Mg, Ti, K и менее кремнезем. При поздней грейзенизации

широко образуется топаз и менее — мусковит, а также флюорит и местами диаспор. Поздняя грейзенизация приводит к еще более значительному привносу F и Al и почти полному выносу щелочей. Вблизи контакта грейзены также обогащаются Ca и Mg. При грейзенизации характерно инертное поведение кремнезема, и только вдоль раствороподводящих каналов при особенно высокой активности фтора и глинозема происходит вынос кремнезема и образование десилицированных существенно топазовых или диаспорсодержащих грейзенов.

В составе автометасоматически измененных пород и поздних грейзенов Г. П. Луговским выделены две генерации касситерита. Касситерит первой генерации преобладает количественно. Он связан с ранней грейзенизацией и образует более или менее равномерную вкрапленность в массе автометасоматически измененных пород. В связи с увеличивающейся степенью автометасоматоза количество его нарастает по направлению к апикальной части интрузива. Касситерит второй генерации подчинен по количеству раннему касситериту и связан с кварц-топазовыми жилами и прожилками, где он тесно ассоциирован с гюбнеритом, а также с флюорит-топазовыми грейзенами второго этапа. Этот касситерит является сингенетичным с касситеритом, входящим в состав оловоносных апокарбонатных грейзенов, развитых в экзоконтакте интрузива.

Ранний касситерит метасоматитов выделился в форме дипирамидальных, без граней призмы, кристаллов размером 0,01—0,1 мм. Имеет темно-коричневую до черной окраску. Кристаллы его рассеяны в породе или группируются в цепочки. По своим типоморфным особенностям этот касситерит близок к касситеритам из редкометалльных пегматитов.

Поздний касситерит слагает дипирамидальные и призматические кристаллы несколько больших размеров, 0,05—2 (до 5) мм. Имеет более светлую — коричневую до светло-коричневой — окраску. Он тесно ассоциирован с гюбнеритом. По количеству подчинен раннему касситериту, но местами дает более крупные скопления, представленные сложными агрегатами и сдвойникованными сростками кристаллов.

Гюбнерит образует призматические кристаллы и их сростки размером 0,1—5 мм. Удельный вес минерала 7,2, рН суспензии — 6, температура декрепитации 280—340°С. Цвет минерала темно-бурый, до черного. В связи с неравномерным распределением кварц-топазовых жил и прожилков в интрузиве, с которыми связана основная масса гюбнерита, распределение минерала в массе метасоматических пород также неравномерно.

Таким образом, при формировании интрузива рудоносных гранитоидов в известняках намечаются три основных этапа. Первый магматический этап обусловил возникновение дифференцированного интрузива из расплава, обогащенного щелочами и минерали-

заторами. Удержанию и накоплению последних при кристаллизации расплава, а также его дифференциации способствовали благоприятные структурно-тектонические условия (пологая кровля интрузива, образование зоны закалки плагиогранитов, отсутствие существенных тектонических подвижек). Второй этап характеризуется интенсивным метасоматическим изменением гранитов, выраженным в альбитизации и ранней грейзенизации и сопряженной с ними последующей альбитизации и микроклинизации. Эти изменения не затронули вмещающих интрузию карбонатных пород и более или менее равномерно охватили всю массу исходных пород интрузии, постепенно ослабевая по направлению от кровли внутрь интрузии. С этим этапом связано выделение основной массы касситерита. Вслед за внедрением даек порфириров в раннеметасоматических породах и известняках, вмещающих интрузию, возникли кварц-топазовые прожилки и жилы, и вдоль ослабленных зон проявилась интенсивная поздняя грейзенизация, охватившая как метасоматические породы интрузии, так и вмещающие ее известняки. В этот этап выделилась основная масса гюбнерита, сопровождаемого поздним касситеритом, а по известнякам образовались оловоносные апокарбонатные грейзены, представленные слюдисто-флюоритовыми рудами.

Эти руды состоят главным образом из флюорита, мусковита и щелочных хрупких слюд, наиболее детально изученных И. Н. Говоровым (1958_{1, 2, 3}). Для этих руд характерно полное отсутствие кварца и кальцита (см. табл. 7). Касситерит в рудах является второстепенным минералом, образующим тесные сростания с флюоритом и слюдой. Сравнительно редкие его выделения представлены одиночными округлыми зернами размером до 0,1 мм. Более крупные выделения касситерита, образующие небольшие линзовидные скопления, иногда отмечаются в участках перехода слюдисто-флюоритовых руд в топазовые грейзены. В качестве примеси олово в значительных количествах (до 0,8%) вместе с вольфрамом устанавливается в других минералах слюдисто-флюоритовых руд.

Метасоматические слюдисто-флюоритовые руды пересекаются огромным количеством различных по составу рудных прожилков. Среди последних выделяются прожилки, образованные до возникновения основной массы руд замещения, сингенетичные с рудами замещения, и поздние прожилки, сформированные после отложения главной массы руд замещения. Наиболее ранними являются плагиоклазовые прожилки, состоящие из альбита и олигоклаза. В составе этих прожилков в небольшом количестве отмечаются мусковит, кварц, калиевый полевой шпат, касситерит и молибденит. К ранним же, вероятно, относятся кварц-топазовые и топазовые прожилки, обладающие микросферолитовой структурой. Плагиоклазовые и топазовые прожилки образовались по трещинам в известняках до начала развития главного этапа метасоматического рудообразования. Сингенетичны со слюдисто-флюоритовыми

рудами замещения тонкополосчатые слюдисто-флюоритовые прожилки с характерной колломорфной структурой. В числе поздних прожилков выделяются слюдистые, иногда с касситеритом, прожилки и самые поздние — сульфидно-флюоритовые и флюорит-кальцитовые прожилки. Взаимоотношения между прожилками разного состава очень сложные и часто противоречивые. Это объясняется, вероятно, тем, что многие из прожилков были образованы не за счет новых порций растворов, а за счет растворов, отделявшихся при кристаллизации основной рудной массы.

Как уже отмечалось, на участках развития оловоносных апокарбонатных грейзенов (слюдисто-флюоритовых руд) в эндоконтактах интрузивов гранитов образовались топазовые грейзены (см. рис. 9). И. Н. Говоров (1960), детально изучавший минералогию и геохимию рассматриваемых месторождений, пришел к выводу о сингенетичном образовании топазовых грейзенов по гранитам и слюдисто-флюоритовых руд по карбонатным породам. При этом последние он рассматривает как своеобразные десилицированные грейзены, образованные при замещении известняков рудными растворами с высокой концентрацией фтора и глинозема и низким содержанием кремнекислоты. Возникшие при этом апокарбонатные грейзены почти не содержат кварца и характеризуются широким развитием минералов, лишенных кремнекислоты или недонасыщенных ею. Рудоносные растворы, имевшие высокую концентрацию фтора, вероятно, обладали весьма высокой подвижностью, но в результате интенсивного взаимодействия с известняками в условиях резкого перепада давления быстро пересыщались, переходя в гели, которые заполняли рудоподводящие трещины. В результате этого, одновременно с образованием руд замещения по трещинам, возникли тонкополосчато-фестончатые прожилки, обладающие характерной колломорфной структурой.

По мнению автора, оловосодержащие апокарбонатные грейзены в ряду постмагматических образований соответствуют оловосодержащим редкометальным грейzenам «линии скрещения» (по К. А. Власову), и их следует рассматривать в качестве прямого эквивалента последних, развивающихся обычно в алюмосиликатной среде. Эти грейзены, таким образом, являются своеобразным аналогом оруденения касситерит-кварцевой формации силикатно-кварцевой группы оловорудных месторождений. Это подтверждается как условиями формирования апокарбонатных грейзенов, так и их минералого-геохимическими особенностями, которые выражаются, в частности, в тесной ассоциации олова с такими типично литофильными элементами, как фтор, редкие щелочи и некоторые другие элементы, входящие в состав этих грейзенов.

На некоторых участках развития апокарбонатных грейзенов устанавливаются повышенные против обычных, в общем незначительные содержания олова. От других участков такие участки отличаются появлением больших количеств турмалина. Эти участки

представляют собой уже переходы к следующему типу оловорудных проявлений касситерит-флюо-силикатной формации, развитому среди карбонатных пород.

КАССИТЕРИТ-ТУРМАЛИН-ФЛЮОРИТОВЫЙ ТИП

В Приморье оруденение этого типа генетически и пространственно связано с интрузивами тех же гранитов, с которыми ассоциированы и оловоносные апокарбонатные грейзены. Однако для этих интрузивов уже не характерно образование кварц-топазовых грейзенов. Наиболее ранние постмагматические образования представлены здесь турмалинсодержащими породами. В зонах эндоконтактов интрузивов возникают турмалиновые и обычные кварц-мусковитовые грейзены с рассеянным касситеритом. Иногда отмечаются пегматоидные образования с турмалином. В зонах экзоконтактов интрузивов, на участках, где среди карбонатных пород присутствуют песчаники или сланцы, образуются уже не кварц-топазовые, а кварц-турмалиновые роговики. Турмалин при этом является характерным минералом и почти для всех более поздних уже собственно рудных образований.

В составе ранних кварц-турмалиновых метасоматических пород, развивающихся в виде мощных зон в экзоконтактах интрузивов гранитоидов, один из главных минералов — черный железистый турмалин, с которым ассоциируют мелкие выделения рассеянного касситерита. Эти зоны метасоматических пород вмещают слабооловоносные кварц-турмалиновые жилы. Зоны таких метасоматических пород развиваются по алюмосиликатным осадочным породам (песчаникам и сланцам), а также по скарнам. В карбонатных же породах они не возникают. В последних на рудоносных участках развиваются касситерит-турмалин-флюоритовые руды, образующие сложные метасоматические залежи в зонах дробления или седловидные и пластообразные залежи в участках отслоения в сводах антиклинальных складок. В качестве примера можно привести краткую характеристику Ярославского оловорудного месторождения, где наиболее широко развиты руды рассматриваемого типа.

Ярославское оловорудное месторождение

Месторождение располагается в южной части Ханкайского массива в пределах Вознесенской металлогенической подзоны. Оно было открыто в 1948 г. М. П. Материковым и разведано им совместно с автором.

Рудное поле месторождения располагается в экзоконтактной зоне интрузива упоминавшихся выше вознесенских гранитов, прорывающих осадочные породы нижнего кембрия, смятые в сложную антиклинальную структуру северо-западного простирания (рис. 11). Среди осадочных пород выделяются три горизонта, из которых

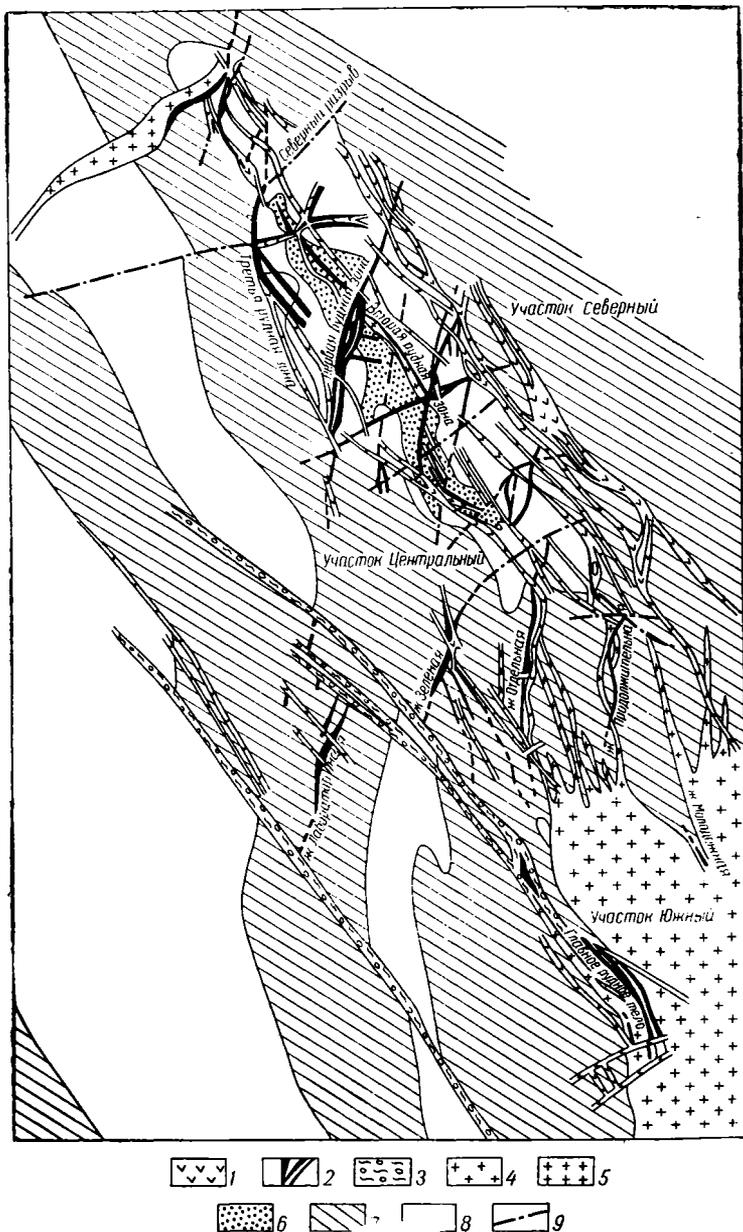


Рис. 11. Геологическая карта Ярославского оловорудного месторождения (по Ю. Г. Иванову, М. П. Материкову, Е. И. Тыменику)
 1 — порфириты; 2 — рудные тела; 3 — зоны нарушений; 4 — граниты (вознесенские); 5 — гранит-порфиры; 6 — скарны; 7 — сланцы; 8 — известняки;
 9 — тектонические разрывы

нижний и верхний сложены различными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, а средний — известняками.

Складчатая структура месторождения очень сложна и обусловлена развитием на фоне общего брахиантиклинального поднятия многочисленных дополнительных складок самых различных размеров, вплоть до мелких складок волочения. Складчатые структуры нарушены многочисленными разрывами, вмещающими дайки гранитов, порфиритов и рудные тела. По отношению к ориентировке осей складок разрывы разделяются на продольные, поперечные и диагональные, тесно связанные с формированием складчатой структуры. Выделяются также так называемые «косые надвиги» и межформационные и внутрисластовые зоны срывов и отслоения.

Продольные нарушения представлены взбросами, развитыми в основном в осевых частях складок. Падение их направлено на юго-запад под углом $60-70^\circ$, что согласуется с обычной опрокинутостью складок на северо-восток.

Поперечные нарушения обычно представляют нормальные сбросы (реже взбросы) с однообразным падением на юго-восток под углом $60-65^\circ$. По отношению к продольным поперечные нарушения формировались более длительно и свое основное развитие получили на поздних этапах деформации, что устанавливается по обычной приуроченности к ним завершающей низкотемпературной минерализации.

Диагональные нарушения образуют четко выраженную систему сдвигов северо-северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом $70-85^\circ$. Очень часто эти нарушения сопровождаются серией опережающих трещин, которые способствовали развитию сильной трещиноватости в рудовмещающих породах и образованию в таких участках довольно мощных зон оловорудной минерализации очень сложного внутреннего строения (зоны Зеленая, Лабораторная и др.).

«Косые надвиги» образуют особую группу разрывных нарушений, имеющих северо-западное простирание с однообразным падением на северо-восток под углом до 45° . Эти нарушения протягиваются вдоль контактов известняков со сланцами в северо-восточных крыльях антиклинальных складок. Они представляют собой мощные (до $50-60$ м) зоны брекчий, содержащих обломки сланцев, известняков, гранитов, порфиритов, а вблизи рудных тел — обломки сульфидных руд, что свидетельствует об их послерудном возрасте.

Гранитный интрузив, располагающийся к юго-западу от месторождения, вытянут в соответствии с простиранием антиклинальной структуры, длина его около 7 км при максимальной ширине до $1,5$ км. В пределах рудного поля интрузив заканчивается серией апофиз, обычно приуроченных к продольным разрывам.

Граниты как самого интрузива, так и особенно его апофиз подверглись сильной грейзенизации. Среди грейзеновых образований

преобладают кварц-слюдистые грейзены с турмалином. Кроме гранитов в северной части месторождения имеет место мощная дайка интенсивно турмалинизированных гранит-порфиров, приуроченная к поперечному нарушению.

На месторождении чрезвычайно широко развиты многоэтапные дайки порфиров. В большинстве случаев они послерудные. Однако выделяются и внутрирудные дайки, содержащие наложенную рудную минерализацию.

Широко распространены на месторождении скарновые образования, представленные пироксен-скаполитовыми, пироксен-прени-товыми и апоскарновыми эпидот-амфиболовыми породами. Они развиты главным образом вдоль контактов известняков со сланцами в сводах антиклинальных складок и в гораздо меньшей степени — вдоль контактов известняков с гранитами. Скарны являются дорудными образованиями. Они пересекаются или же замещаются всеми известными на месторождении типами руд. Кроме дорудных скарнов на Ярославском месторождении широко развиты и околорудноизмельченные породы. Так, рудные тела, залегающие в сланцах, повсеместно сопровождаются оловоносными кварц-турмалиновыми роговиками. При переходе зон турмалинизации в известняки в составе роговиков резко уменьшается количество турмалина с одновременным увеличением количества кварца, в связи с чем породы приобретают кварцитовидный облик. На глубоких горизонтах месторождения отмечены также хлорит-содержащие околорудные породы.

На Ярославском месторождении разведывалось свыше 40 рудных тел. По морфологии и характеру внутреннего строения все они могут быть объединены в следующие четыре группы:

1. Минерализованные зоны дробления. Эта группа включает рудные тела и зоны, приуроченные к наиболее крупным диагональным сколовым нарушениям с амплитудой перемещения, измеряемой десятками метров, а также рудные тела, приуроченные к поперечным малоамплитудным разрывам, и зоны оруденения, приуроченные к нарушениям, развивавшимся на крыльях складок вдоль контактов разнородных пород.

2. Жильные рудные тела, приуроченные к малоамплитудным диагональным сколам и продольным разрывам.

3. Мелкопрожилковые рудные зоны, а также рудные зоны со сложным гнездовым оруденением, ориентированные обычно в направлении диагональных сколов.

4. Седловидные и пластовые рудные залежи, развитые главным образом в сводах антиклинальных складок.

К первой группе относятся наиболее крупные рудные тела месторождения — Первая рудная зона (рис. 12) и Главное рудное тело, а также некоторые мелкие рудные тела (Южный разрыв, Семебка и др.). Для рудных тел этой группы характерно чрезвычайно сложное внутреннее строение, обусловленное концентрацией в одной разрывной структуре разнообразных гидротермальных

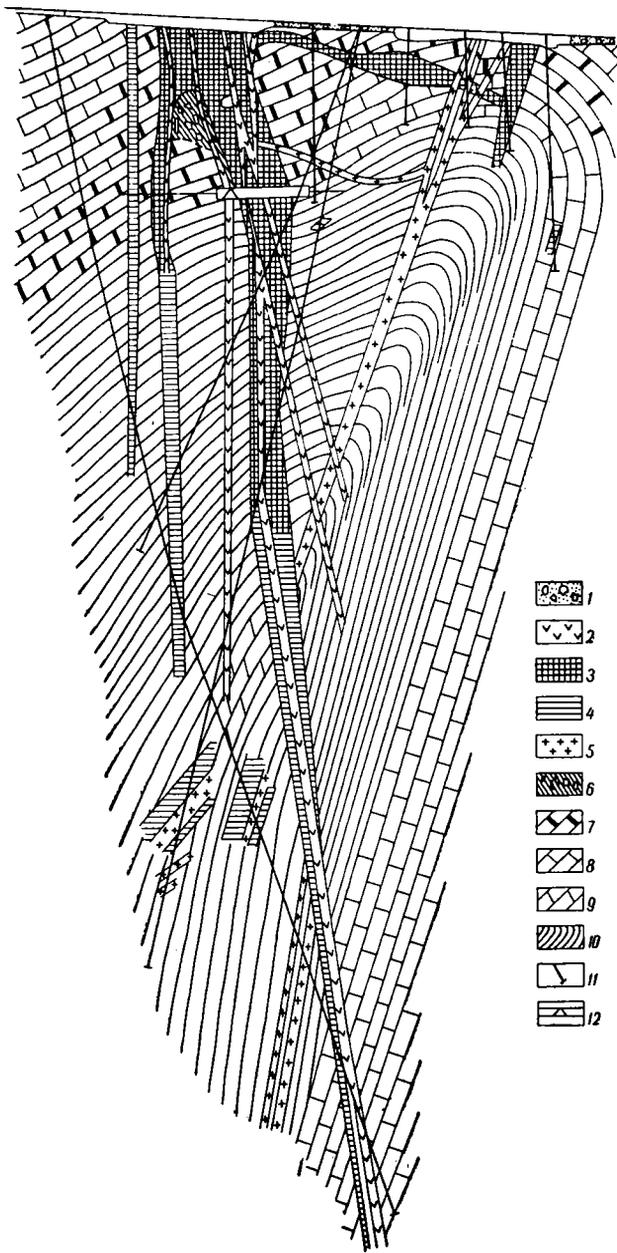


Рис. 12. Геологический разрез по Первой рудной зоне Ярославского месторождения (по Ю. Г. Иванову и Е. И. Тыменику)

1 — делювий; 2 — неизменные порфиры; 3 — промышленные оловянные руды; 4 — забалансовые руды; 5 — граниты; 6 — брекчи; 7 — скарны; 8 — известняки; 9 — известковистые сланцы; 10 — сланцы; 11 — буровые скважины; 12 — подземные горные выработки

продуктов и сильно измененных гидротермальными и тектоническими процессами вмещающих пород. Морфологически рудные тела представляют мощные зоны брекчий с заключенными в них кварцевыми жилами, линзами и гнездами различных по составу руд, сопровождаемые сетчатым и вкрапленным оруденением в боковых породах. Рудным телам свойственно наличие местных раздувов, вызываемых особыми структурными условиями, а также пологопадающих и крутопадающих боковых рудных ответвлений. Внутри этих рудных тел постоянно наблюдаются ветвящиеся послерудные дайки порфиритов, а также внутрирудные дайки порфиритов, подвергающиеся турмалинизации с одновременным образованием псевдоморфоз галенита по вкрапленникам полевых шпатов.

Вторая группа объединяет большинство второстепенных рудных тел (жилы Ноябрьская, Декабрьская, Отдельная и др.). Общей особенностью всех этих рудных тел является то, что они обычно сложены каким-либо одним типом руд при подчиненном развитии оруденелых тектонических брекчий. Наиболее крупные из них те, которые приурочены к диагональным сколам, в то время как с продольными разрывами связаны обычно непромышленные рудные тела.

Третья группа рудных тел объединяет мелкопрожилковые рудные зоны, а также рудные зоны со сложным гнездовым оруденением, вмещающими породами для которых служат сланцы. Общая ориентировка таких рудных зон соответствует диагональным сколам (Лабораторная, Зеленая и другие зоны). Внутреннее строение таких рудных зон определяется развитием серий отдельных маломощных жил и прожилков, ветвящихся и сливающихся как по простиранию, так и по падению. Участки вмещающих пород, расположенные между отдельными жилами и прожилками, как правило, превращены в кварц-турмалиновые роговики, содержащие касситерит.

Четвертая, последняя группа рудных тел Ярославского месторождения объединяет седловидные и пластовые рудные залежи, развитые главным образом в сводах антиклинальных складок в известняках (Вторая зона, Старая Знакомая, многочисленные пологозалегающие ответвления более крупных рудных тел). Иногда в разрезе наблюдалось несколько рудных залежей, разделенных пустыми породами и соединяющихся между собой крутопадающими маломощными жилами. Оруденение развивалось главным образом метасоматическим путем.

На Ярославском месторождении развиты следующие типы руд:

1. Турмалин-кварцевые и сульфидно-турмалин-кварцевые руды.
2. Касситерит-турмалин-флюоритовые руды.
3. Сульфидно-кварц-флюоритовые руды.
4. Касситерит-сульфидные (галенит-сфалеритовые) руды.

Кроме отмеченных типов руд здесь имеются также уже упомянутые грейзены и скарны, а также поздние жилы так назы-

ваемых кремнистых лимонитов, не несущих оловянной минерализации.

Все типы руд обычно совмещаются в одних и тех же рудных телах, особенно в рудных телах первой группы, накладываясь один на другой. Однако отчетливо проявляется тенденция и к их пространственному разделению. Турмалин-кварцевые и сульфидно-турмалин-кварцевые руды преимущественно встречаются среди сланцев и отчасти среди скарнов, залегая главным образом в диагональных сколах. Касситерит-турмалин-флюоритовые руды залегают в известняках и скарнах, в рудных телах, приуроченных к продольным и диагональным нарушениям. Касситерит-сульфидные руды характерны для рудных тел, приуроченных к диагональным сколам и особенно к поперечным нарушениям. В поперечных же трещинах развиваются и кварц-кальцитовые жилы, секущие все остальные типы руд.

Турмалин-кварцевые и особенно сульфидно-турмалин-кварцевые руды преобладают. Они сложены кварцем и турмалином, второстепенными минералами являются флюорит, сульфиды мышьяка, железа, цинка, меди (как правило, окисленные), касситерит, магнетит, хлорит, серицит, изредка апатит, данбурит, вольфрамит, молибденит и висмутит. Разновидностью руд этого типа могут считаться кварц-турмалиновые роговики, образованные путем замещения сланцев и местами очень богатые оловом. Характерно, что среди сланцев, где турмалин-кварцевые руды являются полностью преобладающими, олово часто почти отсутствует в жильном кварцевом выполнении и концентрируется в околорудных кварц-турмалиновых роговиках. Поэтому, несмотря на четкие и ясные зальбанды турмалин-кварцевых жил, контуры рудных тел можно определить только опробованием.

По данным И. Н. Говорова, на глубоких горизонтах месторождения на турмалин-кварцевые руды наложена хлорит-сульфидная минерализация, представленная в основном пиритом с подчиненным количеством хлорита, пирротина и халькопирита при почти полном отсутствии касситерита.

Касситерит-турмалин-флюоритовые руды залегают только в известняках и скарнах. Они имеют облик колломорфных образований с волнистоизогнутыми; тонкополосчатыми и фестончатыми текстурами (наблюдаются и концентрически полосчатые участки). Выделяются два подтипа руд: микроклин-флюоритовый и турмалин-флюоритовый. Олово концентрируется главным образом в рудах второго подтипа. Преобладающие минералы микроклин-флюоритовых руд — флюорит, микроклин и менее турмалин, подчиненные — светлые слюды, топаз, арсенопирит, пирит, кварц, касситерит, селлаит, скаполит, карбонат. В составе руд турмалин-флюоритового подтипа преобладают флюорит и турмалин, сопровождаемые значительным количеством касситерита; второстепенными минералами являются светлая слюда, кварц, апатит, сфен, пирит, карбонат.

Сульфидно-кварц-флюоритовые безоловянные руды развиты только в Главном рудном теле. Они характеризуются грубополосчатой текстурой и крупнозернистым строением. Состоят руды главным образом из флюорита и кварца при подчиненном количестве арсенопирита, пирита, турмалина и светлой слюды; изредка отмечаются рутил, анатаз, хлорит, шеелит.

Касситерит-сульфидные, а также окисленные олово-свинцовые и железисто-кремнистые галмейные руды наиболее поздние. При этом железисто-кремнистые руды представляют собой резко выраженные так называемые «близповерхностные» образования с метаколлоидными структурами, тонкозернистым кварцем и тонкоигольчатым касситеритом, образующим сплошные неразличимые под микроскопом агрегаты.

Касситерит-сульфидные руды всегда резко окислены, что затрудняет разделение их по разновидностям. В их состав входят лимонитизированный пирит, сплошные метаколлоидные агрегаты кварца и окислов железа, касситерит, вторичные минералы свинца (преимущественно англезит), галмэй, смитсонит, скородит, редко турмалин и остаточный галенит. Отмечаются вторичные фосфаты и арсенаты, а также днабантин и коркит.

Жилы кремнистых лимонитов, секущие все другие рудные образования, обладают колломорфной структурой и состоят в основном из кварца, проросшего минералами группы гизингерита — юнтронита и лимонитом; содержат пирит, слюду и, вероятно, захваченные из вмещающих пород флюорит и турмалин.

В составе различных постмагматических образований Ярославского месторождения всего насчитывается 75 минералов, из которых 52 гипогенные и 23 характеризуют зону окисления.

Из всех многочисленных минералов приведем краткую характеристику только касситерита.

Наиболее ранний касситерит на Ярославском месторождении в виде рассеянной вкрапленности выделялся в процессе грейзенизации. Среди собственно оловянных руд установлено четыре генерации касситерита.

Касситерит первой генерации входит в состав ранних турмалин-кварцевых руд, а также образует вкрапленность в роговиках. Он представлен обычно короткопризматическими кристаллами размером от десятых долей миллиметра до 1—2 мм, которые нередко образуют агрегаты до 1—2 и иногда более сантиметров. Под микроскопом он представлен неправильными изометричными зернами и короткопризматическими кристаллами, иногда образующими коленчатые двойники.

Касситерит второй генерации развит в рудах касситерит-турмалин-флюоритового типа. По морфологическим особенностям в этих рудах выделяются две разновидности касситерита: тонкозернистый скрытокристаллический и короткопризматический. Кроме того, в подчиненном количестве отмечается длиннопризматический

игольчатый касситерит, радиально-лучистые агрегаты которого okayмляют выделения скрытокристаллического касситерита; минерал выполняет также трещинки, секущие турмалин. Тонкопризматический скрытокристаллический касситерит наиболее характерен для руд Главного рудного тела, где он образует агрегаты тончайших зерен бурого цвета. Размеры отдельных зерен 0,001—0,01 мм. Агрегаты касситерита иногда дают тонкофестончатую структуру срастания с флюоритом и турмалином с образованием полос, обогащенных тем или иным минералом. Иногда наблюдается субграфическое срастание флюорита и касситерита, при этом зерна последнего размером до 0,001 мм оказываются включенными во флюорит. Более крупнокристаллический касситерит часто обрастает агрегаты тонкокристаллического касситерита, а также образует единичные кристаллы короткопризматического габитуса с развитием двух граней призмы, пирамиды и пинакоида. Размер отдельных кристаллов и зерен от 0,005 до 2 мм. Окраска его пятнистая бурых тонов, иногда зональная до сплошной темно-коричневой. Ассоциирует чаще всего с турмалином, подчиняясь по форме последнему, а также выполняет промежутки между зернами турмалина и флюорита.

Касситерит третьей генерации характерен для турмалин-кварцевых руд, обогащенных сульфидами. Преобладающая форма выделений его — короткопризматические кристаллы. По окраске выделяются две разновидности касситерита: светлоокрашенная и темноокрашенная. Первая разновидность отличается слабой желтоватой окраской и характеризуется простыми формами, обычно комбинацией призмы и пирамиды, реже двух призм 110 и 100 и двух пирамид 101 и 111. Вторая, темноокрашенная разновидность пятнистой, зональной или сплошной бурой окраски дает более сложные формы, преимущественно короткостолбчатые с развитием граней двух призм, пирамид и пинакоида. В начальные этапы образования руд сульфидно-турмалин-кварцевого типа касситерит ассоциируется в основном с турмалином, а в более поздние с сульфидами — пиритом и арсенопиритом. Бурый касситерит обычно по форме подчинен турмалину, бесцветный является более поздним по отношению к пириту.

Касситерит четвертой генерации входит в состав касситерит-сульфидных, преимущественно полиметаллических руд. В этих рудах он образует призматические, чаще неправильные зерна величиной 0,005—0,15 мм, группирующиеся в агрегаты размером до 0,5 мм. Ассоциируется преимущественно с англезитом и кварцем.

Околорудные изменения на Ярославском месторождении очень усложнены наложением последовательно перекрывающихся процессов, замаскированных интенсивным окислением руд и выветриванием самих пород. В известняках чаще всего развивается окварцевание и флюоритизация, в сланцах — окварцевание и турмалинизация и изредка хлоритизация. В скарпах в одинаковой степени наблюдаются и турмалинизация, и флюоритизация. Во

всех породах отмеченные изменения сопровождаются также сульфидами.

Характерно, что околорудные изменения сильнее всего проявляются в скарнах и сланцах, массивные же известняки очень часто в непосредственных контактах с рудными телами остаются совершенно неизменными, в то время как основная масса руды образована замещением именно известняков. Последнее объясняется тем, что в известняках значительно слабее развивается мелкая трещиноватость, а появляющиеся отдельные трещины быстро залечиваются кальцитом. В зонах же более интенсивного дробления известняков, где широко развиваются метасоматические породы, роль экранов играют плоскости краевых трещин, ограничивающих с боков эти зоны дробления.

Скарны являются вмещающими породами для руд, но распространение их в общем плане совпадает с площадью развития рудных тел, что, по-видимому, можно рассматривать как свидетельство последовательной связи процессов скарнообразования и оруденения.

В гранитных дайках развита грейзенизация, связанная с одной стороны с автопневматолитом, а с другой — с этапом образования ранних кварцевых жил, предшествовавшим главной эпохе оловянного оруденения.

Таким образом, история формирования Ярославского месторождения была длительной и характеризовалась неоднократным возобновлением тектонических подвижек, которые иногда сопровождалась внедрением даек порфириров. Схематически история формирования месторождения показана на рис. 13, откуда видно, что постмагматический процесс включает десять этапов, последовательно сменявших, а иногда, по-видимому, и перекрывавших друг друга. В итоге на месторождении образовались три самостоятельные группы оловянных руд, различающиеся по минеральному составу, характеру околорудных изменений и форме выделения касситерита. К этим рудам относятся: 1) турмалин-кварцевые руды; 2) турмалин-флюоритовые руды; 3) сульфидно-турмалин-кварцевые руды с подчиненными им касситерит-сульфидными (преимущественно полиметаллическими) рудами и хлорит-сульфидными проявлениями.

Первый, наиболее ранний турмалин-кварцевый тип руд характеризуется резко подчиненным участием в их составе сульфидов, представленных главным образом пиритом. Околорудные изменения в связи с этими рудами проявились весьма отчетливо и выражаются в образовании кварц-турмалиновых роговиков и турмалинизированных пород в сланцах, песчаниках и скарнах и мусковит-турмалиновых и мусковит-серицитовых грейзенов в гранитах. Касситерит обычно представлен короткопризматическими кристаллами размером от долей до 1—2 мм.

Второй, более поздний, тип оловянных руд характеризуется ассоциацией касситерита с флюоритом, турмалином, микроклином

и некоторыми другими минералами. Этот тип руд обычно проявляется в известняках и скарнах. Околорудные изменения представлены относительно слабо проявленными окварцеванием и флюоритизацией известняков и скарнов и турмалинизацией последних. Касситерит в их составе образует короткопризматические, реже

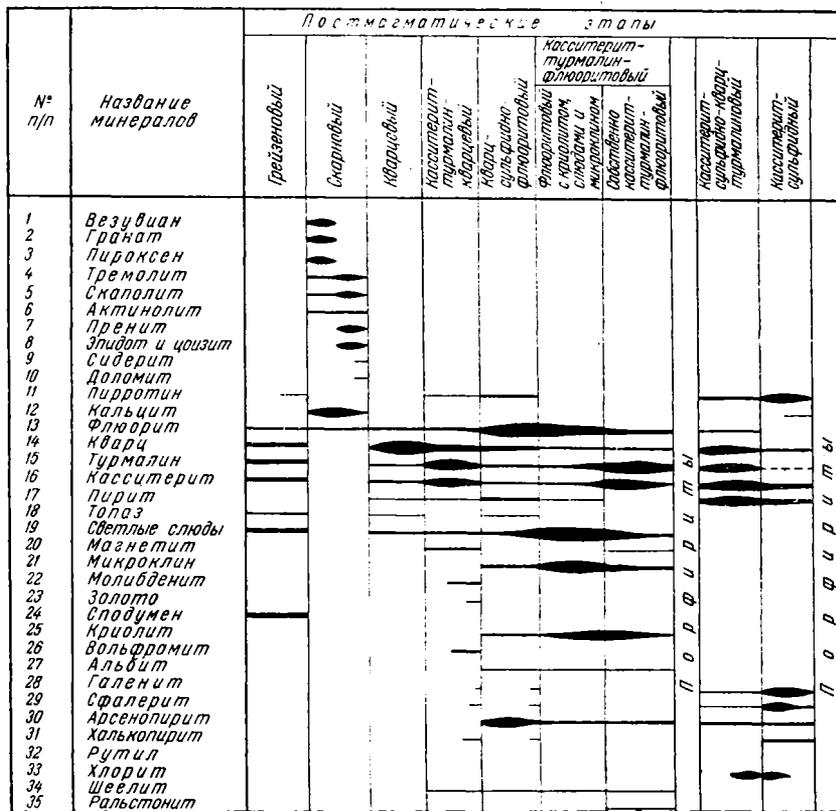


Рис. 13. Парагенетическая диаграмма Ярославского месторождения (по Ю. Г. Иванову)

длиннопризматические и игольчатые кристаллы, группирующиеся в радиально-лучистые агрегаты; встречаются колломорфные выделения касситерита. Преобладающие размеры кристаллов касситерита 0,1—0,2 мм. Подобных касситеритсодержащих минеральных ассоциаций с характерными для них текстурно-структурными особенностями, которые были отмечены выше, в литературе по оловянным месторождениям до открытия Ярославского месторождения не было описано.

Последняя группа оловянных руд Ярославского месторождения включает сульфидно-турмалин-кварцевые руды, которым подчи-

нены хлорит-сульфидные проявления и касситерит-сульфидные руды. Эти руды развиты преимущественно в сланцах и песчаниках и характеризуются повышенным содержанием сульфидов, представленных пиритом, арсенопиритом, галенитом и сфалеритом. Касситерит присутствует в форме короткопризматических кристаллов и скрытокристаллических агрегатов. Последние иногда образуют волнистоизогнутые полосы. Околожилные изменения проявлены слабо и выражены на ранних стадиях главным образом турмалинизацией вмещающих пород.

Глубина распространения оруденения на Ярославском месторождении во многом зависит от состава вмещающих пород и особенностей структуры отдельных его участков. Однако эта зависимость проявляется по-разному, и если на одном участке наиболее благоприятными для рудоотложения были известняки, то на другом — сланцы и песчаники.

На Северном участке, например, оловянное оруденение быстро затухает при переходе рудных тел из известняков в нижележащие сланцы. При этом оловянное оруденение распространяется на некоторое расстояние среди сланцев, подстилающих известняки, только в наиболее крупных и хорошо образованных трещинных структурах. Все же второстепенные рудные тела совершенно не выходят за пределы горизонта известняков. На этом же участке хорошо выражена и зависимость оруденения от элементов складчатой структуры. Наиболее богатые руды здесь приурочены к сво-ду опрокинутой складки и к ее висячему крылу.

На Центральном участке месторождения преобладающая масса оловянных руд располагается в сланцах и песчаниках, перекрывающих известняки, которые на поверхности здесь не обнажаются. При выходе рудных тел на глубине из сланцев в известняки содержание олова в них резко уменьшается.

На Южном участке, где оруденение приурочено к клину осадочных пород, заключенному среди гранитов, рудная минерализация не выходит на глубине из известняков, которые здесь характеризуются крутым падением. Благодаря этому оловянное оруденение на участке Южном прослеживается несколько глубже, чем на других участках, но и здесь оно прекращается намного раньше выклинивания самого рудного тела, сложенного на глубоких горизонтах существенно флюоритовыми рудами с убогими содержаниями олова.

На рис. 14 показана проекция на вертикальную плоскость, параллельную вытянутости рудного поля Ярославского месторождения, наиболее крупных рудных тел с указанием приуроченности их к определенным элементам складчатой структуры и к литологическим разностям вмещающих пород. Из рисунка видно, что на Ярославском месторождении отсутствует единая универсальная зависимость глубины распространения оловянного оруденения от состава вмещающих пород и от элементов складчатых структур. Влияние вмещающих пород сказывается главным образом в оп-

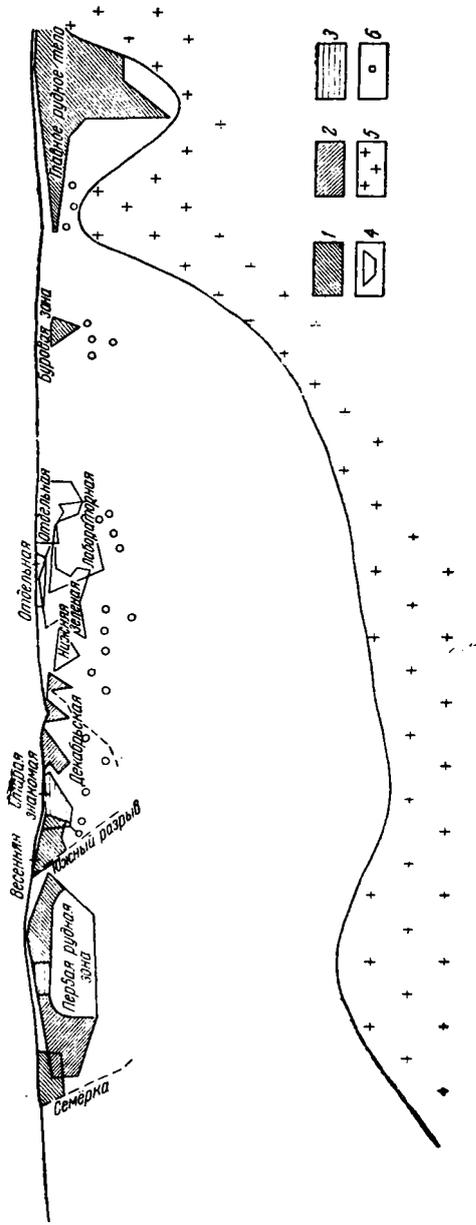


Рис. 14. Проекция на вертикальную плоскость рудных тел Ярославского месторождения (по Ю. Г. Иванову)
 1 — рудные тела, залегающие в известняках свистовой крылы складки; 2 — рудные тела, залегающие в известняках лежачего бока складки; 3 — рудные тела, залегающие в известняках сводовой части складки; 4 — рудные тела, залегающие в сланцах; 5 — граниты; 6 — складки, не вскрывшие руду

ределенном составе руд, форме рудных залежей и характере околорудных изменений. Элементы же складчатой структуры оказывают лишь местное влияние на распределение оруденения в пределах отдельных рудоносных полостей, определяя форму рудных залежей и положение обогащенных участков в крупных рудных телах. По мнению автора, такое распространение оловянного оруденения на глубину на Ярославском месторождении определяется наличием «критического» горизонта, на уровне которого произошла резкая смена физико-химических условий рудоотложения, вызвавшая начало массового отложения касситерита из растворов. Это подтверждается целой серией глубоких буровых скважин, которые ни в одном из случаев не вскрыли на глубине промышленных оловянных руд.

Итак, для Ярославского месторождения еще в большей степени, чем для Благодатненского, характерно тесное пространственное совмещение различных формаций и типов оловянного оруденения. Здесь совмещается оруденение касситерит-флюо-силикатной, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций.

Более низкотемпературным членом ряда месторождений касситерит-турмалин-флюоритового типа в Приморье является Первомайское месторождение, расположенное в том же районе, что и Ярославское. В отличие от малосульфидных касситерит-турмалин-флюоритовых руд руды Первомайского месторождения наряду с турмалином и флюоритом содержат большое количество сульфидов, представленных главным образом арсенопиритом и сфалеритом. Другие отличительные особенности Первомайского месторождения — удаленность его от рудоносного интрузива гранитов и большая глубина оруденения, измеряемая несколькими сотнями метров (свыше 500 м). Все эти особенности, по-видимому, свидетельствуют о значительном удалении рудовмещающих зон от активного рудоносного очага. Ниже приведена краткая характеристика Первомайского месторождения.

Первомайское оловорудное месторождение

Первомайское месторождение, как и Ярославское, располагается в южной части Ханкайского массива, в пределах Вознесенской металлогенической подзоны. Месторождение было разведано и впервые описано П. Н. Антоновым и автором.

В пределах рудного поля месторождения выделяются два участка: 1) участок развития штокверкообразных рудных зон с касситерит-турмалин-флюоритовой минерализацией и 2) участок жильных рудных тел с касситерит-сульфидным оруденением.

Рудное поле сложено известняками с подчиненными им прослоями сланцев, прорванными дайками жильных пород среднего и основного состава. Осадочные породы образуют в пределах рудного поля плавную складчатую дугу, меняя простирание с северо-

западного на юге на северо-восточное на севере (рис. 15). Они слагают ряд складок с углом падения крыльев 60—75°.

В 2 км к северу от месторождения осадочные породы прорваны интрузивом вознесенских гранитов. Этот интрузив вытянут и изогнут согласно с остальной структурой месторождения и дает несколько апофиз в сторону рудного участка.

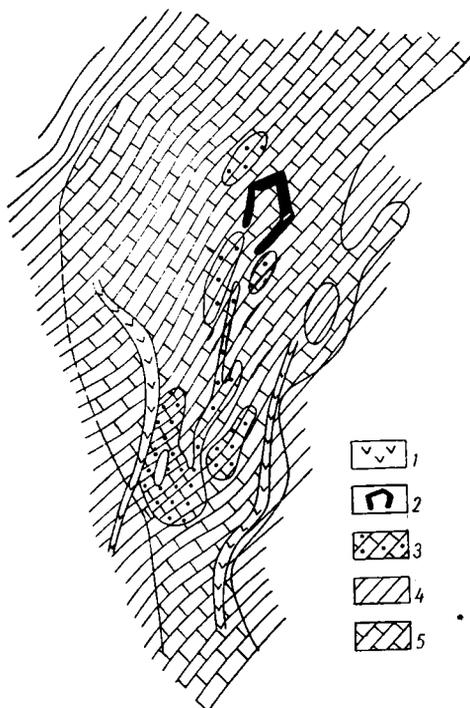


Рис. 15. Геологическая карта Первомайского оловорудного месторождения (по Ю. Г. Иванову и П. Н. Антонову)
1 — порфириты; 2 — рудные тела; 3 — доломитизированные известняки; 4 — сланцы; 5 — известняки

Среди достаточно многочисленных даек выделяются три возрастные группы: 1) диабазовые порфириты, 2) диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты и 3) диорит-сиенит-порфириты. Первые интрузивные, остальные — послерудные.

Зона оловянного оруденения протягивается на 7—8 км, но максимальная концентрация оруденения проявлена только в ее северной части, где в связи с отмеченным изгибом складок, по-видимому, были созданы наиболее благоприятные структурные условия для локализации оруденения.

В известняках широко развиты три системы трещин:

1. Трещины разрыва, согласные с простираем пород.
2. Трещины скола, диагональные к простираению пород.
3. Трещины, поперечные к простираению пород.

Эти системы трещин наиболее полно проявились в куполовидных поднятиях известняков, где ими определяется положение рудных тел, в основном штокверкообразного прожилкового типа.

По форме и условиям залегания на Первомайском месторождении выделяются два типа рудных тел, несущих и различное оруденение — штокверкообразные прожилковые рудные зоны и жильные рудные тела.

Рудные зоны первого типа развиты в северной части месторождения, ближе к интрузиву гранитов. Среди них наиболее интересной и изученной является Голубая зона.

Рудные тела жильного типа локализованы в 1,2 км к югу от участка развития рудных тел первого типа, т. е. на наибольшем удалении от интрузива гранитов.

Наиболее крупная из прожилковых зон — зона Голубая — в плане представляет собой линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Угол падения ее с поверхности 55—60°

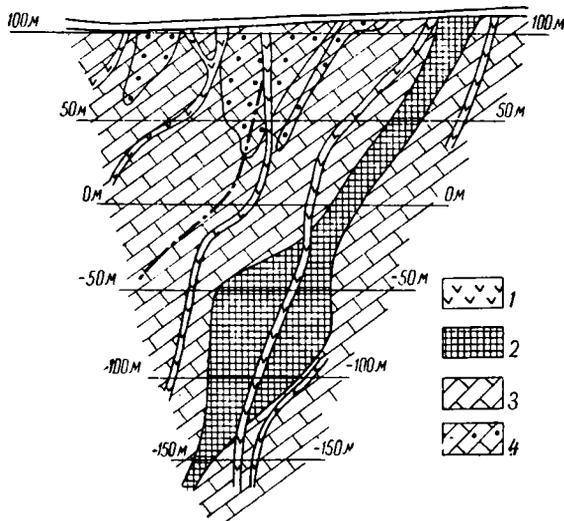


Рис. 16. Геологический разрез по Первомайскому оловорудному месторождению (по Ю. Г. Ивапову и П. Н. Антонову)

1 — диоритовые порфириты; 2 — прожилковые рудные зоны; 3 — известняки; 4 — доломиты

на северо-запад. С глубиной угол падения зоны не остается постоянным и изменяется от 3—5 до 60°. В интервале глубин от 100 до 200 м рудная зона образует мощный раздвиг (рис. 16).

Внутреннее строение Голубой зоны определяется развитием серий рудных прожилков различной ориентировки. Господствующее простирание прожилков северо-восточное, согласное с общим простиранием зоны. Значительно реже встречаются прожилки северо-западного и широтного простирания, развитые в основном в лежащем боку зоны.

Густота и мощность прожилков непостоянны и меняются как по простиранию, так и по падению. С поверхности их насчитывается от 10—15 до 60—70 на 1 пог. м мощности зоны при мощности отдельных прожилков от 0,1—0,2 до 2—3 см. С глубиной количество прожилков уменьшается до 3—5 на 1 пог. м, но вместе с тем увеличивается их мощность, иногда до 40—60 см, в среднем, однако, составляя около 5 см. Количество и мощность прожилков

уменьшается и по направлению от центральной части зоны к ее флангам. Общая насыщенность зоны рудными прожилками составляет примерно 4—6%, а в пределах промышленной части — 20—25%.

Первичная зональность в пределах Голубой рудной зоны отчетливо проявляется только по вертикали и выражается в преобладании турмалина над всеми другими минералами в верхних горизонтах рудного тела, количество которого с глубиной уменьшается с одновременным увеличением количества сульфидов — сфалерита и арсенопирита.

Среди жильных рудных тел наиболее типичной является жила Лазурная, расположенная в 1,2 км к югу от Голубой зоны. Она характеризуется северо-западным простиранием (320—330°) с падением в восточных румбах под углом 30—40°. Длина жилы всего около 30 м при максимальной мощности до 0,5 м. В обоих зальбандах жилы обычно наблюдается сетчатое оруденение, характеризующееся развитием во вмещающих карбонатных породах сети тонких богатых касситеритом кварц-сульфидных прожилков.

Как уже отмечалось, на Первомайском месторождении развиты два пространственно разобщенных типа рудной минерализации: касситерит-турмалин-флюоритовый и касситерит-сульфидный. Первый тип руд включает в свою очередь несколько разновидностей рудных образований, слагающих самостоятельные прожилки, которые характеризуют собой последовательные этапы развития рудного процесса.

Такими разновидностями прожилков в последовательности их образования являются: 1) кварц-полевошпатовые, 2) слюдисто-флюоритовые, 3) турмалин-сульфидно-касситеритовые и 4) флюоритовые.

Кварц-полевошпатовые прожилки проявились главным образом на глубоких горизонтах месторождения. Мощность их колеблется от 2—3 см в приповерхностных частях рудных зон до 50—80 см на их глубоких горизонтах. Вмещающие карбонатные породы на контактах с этими прожилками незначительно окварцованы. Прожилки характеризуются среднезернистой массивной, реже симметричнополосчатой текстурой. Структура их гипидиоморфнозернистая с участками графического и субграфического прорастаний. Сложены они микроклином, кварцем и мусковитом, реже присутствует альбит. По зальбандам и трещинам, секущим прожилки, часто наблюдаются более поздние минералы — турмалин, флюорит, сульфиды, касситерит. Присутствие последних обуславливает полосчатую текстуру прожилков. При этом в контактах турмалин-сульфидных полос с микроклином по последнему развит слюдистая оторочка, мощность которой находится в прямой зависимости от мощности сульфидной части прожилков. Такие особенности строения кварц-полевошпатовых прожилков могут служить примером проявления пульсационной зональности.

Слюдисто-флюоритовые прожилки распространены в небольшом количестве. Мощность их в редких случаях достигает 5 см, чаще же она измеряется миллиметрами. Контакты их нечеткие, расплывчатые, что обусловлено метасоматическим замещением известняков тонкозернистым слюдисто-флюоритовым агрегатом с новообразованиями в непосредственном контакте скаполита, тремолита и в меньшем количестве — граната.

Текстура прожилков симметрично полосчатая, обусловленная чередованием полос, различных по составу и структуре. Центральные части прожилков обычно сложены мелкокристаллическим мусковитом, который к зальбандам сменяется агрегатом микрокристаллического мусковита с флюоритом, а затем идет флюоритовая полоса с небольшим количеством касситерита и сфалерита, в отдельных случаях за флюоритовой полосой наблюдается еще и скаполитовая полоса. Структура прожилков сферолитовая, субграфическая или пойкилобластовая.

Турмалин-сульфидно-касситеритовые прожилки несут основную часть касситерита прожилковых рудных зон. Контакты их с вмещающими породами четкие, но перовые. Контактных изменений в связи с этими прожилками не наблюдалось. Мощность прожилков колеблется от 0,1—0,2 до 20—40 см.

Текстура прожилков полосчатая, иногда симметрично полосчатая, массивная или брекчиевидная; структура сферолитовая или гипидиоморфнозернистая с участками субграфической. Последняя обусловлена тесным сростанием турмалина и флюорита.

Минеральный состав прожилков следующий: голубой турмалин (дравит), арсенипирит, флюорит, касситерит, сфалерит, халькопирит, галенит, кальцит, пирит, рутил, топаз. Последние три минерала встречены в единичных случаях.

Характерными особенностями прожилков описываемого типа являются:

1. Выделение касситерита одновременно с турмалином и арсенипиритом.
2. Наличие проходящего флюорита, количество которого в начальный период образования прожилков было невелико, а к концу он становится преобладающим минералом.
3. Изменение состава прожилков с глубиной, выражающееся в постепенном уменьшении количества турмалина с глубиной при одновременном увеличении содержаний сульфидов, главным образом арсенипирита и сфалерита.

Последняя особенность наиболее ярко подчеркивает вертикальную зональность почти всех прожилковых рудных зон. Первомайское месторождение при этом дает несколько необычный «перевернутый» тип вертикальной зональности, по-видимому, обусловленный развитием оруденения в условиях очень спокойной тектонической обстановки при постепенном изменении состава рудоносных растворов.

Минерализация завершилась образованием существенно флюоритовых прожилков и гнезд, развитых как в пределах прожилковых рудных зон, так и на некотором удалении от них. Мощность этих прожилков достигает 3—5 см, а гнезд 10—15 см в поперечнике. Текстура прожилков массивная, крупнокристаллическая. Прожилки состоят почти из мономинерального флюорита, бесцветного, розоватого, реже светло-фиолетового. Иногда вместе с флюоритом наблюдается кальцит, присутствующий в небольшом количестве.

Другой касситерит-сульфидный тип оруденения на Первомайском месторождении в первичном виде не наблюдался. Окисленные руды этого типа представлены землистыми, пористыми, ячеистыми образованиями с широким развитием гидроокислов железа. В их составе кварц, касситерит, гидроокислы железа, малахит, азурит, халькозин, смитсонит, флюорит, гематит, скородит, франкоксидерит, птитцит.

Общий перечень минералов, входящих в состав руд и околорудно измененных пород Первомайского месторождения, приведен в табл. 7.

Околорудные изменения вмещающих пород, если не считать предрудной перекристаллизации и доломитизации известняков на Первомайском месторождении, выражены относительно нешироко. При этом наиболее ощутимые изменения наблюдаются лишь в связи с самыми ранними порциями рудоносных растворов, когда были образованы кварц-полевошпатовые и слюдисто-флюоритовые прожилки. Изменение вмещающих известняков в связи с кварц-полевошпатовыми пегматоидными прожилками проявляется только в их окварцевании, иногда сопровождаемом новообразованием тремолита, который свидетельствует об активном взаимодействии кремнеземсодержащих растворов с известняками. Наиболее заметно окварцевание проявлено только на глубоких горизонтах месторождения, где наблюдается максимальное скопление кварц-полевошпатовых прожилков. Оно обычно наблюдается на небольшом удалении от контактов прожилков (до 1 м) и выражается в появлении неравномерной мелкой вкрапленности кварца в известняке или доломите. На верхних горизонтах месторождения, где мощность прожилков минимальная, каких-либо заметных воздействий их на вмещающие породы не устанавливается. Подобный тип изменения вмещающих карбонатных пород описан С. С. Смирновым для некоторых гипотермальных полиметаллических месторождений Забайкалья (Гурулевское, Запокровское, Алгачинское и некоторые другие), где в окварцованных карбонатных породах наряду с тремолитом наблюдаются очень небольшие количества турмалина и серицита.

Более поздние слюдисто-флюоритовые прожилки по целому ряду признаков напоминают собой аналогичные образования, развитые среди охарактеризованных выше оловоносных апокарбонатных грейзенов. И. Н. Говоров (1958, 1959) установил, что

в спокойной тектонической обстановке при формировании таких прожилков, развитых на участках апокарбонатных грейзенов, проявляется своеобразный тип диффузионной метасоматической зональности десиликации. В строении метасоматической колонки он выделил следующие основные зоны (от центра к краям): 1) центральную часть, сложенную мусковитом, 2) эфесит-флюоритовой породы с гурмалином и корундом, 3) мусковит-флюоритовой породы с турмалином и 4) известняка. Основное различие между перечисленными зонами заключается в различном содержании в них кремнекислоты и глинозема. Отношение атомных количеств алюминия и кремния составляет: для эфеситовых пород 2:1, для мусковитовых 1:1. Причина этого заключается в различной скорости диффузии при метасоматозе соединений кремния и алюминия. На Первомайском месторождении при образовании слюдисто-флюоритовых прожилков, происходившем, как отмечалось выше, в спокойной тектонической обстановке при медленном просачивании рудоносных растворов, была сформирована следующая метасоматическая колонка (от центра к ее крайним частям): 1) центральная часть, сложенная мусковитом, 2) мусковит-флюоритовая порода с редкими касситеритом и сфалеритом, 3) скаполитовая порода, иногда с тремолитом и редким гранатом и 4) известняк. К сожалению, нами не произведено химическое определение состава скаполита, но, если учесть, что в аналогичной обстановке обычно образуется средний по составу скаполит, то в данном случае соотношение атомных количеств алюминия и кремния будет 0,5--0,6:1, т. е. здесь, как и в случае, описанном И. Н. Говоровым, основное различие между выделенными зонами заключается в различных соотношениях между алюминием и кремнием. Это может служить доказательством проявления и здесь диффузионной метасоматической зональности десиликации.

Вслед за формированием кварц-полевошпатовых и слюдисто-флюоритовых прожилков на месторождении были внедрены дайки диабазовых порфиритов, после которых уже проявилась главная стадия образования оловянных турмалин-сульфидных руд. Возникшие в это время турмалин-сульфидные прожилки, несущие основную массу касситерита, не сопровождаются заметным изменением вмещающих пород. Контакты этих прожилков с вмещающими известняками и доломитами, как правило, неровные, но всегда четкие. Наблюдаемые в прожилках полосчатые текстуры обусловлены большей частью, по-видимому, последовательным образованием различных минеральных ассоциаций.

На южном фланге месторождения в это же время или, может быть, несколько позднее образовались касситерит-сульфидные руды, проявившиеся на еще большем удалении от гранитного интрузива, чем турмалин-касситеритовые, и в несколько иной структурной обстановке. Не исключено, что эти руды могут быть связаны и с самостоятельной порцией рудоносных растворов, поступивших из наиболее глубоких частей магматического очага.

Завершают рудную минерализацию на Первомайском месторождении небольшие безрудные флюоритовые иногда с кальцитом прожилки.

Самые молодые на месторождении — дайки диоритовых и диорит-сиенитовых порфиров, секущие все типы рудных образований Первомайского месторождения.

В заключение необходимо подчеркнуть, что по своим генетическим особенностям оруденение касситерит-флюо-силикатной формации является эквивалентным оруденению силикатно-кварцевой группы, развивающемуся обычно в алюмосиликатной вмещающей среде. Особенности оруденения этой формации определяются, во-первых, богатством рудоносных растворов летучими, главным образом фтором, и, во-вторых, контрастными химическими свойствами вмещающих оруденение известняков. Рудоносные растворы при выходе из интрузии в известняки вступали в активные взаимодействия с последними в непосредственной близости от рудоносной интрузии и сбрасывали свой полезный «груз», причем при этом часто возникала телескопированность оруденения, напоминающая аналогичное явление, свойственное так называемым близповерхностным месторождениям.

Касситерит-карбонатно-сульфидная формация

Оруденение этой формации в Приморье представлено только на описанном выше Благодатненском оловорудном месторождении, где оно развито вместе с оловосодержащими скарнами. Находки руд этой формации известны и на Первомайском месторождении, но в коренном залегании они здесь не обнаружены.

Как видно из приведенного выше описания Благодатненского месторождения, оруденение касситерит-карбонатно-сульфидной формации развито в экзоконтактовом ореоле интрузии, т. е., как и другие формации силикатно-карбонатной группы, оно обнаруживает тесную пространственную связь с интрузией гранитоидов. При сложной морфологии оруденение характеризуется специфичным минеральным составом, выражающимся в ассоциации касситерита с гидросиликатами и карбонатами (флогопит, доломит, хризотил) при отсутствии кварца и сульфидов (см. табл. 7). Сульфиды (главным образом, арсенипирит) и кварц в повышенных количествах проявляются уже после отложения основной массы касситерита, накладываясь на ранее сформированное оруденение. По температурным условиям оруденение этой формации близко к касситерит-кварцевым и ранним турмалин-кварцевым рудам. Касситерит и сопровождающие его минералы развиваются главным образом метасоматическим путем по карбонатным породам, которые оказывают существенное влияние на состав оруденения.

Близкими генетическими аналогами Благодатненского месторождения Приморья являются месторождения Зирабулакских гор (Лапас, Кочкарлы и др.), в рудах которых касситерит ассоцииро-

ван с карбонатом и иногда с небольшим количеством кварца, а также оловоносные зоны в доломитах Биджанского месторождения Малого Хингана, где касситерит находится в парагенезисе с тальком.

СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНАЯ ГРУППА

Оловорудная минерализация силикатно-сульфидной группы в Приморье в соответствии с классификацией Е. А. Радкевич относится к двум формациям: касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной. Оруденение этой группы здесь распространено наиболее широко и развито в основном в пределах Главного синклиналя Сихотэ-Алиня (Главная металлогеническая зона).

В месторождениях и проявлениях касситерит-силикатной формации касситерит ассоциируется с железистыми силикатами — турмалином и хлоритом; для месторождений же и проявлений касситерит-сульфидной формации характерна ассоциация касситерита с сульфидами — пирротиниум, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и рядом других. Проявления этих двух формаций связаны между собой постепенными переходами и часто развиваются в одних и тех же рудных полях. Однако несмотря на это в своих крайних представителях месторождения той и другой формации достаточно четко различаются между собой.

Месторождения рассматриваемой группы обычно удалены от гранитных интрузивов и залегают среди песчано-сланцевых толщ, реже — среди эффузивов.

Рудные поля их характеризуются развитием целых серий субпараллельных сближенных жил, наиболее выдержанные из которых располагаются в продольных по отношению к складчатым структурам тектонических зонах субмеридионального или северо-восточного простираний. Как и на многих других гидротермальных месторождениях, положение рудных полей часто контролируется изгибами складчатых структур, где создаются наиболее благоприятные условия для развития многочисленных разрывов (сколов), которые и служат рудовмещающими структурами. Поперечные к складчатости разрывы менее благоприятны.

Рудные тела, приуроченные к этим разрывам, хотя и пользуются более широким распространением, но обычно отличаются небольшими размерами. Бывают исключения, когда вдоль таких поперечных трещин разрыва проявлялись новые подвижки в момент, непосредственно предшествовавший рудоотложению.

Почти на всех месторождениях и рудопроявлениях рассматриваемой группы наблюдается тесная пространственная связь рудных тел с малыми интрузиями и дайками разного состава, среди которых выделяются дорудные, внутрирудные и послерудные образования.

Морфология рудных тел касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций в общем различна. Для месторождений и

проявлений касситерит-силикатной формации наиболее характерны различного рода метасоматические зоны, возникшие при интенсивном проявлении метасоматических изменений вмещающих пород. Рудоносные растворы, циркулируя по серии сближенных трещин, интенсивно взаимодействовали с вмещающими породами, преобразуя их в метасоматиты кварц-турмалинового и кварц-хлоритового состава. В результате этого рудные метасоматиты преобладают над жильными телами выполнения и часто несут основную массу касситерита (месторождение Дальнетаежное и др.). Для месторождений же и рудопоявлений касситерит-сульфидной формации наиболее типичной формой рудных тел являются разного рода трещинные жилы выполнения (рис. 17, 18).

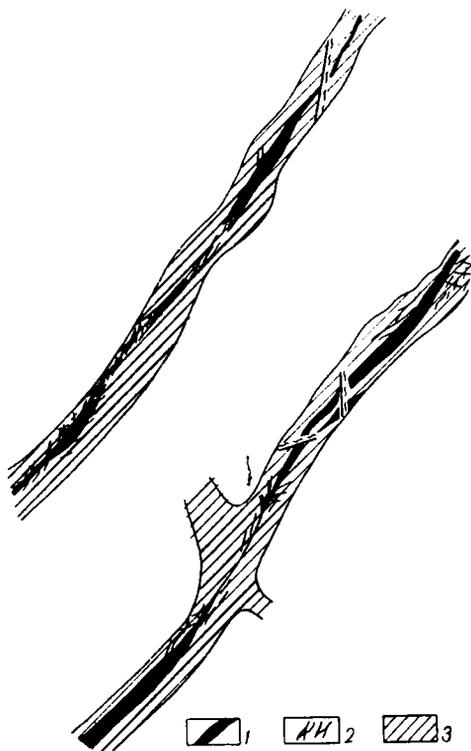


Рис. 17. Морфология жилы Нижней Смирновского месторождения (по А. И. Александрову)

1 — массивные сульфидные руды; 2 — сетчатые руды; 3 — алеволиты

резко отличных масштабах проявления или даже выпадения отдельных из них,

Наиболее типичными стадиями минерализации и соответствующими им минеральными ассоциациями, по И. Н. Томсону и Р. М. Константинову (1961), являются следующие последовательные пять основных стадий:

1. Касситерит-арсенопирит-кварцевая, для которой выделяются несколько парагенетических, часто взаимосвязанных ассоциаций, представленных: а) касситеритом, арсенопиритом, кварцем; б) касситеритом, мусковитом, кварцем и иногда вольфрамитом; в) ак-

сицитом и кварцем, сопровождаемым касситеритом, актинолитом и эпидотом.

2. Сульфидная ассоциация второй стадии, наиболее часто представленная галенит-сфалерит-пирротиновой (с касситеритом) ас-



Рис. 18. Морфология жилы Первенец Тернистого месторождения на разных горизонтах (по Н. И. Лаврику)
 1 — алевролиты; 2 — глинистые сланцы с переслаиванием песчаников и глинистых сланцев; 3 — кварцевые порфиры; 4 — рудные тела; 5 — минерализованные зоны дробления и зоны с прожилковым оруденением; 6 — тектонические нарушения

социацией, с которой взаимосвязаны кварц-пирротиновая (с арсениопиритом), пирротиновая (с касситеритом и халькопиритом) и пирротин-сфалеритовая (с халькопиритом и станнином) минеральные ассоциации; в результате проявления зональности отложения часто устанавливается последовательная смена отмеченных

ассоциаций от существенно пирротиновых в нижних частях жил до галенит-сфалеритовых — в верхних.

3. Сульфидно-карбонатная ассоциация, представленная железомарганцевыми карбонатами, сопровождаемыми сульфидами и сульфосолями; она включает следующие взаимосвязанные ассоциации: карбонатную (анкерит, манган-анкерит, доломит), карбонатно-пиритовую, карбонатно-пирротин-галенит-сфалеритовую с сульфосолями и тефроит-родонит-родохрозитовую с сульфидами и сульфосолями.

4. Кварц-кальцитовая ассоциация с пиритом и иногда с антимонитом.

5. Кальцитовая ассоциация с пиритом.

На месторождениях касситерит-силикатной формации этим стадиям предшествуют еще две-три более ранние стадии, характеризующиеся ассоциацией кварца с железистыми силикатами (турмалином и хлоритом), сопровождаемыми арсенопиритом и касситеритом. На этих месторождениях ранние стадии количественно преобладают над минеральными ассоциациями более поздних сульфидных стадий и определяют специфику касситерит-силикатной формации.

Стадии обычно разделяются периодами тектонических подвижек, которые иногда проявляются и внутри отдельных стадий, вызывая образование взаимопересекающихся прожилков сходного минерального состава. Иногда же тектонические подвижки между стадиями не проявляются, и тогда минералы последующих стадий нарастают на минералы более ранних стадий (Смирновское, Темногорское и другие месторождения). Характерно, что многостадийные рудные тела сложного минерального состава обычно располагаются в центральных частях рудных полей месторождений, в то время как на флангах рудных полей локализуются рудные тела более простого состава, сложенные минеральными ассоциациями одной реже двух стадий минерализации. Подобная горизонтальная зональность в размещении продуктов отдельных стадий отмечена И. Я. Некрасовым (1963) для оловорудных месторождений Северо-Восточной Якутии.

Естественно, что не на всех месторождениях силикатно-сульфидной группы проявились все отмеченные стадии и в одинаковом масштабе — иногда указанная последовательность стадийности и нарушается. Так на Щербаковском месторождении, по данным Е. А. Радкевич и И. Н. Томсона (1957), ранние полиметаллические руды пересекаются более высокотемпературными грейзеноподобными прожилками, сложенными кварцем, мусковитом, топазом и касситеритом. Аналогичное явление отмечено Е. П. Сапрыкиным для Фасольного месторождения.

Устанавливаются также и колебания в составе парагенетических минеральных ассоциаций, характеризующих разновозрастные стадии минерализации разных месторождений.

Изменения боковых пород на месторождениях описываемой группы выражены чаще всего турмалинизацией и хлоритизацией, в некоторых случаях — окварцеванием, серицитизацией и карбонатизацией (см. табл. 15). При этом характерно, что основная масса турмалина образуется в самую раннюю стадию изменения вмещающих пород, иногда даже до образования касситерит-кварцевых руд. Хлорит же формируется длительно, с образованием нескольких последовательных генераций, различающихся по оптическим свойствам и химическому составу. Так, например, И. Н. Кигаем для Лифудзинского месторождения был установлен следующий последовательный ряд образования хлоритов разного состава: диабантит — афросидерит — тюрингит — дафнит. Этот ряд свидетельствует о последовательном повышении железистости хлоритов от ранних к последующим стадиям рудоотложения. Для Октябрьской группы месторождений А. А. Толоком установлено, что хлориты наиболее ранней стадии относятся к ряду железистый прохлорит — метахлорит и имеют показатели преломления $N_g = 1,642—1,656$ и $N_p = 1,638—1,648$. Хлориты второй стадии, по данным термометрии, относятся к магнезиально-железистым разновидностям и характеризуются показателями преломления $N_g = 1,638—1,640$ и $N_p = 1,621—1,638$; наконец, показатели преломления наиболее поздних хлоритов: $N_g = 1,623$ и $N_p = 1,616$.

Серицитизация и окварцевание вмещающих пород особенно характерны для оловорудных проявлений, приуроченных к участкам прерудной биотитизации вмещающих пород, которая рассматривается как наиболее ранняя стадия гидротермального метасоматоза, охватившая крупные блоки вмещающих пород.

Касситерит-силикатная формация

Месторождения этой формации, как уже было отмечено выше, представлены метасоматическими жильобразными телами, сложенными касситерит-турмалин-кварцевыми или касситерит-хлорит-кварцевыми рудами, содержащими то или иное количество сульфидов. Для руд некоторых бессульфидных месторождений характерны также магнетит и гематит. Оруденение касситерит-турмалинового и касситерит-хлоритового типов обычно разобщено в пространстве, причем касситерит-хлоритовое оруденение располагается на более значительном удалении от рудогенерирующих источников. Иногда касситерит-хлоритовое оруденение как более низкотемпературное в результате проявления горизонтальной зональности сменяет существенно турмалиновую минерализацию.

КАССИТЕРИТ-ТУРМАЛИНОВЫЙ ТИП

Касситерит-турмалиновое оруденение в Приморье в отличие от других оловоносных областей имеет по сравнению с касситерит-хлоритовым подчиненное значение. Рудные тела этого типа пред-

ставлены или метасоматическими оловоносными турмалиновыми зонами, или кварц-касситерит-сульфидными жилами, сопровождающимися турмалинизацией боковых пород. Встречаются также прожилковые зоны, которые иногда являются источниками россыпей оловянного камня (Распашное месторождение). Рудные тела локализованы обычно среди пород песчано-сланцевых толщ, иногда в контактовых зонах небольших интрузивов гранитоидов, хотя генетическая связь их с последними в большинстве случаев не устанавливается. Распределение касситерита в рудных телах очень неравномерное. Обогащенные касситеритом участки обычно оказываются приуроченными к местам пересечения рудоносных зон с дорудными трещинами других направлений. На описываемых месторождениях и проявлениях чаще всего выражены две стадии минерализации: ранняя — касситерит-силикатная и поздняя — касситерит-сульфидная при существенном преобладании минерализации ранней стадии.

В свою очередь ранняя стадия распадается на несколько последовательных фаз. В первую фазу происходит окварцевание вмещающих пород и образование местами вольфрамит-кварцевых жил. Затем следует фаза, в процессе которой выпадает основная масса турмалина в ассоциации с касситеритом, арсенопиритом, леллингитом и некоторыми другим минералами. Завершается ранняя стадия формированием минерального парагенезиса, включающего кварц, хлорит, флюорит, альбит, адуляр, цеолиты.

Последующая кварц-сульфидная стадия обычно проявляется после деформационного перерыва. В начале этой стадии отлагается основная масса сульфидов (пирротин, железистый сфалерит, пирит, галенит, халькопирит), а заканчивается она локальным образованием карбонат-марказит-пиритовой ассоциации минералов. Как уже отмечалось, минералы кварц-сульфидной стадии распространены незначительно. Касситерит обычно очень тесно связан с турмалином и кварцем. При этом выделяется несколько генераций турмалина: ранний железистый турмалин черного цвета, с которым касситерит не связан, и поздний — ярко окрашенный турмалин — зеленый или синий, с которым тесно и ассоциирует основная масса касситерита. В составе руд, кроме преобладающего кристаллического касситерита, иногда отмечается коллоидальный касситерит, образующий, как отмечает В. И. Кузьмин, мелкие стяжения, состоящие из концентрических зон тонкодисперсного касситерита и кварца.

Наряду с турмалином — наиболее распространенным силикатом касситерит-турмалиновых руд — в составе последних и в окорудноизмененных породах часто отмечается хлорит. Его более ранние генерации, ассоциирующие с турмалином, арсенопиритом и касситеритом, представлены рядом прохлорит — клинохлор. Более поздним является афросидерит, и последним образуется рипидолит.

Месторождения и проявления касситерит-хлоритового типа наиболее широко распространены в Приморье. В основном они развиты в Главной металлогенической зоне и в единичных случаях встречаются в других металлогенических зонах (Даубихинская зона). В Главной зоне оруденение этого типа связано тесными переходами с оруденением касситерит-сульфидной формации, а на глубоких горизонтах иногда образует переходы и к касситерит-турмалиновому типу.

Большая часть месторождений и проявлений рассматриваемого типа располагается вне связи с активными интрузивами гранитоидов. Однако почти всегда наблюдается тесная пространственная связь рудных тел с многофазными малыми интрузиями и дайками, сложеными главным образом породами среднего и основного состава (диабазовыми и диоритовыми порфиритами). Устанавливается чередование во времени внедрения даек и отложения руд. Удаленные от активных гранитоидных интрузий рудные тела на месторождениях рассматриваемого типа имеют обычно большую протяженность по вертикали с отчетливой вертикальной зональностью. Эта зональность выражается иногда в том, что с глубиной на смену хлориту появляется турмалин, а на верхних же горизонтах рудных тел развиваются бедные оловом свинцово-цинковые руды. Большая протяженность по вертикали рудных тел касситерит-хлоритового типа свидетельствует о связи их с глубоко залегающими источниками рудоносных растворов.

Наряду с протяженными по вертикали касситерит-хлоритовыми месторождениями местами встречаются рудопроявления, на которых минерализация не распространяется на большую глубину. Такие рудопроявления обычно локализуются в экзоконтактах небольших субвулканических тел фельзитов, кварцевых порфиров или грапофиров (Кировское, Октябрьское, Судновское месторождения). Для подобных рудопоявлений касситерит-хлоритового типа, связанных с близповерхностными источниками рудоносных растворов, характерно гнездовидное неравномерное распределение касситерита, образующего местами богатые скопления. Рудные тела при этом обычно небольшие, быстро выклиниваются с глубиной, проявляя на коротких интервалах вертикальную зональность. Н. Н. Василькова, А. Г. Теремецкая и В. Т. Шацкая (1959) подобные рудопоявления предложили выделить в особую группу близповерхностных месторождений в связи с особыми условиями их формирования и малой перспективностью с промышленной точки зрения по сравнению с собственно касситерит-хлоритовыми месторождениями.

В структурном отношении рудные тела месторождений касситерит-хлоритового типа локализуются в зонах дробления, которые являются частями более крупных тектонических зон. Наилучшими структурными условиями являются такие, когда оруденение раз-

вивается в хорошо разработанных зонах дробления, где образуются хорошо выдержанные как по простирацию, так и по вертикали мощные зоны метасоматических оловоносных хлоритовых пород. Касситерит в этих зонах чаще всего развивается в ассоциации с кварцем, образующимся в результате освобождения кремнезема при хлоритизации вмещающих пород. Как и в касситерит-турмалиновых месторождениях, здесь иногда наблюдаются колломорфные выделения касситерита и кварца, которые вместе образуют сложные концентрическизональные агрегаты. Образование таких агрегатов, по О. Д. Левицкому, вероятно, произошло в результате дегидратации сложного геля двуокисей кремнезема и олова.

В состав оловоносных хлоритовых зон входят также сульфиды (пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит), образующие или рассеянную вкрапленность, или разного рода обособления, представленные сплошными сульфидными рудами. Эти обособления, обычно линзовидного характера, на некоторых месторождениях приурочены к хорошо оформленным трещинным структурам, в то время как метасоматические касситерит-хлоритовые руды обычно локализуются вдоль сложных зон дробления, обеспечивавших длительное взаимодействие рудоносных растворов с большой поверхностью вмещающих пород, что и способствовало интенсивному развитию хлоритизации вмещающих пород под воздействием этих растворов.

В оловоносных хлоритовых зонах иногда встречаются пустоты с друзами горного хрусталя и местами флюорита. На отдельных участках отмечаются также магнетит и гематит, ассоциирующие с ранними генерациями хлорита (Ванчинское месторождение). Проявление этих минералов, очевидно, характерно для случаев отсутствия серы в составе ранних рудоносных растворов. На более поздних стадиях, когда при общем понижении температуры растворов в них повышается растворимость сероводорода и возрастает степень его диссоциации, отлагаются уже сульфиды железа и других металлов.

Своеобразная разновидность рассматриваемых месторождений касситерит-хлоритового типа — Октябрьское месторождение, изученное А. А. Толоком (1959). На этом месторождении рудные тела представлены оловоносными метасоматическими хлоритовыми и слюдисто-турмалин-хлоритовыми зонами. В составе последних развиты пять типов руд: слюдистые, слюдисто-турмалин-хлоритовые, слюдисто-хлоритовые, хлоритовые и оруденелые кварцитовидные породы. В размещении этих руд установлена четкая вертикальная метасоматическая зональность. Она выражается в том, что корневые части рудных тел сложены слюдистыми рудами, которые по восстанию рудных тел и к зальбандам сменяются слюдисто-турмалиновыми, затем слюдисто-турмалин-хлоритовыми и, наконец, хлоритовыми рудами. Формирование рудных

тел на этом проявлении происходило в три стадии минерализации, основными минералами которых являются следующие:

I стадия: главные — кварц, хлорит, серицит, мусковит, касситерит; второстепенные — турмалин, топаз, диккит, арсенопирит, халькопирит; редкие — гематит, магнетит, вольфрамит.

II стадия: главные — кварц, хлорит, пирротин; второстепенные — серицит, пирит; редкие — сфалерит, галенит, халькопирит.

III стадия: главные — кальцит, кварц, пирит; второстепенные — цеолит.

Абсолютно преобладают по масштабам проявления минеральные образования I стадии, слагающие метасоматические зоны и трещинные тела выполнения.

Подобные руды, известные на Северо-Востоке СССР (месторождение Невское и др.), в составе которых кроме турмалина и хлорита присутствуют глиноземистые минералы (топаз, диккит, андалузит, пирофиллит, зунит), В. Т. Матвеев предложил отнести к вторичным оловоносным кварцитам. По условиям образования они действительно имеют много общего с вторичными кварцитами. Однако, учитывая некоторые другие особенности вторичных кварцитов, подобное оруденение целесообразнее считать своеобразной разновидностью сульфидно-хлоритовой минерализации, переходной к силикатно-кварцевой группе оловорудных месторождений.

Касситерит-сульфидная формация

Выше уже отмечалось, что в Приморье оруденение касситерит-сульфидной формации связано постепенными переходами с оруденением касситерит-хлоритового типа касситерит-силикатной формации. Вместе с тем месторождения этих двух типов и в своих типичных представителях характеризуются близкими закономерностями в локализации оруденения, имеют близкие минеральные ассоциации с развитием сходных последовательных стадий минералообразования.

Месторождения и проявления касситерит-сульфидной формации в Приморье включают два типа, которые по классификации Е. А. Радкевич получили названия арсенопирит-пирротинового и галенит-сфалеритового. Эти названия не отражают полностью особенностей вещественного состава данных типов минерализации. Учитывая, что в составе руд арсенопирит-пирротинового типа кроме арсенопирита и пирротина часто присутствуют пирит и халькопирит, автором предложено называть этот тип колчеданным. Галенит-сфалеритовый тип М. П. Материков (1964₁) предложил называть сульфо-сульфидным в связи с тем, что для руд этого типа характерно не столько обилие сульфидов свинца и цинка, сколько развитие иногда существенных количеств сульфо-солей и сернистых соединений олова.

Колчеданный тип касситерит-сульфидной формации представлен рудами, богатыми сульфидами железа (пирротин, реже пирит)

и в меньшей степени — сульфидами других металлов (арсенопирит, халькопирит). Этот тип в ряду касситерит-сульфидной минерализации относительно более высокотемпературный, дающий непосредственные переходы к касситерит-хлоритовому типу касситерит-силикатной формации. Этот тип оруденения развит в основном в алюмосиликатных породах (песчаниках и сланцах) мезозойского возраста, слагающих Главный синклиорий Сихотэ-Алиня.

Сульфо-сульфидный тип касситерит-сульфидной формации характеризуется преобладанием в составе руд сульфидов и сульфосолей свинца и цинка над сульфидами железа и других металлов. Руды этого типа по своим минералого-геохимическим особенностям близки к рудам неоловоносных собственно свинцово-цинковых месторождений, от которых они отличаются присутствием лишь касситерита и сульфостаннатов. Этот тип — относительно низкотемпературный тип оруденения касситерит-сульфидной формации, который проявился в самых верхних частях геологического разреза — в верхнемеловых эффузивах, широко развитых в прибрежной части Приморья. По ряду особенностей (присутствие сульфостаннатов, развитие колломорфных структур и т. д.) руды сульфо-сульфидного типа близки к рудам известных месторождений Боливии.

КОЛЧЕДАННЫЙ ТИП

Месторождения и рудопроявления колчеданного типа касситерит-сульфидной формации, как уже отмечалось, располагаются среди алюмосиликатных осадочных пород, обычно вне видимой связи с интрузивами изверженных пород. Магматические образования представлены лишь широко развитыми дайками, которые в одних случаях являются корнями эффузивных покровов, в других — послееффузивными образованиями. Дайки и рудные тела часто пространственно совмещены.

Расположение рудных полей с оруденением колчеданного типа определяется благоприятным сочетанием ряда структурных факторов. Располагаясь в зонах региональных тектонических нарушений, они чаще всего оказываются приуроченными к участкам пересечения двух или более различно ориентированных тектонических зон. Главными рудоконтролирующими структурами обычно являются региональные зоны повышенной трещиноватости. Наиболее интенсивное оруденение при этом развивается при пересечении такими зонами осевых частей антиклинальных складок в участках изгиба складчатых структур. Именно в этих участках наиболее интенсивно развиваются продольные трещины свола, ориентированные под острым углом или грубопараллельно к простиранию пород. К таким продольным сволам приурочены наиболее крупные и выдержанные рудные тела. Достаточно выдержаны также рудные тела, приуроченные к диагональным субмеридио-

нальным трещинам скола, ориентированным под углами 30—60° к простиранию пород. При благоприятных разрывных структурах наиболее интенсивное оруденение развивается в участках пересечения ими толщ, характеризующихся чередованием в разрезе песчаников и сланцев. Различные физико-механические свойства

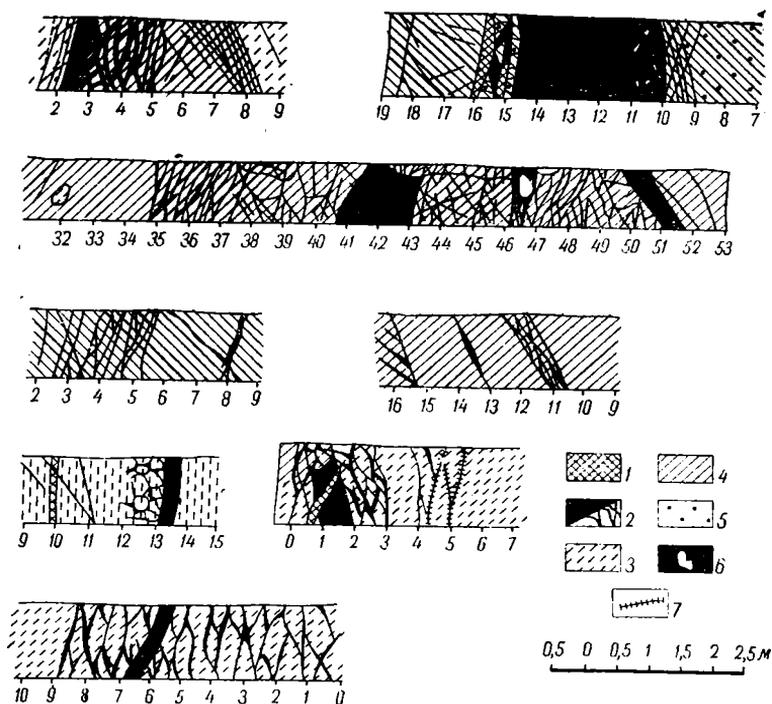


Рис. 19. Внутреннее строение жил Южной Камчатского месторождения (зарисовки рудных интервалов по П. Н. Антонову)

1 — существенно кварцевая руда; 2 — существенно сульфидная руда (массивная, сетчатая); 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — вкрапленность сульфидов; 6 — пустоты в рудном теле; 7 — прожилки кальцита

этих пород обуславливают в участках изгиба складчатых структур развитие дифференциальных межслоевых подвижек с образованием типичных структур будинажа, благоприятствующих развитию рудоотложения.

Рудные тела, приуроченные к продольным трещинам скола, имеют наибольшие размеры как по простиранию, так и по падению. В этом случае они представлены сериями субмеридиональных жил, часто соединяющихся между собой апофизами. Рудные жилы обычно небольшой мощности и непостоянной формы (рис. 19). Рудные столбы различного рода сменяются по простиранию жил участками, где происходит изменение мощности жил

или расщепление их на серии прожилков. Иногда рудные тела по простиранию сменяются зонами параллельно-прожилкового или сетчато-прожилкового строения (см. рис. 19). При этом состав минерализации в таких тонких прожилках меняется — сульфидные руды слагают основную жилу, а в тонких прожилках проявляется кварц-касситеритовое и кварц-карбонатное оруденение, не сопровождаемое сульфидами.

Рудные тела колчеданных месторождений олова Приморья часто характеризуются грубополосчатым строением, возникающим в результате обособления различных минеральных ассоциаций в самостоятельные полосы. Сложены они главным образом пирротином, железистым сфалеритом, иногда галенитом, а также кварцем, с которым тесно ассоциированы касситерит и арсенопирит. Часто в существенном количестве в составе рудных тел отмечаются карбонаты — кальцит, манган-анкерит, сидерит. В подчиненном количестве встречаются халькопирит и станнин, которые иногда дают и существенные скопления. В числе редких примесей отмечаются разнообразные сульфосоли, в том числе и сульфостаннаты, а также антимонит.

При сближенном во времени образовании различных минеральных парагенетических ассоциаций почти на всех месторождениях и рудопроявлениях устанавливается определенная стадийность в минералообразовании. Наиболее ранними являются кварц-вольфрамитовые прожилки, проявленные обычно в очень незначительном количестве. Главная рудная стадия начинается отложением кварца, арсенопирита и касситерита, обособления которых локализируются в зальбандах рудных тел. Затем происходит близко одновременное отложение основной массы сульфидов. При этом в наиболее тонкозернистых рудах главные сульфиды (сфалерит, пирротин, галенит) выделяются в формах, характерных для метаколлоидных образований. О первично коллоидном образовании сульфидов свидетельствует также местами наблюдаемое тонкополосчатое сложение руд, подобное флюидалным текстурам течения. В подобных тонкозернистых рудах коллоидного происхождения, по данным Е. А. Радкевич (1951), возрастные соотношения минеральных выделений ранней (касситерит-арсенопирит-кварцевой) и поздней (сульфидной) стадий являются сложными и противоречивыми. В одних случаях касситерит-арсенопирит-кварцевые агрегаты секутся более поздним сфалеритом, но рядом наблюдаются и обратные соотношения, когда сульфидные агрегаты пересекаются кварц-арсенопиритовыми прожилками.

Более четкие возрастные соотношения устанавливаются в рудах грубополосчатого строения, где наблюдается пространственное разделение отдельных минералов и их ассоциаций. В таких рудах сфалерит, иногда вместе с манган-анкеритом, образует самостоятельные полосы, к которым прилегают полосы массивного пирротина, содержащего ритмичные линзовидные субпараллельные вроски галенита. Подобные соотношения между пирротинном

и галенитом наблюдаются на многих месторождениях и проявлениях колчеданного типа касситерит-сульфидной формации. Обособляясь одновременно из гелевых масс, они кристаллизуются последовательно. Вначале происходит кристаллизация пирротина, а затем — галенита. Характерно, что субпараллельные линзовидные вроски галенита ориентированы иногда под острым углом к зальбандам рудных тел. Такое их положение, вероятно, фиксирует направление давления в момент раскристаллизации геля (Радкевич, 1951).

Олово в составе минеральной ассоциации сульфидной стадии присутствует или в форме тонкозернистых выделений касситерита, или в форме станнина. Последний нередко дает закономерные сростания со сфалеритом. В последнем иногда наблюдается также эмульсионная вкрапленность халькопирита, который в свою очередь содержит мельчайшие эмульсионные выделения кубанита и валлериита.

Как уже отмечалось, в составе руд рассматриваемого типа иногда существенную роль играют марганцево-железистые карбонаты: манган-анкерит, манган-сидерит, феррородохрозит. Эти минералы часто обладают колломорфной структурой с образованием «почек», в состав которых иногда входит сфалерит, реже другие сульфиды, а иногда, особенно в тонких прожилках, светлоокрашенный касситерит. По контактам карбонатных прожилков, секущих сульфидные (сфалеритовые) обособления, иногда обособляются каемки блеклой руды или станнина. Внутри последнего наблюдаются выделения позднего касситерита, образования при окислении станнина.

В составе поздней сульфидной минеральной ассоциации иногда проявлены разнообразные сульфосоли — сульфоантимониты (буланжерит, джемсонит) и сульфостаннаты (франкеит и канфильдит).

Завершается рудный процесс обычно образованием самых поздних кальцитовых (безоловянных), кальцит-пиритовых или пиритовых прожилков. От собственно рудных минеральных ассоциаций эти прожилки иногда отделяются внедрением интравудных даек основных жильных пород. Кроме кальцита и пирита в составе наиболее поздних прожилков иногда отмечаются флюорит, галенит и сфалерит (Хрустальное месторождение).

На отдельных месторождениях рассматриваемого типа в результате послерудных движений иногда наблюдается интенсивный динамометаморфизм руд, хорошо изученный на Синанчинском месторождении Е. А. Радкевич и И. Н. Томсоном (1957).

Кроме динамометаморфических превращений на некоторых месторождениях устанавливается метаморфизм, связанный с изменением физико-химических условий рудоотложения. Так, например, иногда в результате повышения кислородного потенциала в близповерхностных условиях наблюдается выделение тонкой

«сыпи» магнетита по железистым карбонатам и касситерита по станнину.

О. Д. Левицким, И. Н. Кигаем, В. Н. Дубровским и другими на некоторых месторождениях рассматриваемого типа (Хрустальное, Лифудзинское и др.) установлено проявление пульсационной зональности. В плоскости рудных тел она проявляется концентрически, когда наиболее поздние минеральные ассоциации развиваются шире по трещинам, чем минеральные ассоциации ранних стадий. Эти поздние ассоциации частично замещают минералы

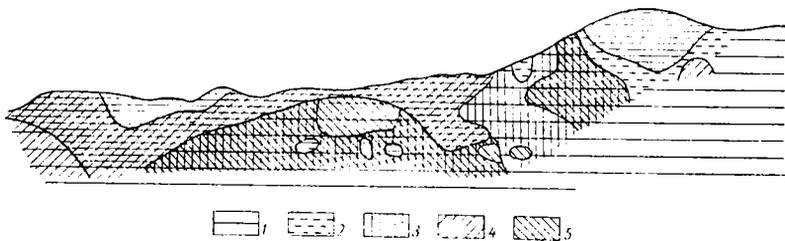


Рис. 20. Зональное распределение отдельных типов руд по жиле Главной Смирновского месторождения (по А. И. Александру)

1 — галенит-сфалерит-пирротинная руда; 2 — сфалерит-пирротинная руда; 3 — существенно пирротинная руда; 4 — кварц-арсенопиритовая руда; 5 — существенно кварцевая руда

ранних стадий, но в основном развиваются в виде чехлов, оконтуривающих в рудоносных трещинах ядра, сложенные ранними минеральными ассоциациями (рис. 20).

Такая зональность является результатом центробежного развития рудовмещающих трещин, сопровождающегося многостадийным рудообразованием. Во всех случаях при малом эрозионном срезе рудных тел пульсационная зональность будет иметь прямой характер, и изучение ее может оказать существенную помощь для оценки перспектив глубоких горизонтов и для поисков слепого оруденения. При большом эрозионном срезе эта зональность уже будет иметь обратный характер и также может быть использована для перспективной оценки глубоких горизонтов конкретных месторождений и рудопровлений.

СУЛЬФО-СУЛЬФИДНЫЙ ТИП

Сульфидно-сульфидный тип оруденения касситерит-сульфидной формации иногда образует непосредственные переходы от колчеданного типа оруденения этой формации, но в своих наиболее типичных разновидностях он обладает специфическими генетическими и минералогическими особенностями. Эти особенности сульфидно-сульфидного типа оруденения в Приморье наиболее детально были изучены Е. А. Радкевич (1951, 1959₂).

Месторождения и проявления сульфо-сульфидного типа сложены галенит-сфалеритовыми рудами, в составе которых присутствуют касситерит, станнин и некоторые сульфостаннаты. На наиболее изученных месторождениях Приморья (Синанчинском, Кисинском и др.) оруденение развивается в толщах кварцевых порфиров в виде жил, сложенных массивными сульфидными рудами. Эти жилы иногда залегают вдоль контактов ранних даек фельзитов, иногда же они секутся продольными дайками порфиритов, залегающими в послерудных продольных трещинах. Главные минералы руд — галенит и сфалерит. Присутствует также тонкозернистый галенит-касситеритовый агрегат, образованный в результате разложения тиллита. Отмечающийся иногда в рудах франкеит часто замещен агрегатом джемсонита и касситерита.

Касситерит в рассматриваемых рудах образует тонкозернистые выделения, что в значительной степени снижает их практическую ценность. Вместе с тем на глубоких горизонтах характер оруденения может и изменяться, когда касситерит будет слагать более крупнозернистые выделения, что благоприятствует получению оловянных концентратов. Подобная вертикальная зональность в изменении характера касситерита установлена на некоторых боливийских месторождениях.

В заключение краткой характеристики генетических групп, формаций и минеральных типов оловорудных месторождений и рудопроявлений Приморья приводится их общая генетическая классификация (табл. 9).

Таблица 9

Классификация генетических групп, формаций и минеральных типов оловорудных месторождений и рудопроявлений Приморья

А. Силикатно-кварцевая группа

1. Формация оловоносных пегматитов
2. Касситерит-кварцевая формация
Тип оловоносных грейзенов
Тип кварцевый
3. Формация касситерит-кварц-сульфидная

Б. Силикатно-карбонатная группа

1. Формация оловоносных скарнов
Тип магнетитовый
Тип гидросиликатно-карбонатный
2. Формация касситерит-флюо-силикатная
Тип оловоносных апокарбонатных грейзенов
Тип касситерит-турмалин-флюоритовый
3. Формация касситерит-карбонатно-сульфидная

В. Силикатно-сульфидная группа

1. Формация касситерит-силикатная
Тип касситерит-турмалиновый
Тип касситерит-хлоритовый
2. Формация касситерит-сульфидная
Тип колчеданный
Тип сульфо-сульфидный

Глава V

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИМОРЬЯ И ЕГО ОЛОВОНОСНОСТЬ

Общее металлогеническое районирование территории Приморья впервые было систематизировано Е. А. Радкевич (1956₂, 1958₂). В основу металлогенического районирования ею была положена схема тектонического районирования, в соответствии с чем определенным структурно-фациальным зонам соответствовали и определенные металлогенические зоны. Позднее М. П. Материков (1960₃), а затем Е. С. Павлов предложили близкие, но отличные от схемы Е. А. Радкевич схемы металлогенического районирования этой территории. В основу металлогенического районирования они положили не структурно-фациальные зоны, а разделяющие их крупные расколы земной коры типа структурных швов. Таким образом, решающую роль в размещении эндогенного оруденения в Приморье они отвели этим крупным расколам, которые, по их представлениям, являются осевыми частями соответствующих металлогенических зон, охватывающих прилегающие части соседних структурно-фациальных зон. Как показали наши исследования по металлогении олова и других эндогенных полезных ископаемых Приморья, решающую роль в размещении эндогенных месторождений играют не сами по себе крупные расколы, а благоприятные сочетания их с крупными складчатыми структурами, определяющими внутреннее тектоническое строение отдельных структурно-фациальных зон. Ниже это будет показано на примерах Ханкайского массива и Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Принятая в соответствии с этим схема металлогенического районирования Приморья приведена на рис. 21.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПРИМОРЬЯ

Как было показано выше, Приморье представляет собой рудосную область, включающую разнородные структурные элементы. Геологическая история этой области охватывает значительный пе-

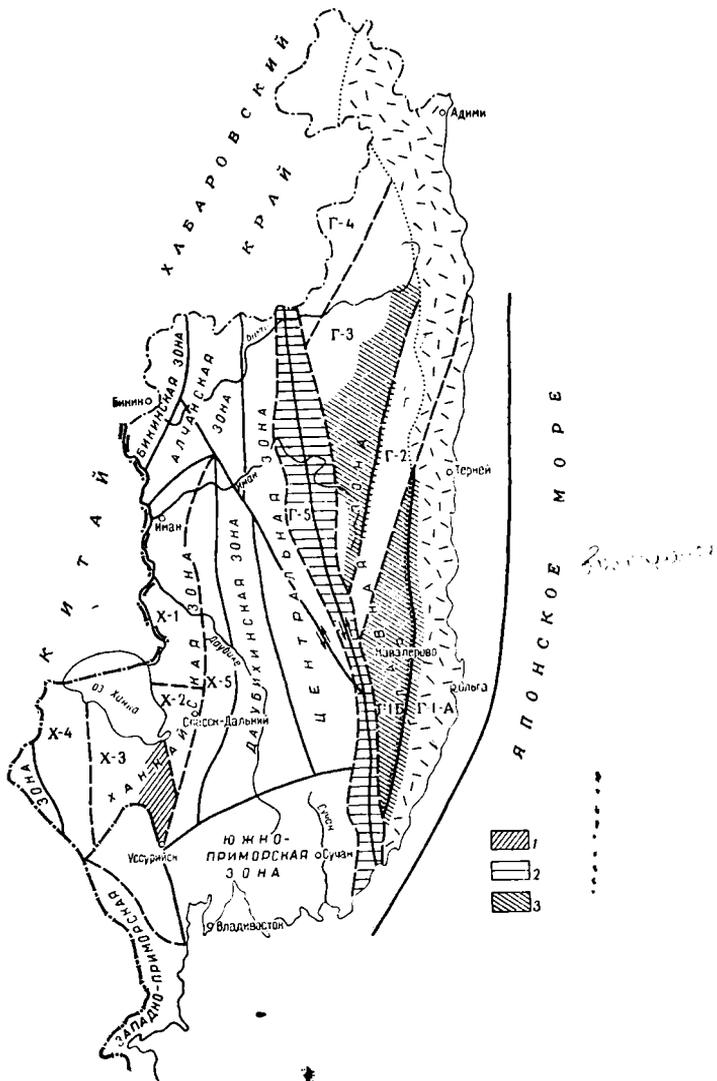


Рис. 21. Схема металлогенического районирования Приморья (по Е. А. Радкевич с дополнениями и изменениями Ю. Г. Иванова)

1 — площади с преимущественным развитием оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы; 2 — то же силикатно-кварцевой группы; 3 — то же силикатно-сульфидной группы

Х, Г — металлогенические подзоны; Х — Ханкайской зоны: Х-1 — Лесозаводская, Х-2 — Спасская, Х-3 — Вознесенская, Х-4 — Гродековская, Х-5 — Восточно-Ханкайская; Г — Главной зоны: Г-1-А — восточная часть Прибрежной подзоны, Г-1-Б — западная часть Прибрежной подзоны, Г-2 — Кемская, Г-3 — Иманская, Г-4 — Верхне-Бикинская

риод геологического времени. Соответственно этому в строении края принимают участие осадочные и осадочно-метаморфогенные породы почти всех систем начиная с протерозоя.

Осадочные породы этой территории претерпели дислокации, сопровождавшиеся внедрением магматических пород в периоды докембрийских, байкальского, герцинского и мезозойских тектономагматических циклов.

Следствием такой длительной и сложной истории геологического развития Приморья явилось проявление на его территории разновозрастной минерализации — докембрийской, палеозойской, мезозойской и палеогеновой.

В результате смещения во времени с запада на восток завершения процессов складчатости в размещении разновозрастных месторождений устанавливается одна из главных региональных закономерностей — минерализация допалеозойского и палеозойского возраста локализуется преимущественно в западной, мезозойского — в центральной и палеогенового — в восточной (прибрежной) частях Приморья.

Эти области преимущественного развития одновозрастной минерализации, по Е. А. Радкевич, получили название соответственно Западного, Центрального и Восточного рудных поясов.

Выделенные таким образом рудные пояса, характеризуясь развитием минерализации различного возраста, отражают определенные крупные этапы в геологическом развитии территории Приморского края. При этом оруденение более молодого возраста проявляется и в областях с более ранним оруденением, чем обусловливается полицикличность рудной минерализации.

По своему геологическому строению рудные пояса далеко не однородны. В их пределах в свою очередь выделяются зоны, отличающиеся особенностями геологической истории развития и как следствие этого — своеобразными комплексами и типами полезных ископаемых.

В выделении металлогенических зон Приморья решающее значение имеют крупные складчатые и разрывные структуры. В первую очередь к ним относятся структурно-формационные зоны и разграничивающие их структурные швы. Важнейшую роль играют также внутригеосинклинальные структуры (антиклинории и синклинории), свойственные отдельным структурно-формационным зонам, которые также разграничиваются крупными расколами земной коры.

С запада на восток выделяются следующие зоны (см. рис. 21).

1. Западно-Приморская металлогеническая зона (молибден, вольфрам, свинец и цинк), совпадающая с одноименной областью герцинской складчатости.

2. Ханкайская металлогеническая зона со сложной минерализацией (железо, марганец, графит, фосфор, алюминий в экзогенных и метаморфогенных месторождениях; олово, вольфрам, флюорит, свинец, цинк, редкие металлы в эндогенных месторожде-

ниях); в пределах Ханкайской зоны выделяются металлогенические элементы второго порядка (Гродековская, Вознесенская, Спасская и Лесозаводская подзоны), приуроченные к различным тектоническим структурам древнего комплекса и ориентированным здесь поперек удлинения Ханкайской зоны. Кроме того, в Ханкайском массиве выделяется продольная Восточно-Ханкайская подзона, приуроченная к Западному структурному шву, перспективная на редкие металлы, свинец и цинк.

3. Даубихинская металлогеническая зона, оловоносная, совпадающая с Даубихинским прогибом.

4. Центральная Сихотэ-Алиньская металлогеническая зона, совпадающая с Главным Сихотэ-Алиньским антиклинорием, представляющая интерес в отношении олова, вольфрама, золота и редких металлов в наиболее продуктивной подзоне Центрального структурного шва, а также в отношении никеля, асбеста, талька и других — вдоль разломов, контролирующих интрузии ультрабазитов, меди и молибдена и осадочных фосфоритов среди палеозойских отложений.

5. Главная металлогеническая зона, совпадающая с Главным Сихотэ-Алиньским синклинорием; внутри Главной зоны в свою очередь выделяются Прибрежная, Кемская, Иманская и Верхне-Бикинская металлогенические подзоны, соответствующие внутригеосинклинальным структурам Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области; ведущими эндогенными полезными ископаемыми этой зоны являются олово, свинец и цинк и некоторые другие.

6. Бикинская и Алчанская зоны, расположенные в крайней северо-западной части края.

Кроме отмеченных выделяется также Южно-Приморская металлогеническая зона, приуроченная к блоку, ограниченному на севере широтной полосой эффузивов и имевшему несколько иную историю развития, чем остальная часть Сихотэ-Алиньской складчатой области; для этой зоны характерны олово, свинец, цинк, железо, вольфрам и некоторые другие металлы.

Помимо региональных металлогенических зон и подзон, совпадающих главным образом с продольными, поперечными и диагональными тектоническими элементами, большое влияние на распределение оруденения оказывают структурно-тектонические зоны, отражающие закономерно ориентированные расколы фундамента (северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений). Эти разломы (или зоны повышенной трещиноватости) контролируют распределение рудных месторождений, причем, пересекая различные металлогенические зоны, они на своем протяжении иногда меняют и характер минерализации.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ПРИМОРЬЯ И ИХ ОЛОВОНОСНОСТЬ

Как уже отмечалось, выделяемые металлогенические пояса и зоны Приморья заключают минерализацию различного возраста и состава, особенности которой определяются специфичными чер-

тами геологического строения и развития той или иной рудоносной территории. Ниже приводится краткая характеристика выделяемых металлогенических зон и их оловоносности в последовательности с запада на восток.

Западно-Приморская металлогеническая зона

Эта металлогеническая зона приурочена к области герцинской складчатости. Она располагается между Северо- и Южно-Кентзйскими остаточными массивами на западе, находящимися на территории КНР, и Ханкайским массивом на востоке, находящемся уже на территории СССР. Южная часть зоны на территории СССР скрыта водами Японского моря, а небольшой отрезок этой части зоны граничит здесь с Южно-Приморской зоной. В пределах государственной границы СССР находится лишь очень небольшая восточная окраина Западно-Приморской зоны. Общее простирание зоны субмеридиональное.

На территории КНР в пределах зоны широко развиты гранитоиды тайпинлинского комплекса (верхний палеозой), среди которых наблюдаются блоки осадочно-метаморфизованных пород свиты суйфынхе (средняя часть разреза синия), содержащих горизонты графитистых сланцев и маломощные пласты железистых кварцитов, а также блоки вулканогенно-осадочных пород верхнего и отчасти среднего палеозоя. В пределах рудного поля Усин известны массивы основных и ультраосновных пород верхнего палеозоя (пиньяньчженьский комплекс), с которыми связаны гидротермальные месторождения меди с никелем и кобальтом, а также магматические рудопроявления железа. С более поздними гранитами в этом же районе известны скарновые проявления меди. С тайпинлинскими гранитоидами на территории КНР связаны рудопроявления золота, медно-молибденовая минерализация, относящаяся к формации медно-порфировых руд (месторождения Тунанча, Сяо-Синанча), а также разнообразные скарны с наложенным магнетитовым, медно-полиметаллическим или полиметаллическим оруденением (Аньту-Тяньбаошанский, Ванцинский рудные районы). Характерно, что подавляющая часть отмеченных месторождений обычно приурочена к ксенолитам осадочных пород (в основном известняков) в тайпинлинских гранитоидах, причем положение этих ксенолитов (крупных провесов кровли гранитоидов) контролируется крупными тектоническими зонами широтного, субмеридионального и северо-западного направлений.

Советский сектор Западно-Приморской металлогенической зоны по геологическому строению аналогичен частям этой зоны, расположенным на территории КНР. В строении Западно-Приморской зоны здесь выделяются два блока: Краевский (северный) и Хасанский (южный), разделенные Суйфунской наложенной впадиной.

В пределах советского сектора зоны, так же как и на территории КНР, развиты гранитоиды, относящиеся к среднепалео-

зойскому и позднепалеозойскому комплексам. В пределах зоны имеются небольшие тела верхнемеловых гранитоидов.

Эндогенное оруденение в Западно-Приморской зоне развито слабо. Олово здесь представлено лишь мелкими проявлениями силикатно-кварцевой группы, которые все сосредоточены в западной части Краевского блока, где они тяготеют к интрузивам мелкозернистых биотитовых гранитов, представляющих наиболее позднюю фазу герцинского магматизма. Среди этих проявлений выделяются: оловоносные грейзены, минерализованные зоны дробления и мелкие кварцевые жилы, содержащие касситерит и вольфрамит.

Для оловоносных грейзенов характерны обычные минеральные ассоциации, включающие кварц, мусковит, серицит, хлорит, топаз, флюорит, касситерит, арсенопирит и базовисмутит. В кварцевых жилах наряду с кварцем содержатся небольшое количество светлой слюды, обычно, мусковита, а также касситерит и реже вольфрамит. Кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления, как правило, тесно связаны в пространстве с дайками порфириров, локализуясь в структурах преимущественно северо-западного (310—320°) простирания.

Кроме оловянной и оловянно-вольфрамовой минерализации здесь же известны рудопоявления и других полезных ископаемых — меди, молибдена, свинца. Наибольший интерес представляет медно-молибденовое оруденение, пока недостаточно изученное. Это оруденение здесь, по данным И. И. Малиновского и Г. Н. Семешко, приурочено к дайкам кварцевых диорит-порфириров, содержащих вкрапленность халькопирита и пирита. По типу оруденение, очевидно, относится к медно-порфировой формации и, безусловно, заслуживает специального изучения. На других участках кроме пирита и халькопирита в аналогичных породах присутствует вкрапленность галенита.

В южной части Западно-Приморской зоны (Хасанский блок) коренные оловорудные проявления отсутствуют, хотя касситерит местами и отмечается в шлихах. Из других полезных ископаемых здесь обнаружены мелкие проявления магнетитовых скарнов и скарнов со свинцово-цинковым оруденением. В южной же части зоны находится Славянское мышьяковое месторождение, представленное кварц-арсенопиритовыми жилами, в составе которых местами отмечается станий.

В Западно-Приморской зоне имеются и мелкие золотоносные россыпи, большей частью уже отработанные.

Общие перспективы этой зоны на олово следует считать весьма ограниченными.

Ханкайская металлогеническая зона

Эта зона приурочена к одноименному массиву, в пределах которого отражаются наиболее ранние этапы геологической истории Приморья и соответственно наиболее древняя металлогения.

С востока Ханкайский массив ограничивается Западным Сихотэ-Алиньским структурным швом, который в свою очередь имеет особую металлогеническую характеристику, и площадь, прилегающая к нему, выделяется в качестве самостоятельной Восточно-Ханкайской металлогенической подзоны. К этому шву и оперяющим его разломам приурочены крупные интрузивы палеозойских и мезозойских гранитоидов и покровы эффузивов, причем верхнемеловые эффузивы особенно широко развиты на северном и южном флангах структурного шва.

Своеобразие металлогении Ханкайской зоны определяется развитием в ее пределах прежде всего комплекса полезных ископаемых, связанного с древними осадочными и осадочно-метаморфическими породами: графита, железистых кварцитов, марганца, ванадия, фосфора и алюминия.

Своеобразна и эндогенная минерализация Ханкайской зоны, связанная с раннепалеозойским интрузивным комплексом (железо, олово, фтор, цинк и некоторые другие). Этот комплекс полезных ископаемых, типичный только для Ханкайской зоны, во всей его сложности не повторился в дальнейшей геологической истории Приморья, и лишь отдельные его члены проявились и позднее, но уже в иных формах и в иных геохимических ассоциациях.

Закономерности распределения полезных ископаемых в пределах Ханкайского массива определяются его внутренним тектоническим строением. Внутри этого массива выделяются частные структуры (структурно-фациальные подзоны), которые по своим поперечным масштабам вполне сопоставимы с соответствующими структурами Сихотэ-Алиня. Эти структуры характеризуются специфичными условиями геологического развития и как следствие этого — определенными комплексами полезных ископаемых. Такими структурами Ханкайского массива в направлении с севера на юг являются Лесозаводская, Спасская, Гродековская и Вознесенская структурно-фациальные подзоны. Первая в свою очередь включает Шмаковский и Вакский антиклинории, разделенные Кабаргинским синклином. К сожалению, доступны для изучения лишь отдельные фрагменты этих структур, что в значительной степени затрудняет металлогеническое районирование Ханкайской зоны.

Наиболее интересна в отношении олова Вознесенская структурно-фациальная подзона, которой соответствует и одноименная металлогеническая подзона. Значительно менее интересные оловорудные проявления имеются и в других частях Ханкайского массива.

Вознесенская металлогеническая подзона (рис. 22) занимает краевую юго-западную часть Ханкайского массива. Она характеризуется развитием многочисленных проявлений разнообразного эндогенного оруденения, образующего в целом единый рудный комплекс. Последний связан с так называемыми

вознесенскими гранитами позднебайкальского интрузивного комплекса и включает кроме олова железо, флюорит, свинец, цинк, несколько менее вольфрам и некоторые другие полезные ископаемые. Большая часть эндогенных проявлений этой подзоны локализована в карбонатных породах и непосредственных эндоконтактах небольших интрузивов вознесенских гранитов.

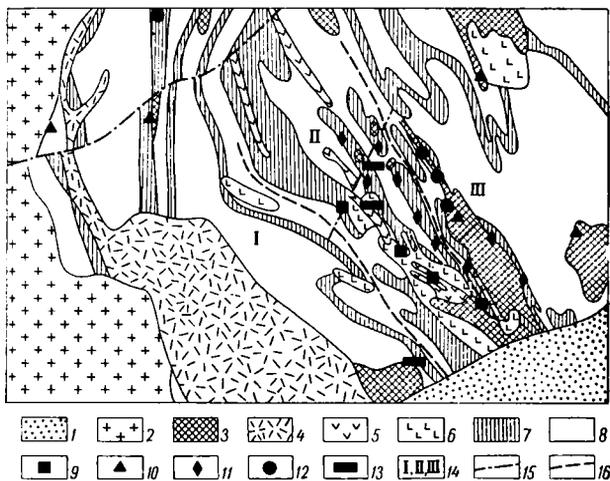


Рис. 22. Схема размещения различных типов оловянного оруденения Вознесенской металлогенической подзоны (по М. П. Материкову, Ю. Г. Иванову и др.)

1 — третичные отложения; 2 — среднепалеозойские биотитовые граниты; 3 — оловяносные позднебайкальские граниты и гранит-порфиры; 4 — эффузивные кварцевые порфиры и гранит-порфиры жерловой фации; 5 — жильные породы фазы контаминированных интрузий (гранит-порфиры, граодиорит-порфиры, монцитит-порфиры и др.); 6 — контаминированные интрузии (габбро-диориты, диориты, диорит-монцититы, сиениты); 7 — известняки (местами доломиты); 8 — сланцы

Месторождения и рудопроявления: 9 — оловяносные железорудные скарнового типа; 10 — касситерит-кварцевые с вольфрамитом; 11 — оловяносные апокарбонатные грейзены; 12 — касситерит-турмалин-флюоритовые, касситерит-турмалиновые, касситерит-карбонатно-сульфидные; 13 — оловяносные полиметаллические скарнового типа; 14 — границы рудоносных зон: I — Первомайско-Осиновская, II — Пограничная, III — Ярославская; 15 — поперечные разломы; 16 — границы рудоносных зон

Характерная особенность эндогенного оруденения Вознесенской подзоны — большое разнообразие генетически тесно связанных типов рудной минерализации.

Оловорудная минерализация этой подзоны имеет много отличительных особенностей, связанных с развитием ее в карбонатной вмещающей среде и присутствием высоких концентраций фтора и бора в рудоносных растворах.

Изучением оловорудной минерализации Вознесенской подзоны занимались М. П. Материков, Ю. Г. Иванов, И. Н. Говоров, А. Г. Теремецкая и др.

Основными особенностями оловорудной минерализации рассматриваемой подзоны, оказывающими существенное влияние на методику их поисков и разведки и в конечном счете определяющими металлогению олова этой подзоны, являются следующие:

1. Месторождения и проявления олова пространственно почти всегда связаны с интрузивами вознесенских гранитов.

2. Развитие олова устанавливается в составе генетически единого рудного комплекса, включающего, кроме того, железо, флюорит, цинк, свинец, отчасти вольфрам и некоторые другие полезные ископаемые.

3. Широкое проявление олова в составе скарновых образований; оловоносные скарны при этом, однако, не дают промышленно ценных скоплений.

4. Сложная общая морфология оловорудных тел, подчеркиваемая не менее сложным внутренним строением рудоносных зон; наиболее богатые рудные тела при этом локализируются в сбросо-сдвигах северо-северо-восточного простирания, являющихся диагональными к простиранию складок осадочных пород; устанавливается оловянная минерализация также в продольных и поперечных к простиранию складчатости разрывных структурах.

5. Своеобразные окологрудные изменения (скарнирование, доломитизация, флюоритизация, турмалинизация).

6. Характерный минеральный состав отдельных типов оловянных руд, выражающийся в широком развитии фторсодержащих минералов.

Эти особенности оловянной минерализации явились следствием проявления ее в известняках, которые определили не только своеобразие магматизма, но и всей последующей постмагматической деятельности. Именно известняки, обладающие высокой химической активностью, обусловили зарождение своеобразного магматического расплава и его последующую резко выраженную специализацию. Последнее подтверждается образованием на ограниченной площади эндогенных месторождений и рудопроявлений, существенно отличающихся своим минеральным составом. В то же время наличие кроме известняков других по составу пород, являющихся средой для рудоотложения, обусловило образование месторождений различных рудных формаций и минеральных типов, которые в целом составляют единый рудный комплекс.

Если обратиться к другим оловоносным провинциям мира, где оловорудные месторождения тяготеют к карбонатным породам, то нетрудно заметить, что вышеперечисленные особенности оловорудной минерализации с теми или иными вариациями являются общими для оловорудных месторождений, залегающих в карбонатных толщах, что отличает их от оловорудных месторождений, приуроченных к алюмосиликатным породам. Поиски, разведка и оценка подобных месторождений по сравнению с месторождениями, залегающими в алюмосиликатных породах, требуют особых методов, что послужило М. П. Материнову (1960₂, 1961,

1964₂) основанием для выделения в генетической классификации оловорудных месторождений особой группы месторождений, залегающих в карбонатных породах.

Среди оловорудных проявлений рассматриваемой подзоны выделяются несколько типов (табл. 10). В этой таблице приведены примеры месторождений других районов земного шара со сходным оловянным оруденением, развивающимся в карбонатных породах.

В пределах Вознесенской подзоны имеются и небольшие россыпи оловянного камня. Особого упоминания заслуживают россыпи, перекрытые в одних случаях палеогеновыми бурыми углями, в других — базальтами.

Практическая ценность перечисленных в табл. 10 типов оловянного оруденения не равнозначна.

Оловорудные проявления формации оловоносных пегматитов практически ценных объектов не дают и не имеют аналогов среди карбонатных пород, хотя в других районах (Африка) известняки и вмещают своеобразные оловоносные пегматиты (месторождение Арандиз).

Оловорудная минерализация касситерит-кварцевой формации, а также проявления апокарбонатных оловоносных грейзенов не дают промышленных руд.

Характерная для других районов связь с непромышленными проявлениями пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций богатых и крупных россыпей оловянного камня здесь также не находит себе места.

Наибольшие концентрации в рассматриваемом районе дает оруденение касситерит-турмалин-флюоритового и касситерит-турмалинового типов.

Среди формации оловоносных скарнов некоторый интерес представляет оруденение лишь гидросиликатно-карбонатного типа. Известные проявления сульфо-сульфидного типа имеют подчиненное значение.

В распределении оловянного и других типов оруденения Вознесенской подзоны в связи с особенностями распределения интрузивных пород позднебайкальского комплекса и намечающейся их металлогенической специализацией устанавливается определенная зональность. Выделяются три основные рудоносные зоны: Первомайско-Осиновская, Пограничная и Ярославская. Внутри этих зон в свою очередь намечаются отдельные рудоносные структуры, отличающиеся индивидуальными особенностями как структурного, так и минералого-геохимического характера (см. рис. 22). Структуры эти в свое время были намечены М. П. Материковым.

Первомайско-Осиновская рудоносная зона располагается в западной части района, занимая экзоконтактовую часть громадного массива герцинских гранитоидов. Общая длина ее около 50 км, ширина до 13—14 км. В северо-восточном направлении зона скрывается под покровом мощных кайнозойских отложений, а на юге перекрывается крупными покровами верхнемело-

Таблица 10
Формации и минеральные типы месторождений и рудопроявлений олова Вознесенской подзоны

Месторождения и проявления, залегающие в алюмосиликатных породах		Месторождения и проявления, залегающие в карбонатных породах		
Формации и типы	Примеры Вознесенской подзоны	Формации и типы	Примеры Вознесенской подзоны	Примеры других районов
<p>I. Формация оловяноносных перматов</p>	<p>Типичные перматиты отсутствуют. Имеются лишь слабооловяносные шпильры перматовидных пород в вознесенских гранитах Первомайского месторождения</p>			
<p>II. Формация касситерит-кварцевая</p> <p>1. Тип оловяноносных грейзенов</p>	<p>Кварц-топазовые и топазовые грейзены, альбитизированные и грейзитизированные граниты, а также кварц-топазовые жилы в сланцах Пограбничного месторождения</p>	<p>I. Формация касситерит-флюосиликатная</p> <p>1. Тип оловяноносных децилицированных (сло-дисто-флюоритовых) грейзенов</p>	<p>Вознесенское и Пограбничное месторождения</p>	<p>Сьюорт (Аляска), Малайя, возможно Южный Китай</p>
<p>2. Тип кварцевый</p>	<p>Чапаевское месторождение</p>	<p>1. Касситерит-турмалин-флюоритовый</p> <p>II. Формация оловяноносных скарнов</p> <p>1. Тип магнетитовых скарнов</p>	<p>Ярославское и Первомайское месторождения</p>	<p>Маунт-Бишоф (Австралия), Беатрис, Текка Лимд (Малайя), многочисленные месторождения Южного Китая</p>
			<p>Рудопроявление Ипполитовское и др.</p>	

		2. Тип гидросиликатно-карбонатных скарнов	Благodatненское месторождение	Месторождения Малайи
III. Формация касситерит-силикатная 1. Тип турмалиновый	Ярославское и Осинское месторождения	3. Тип слабо оловосодержащих сульфидных скарнов	Цинковые руды Вознесенского месторождения	
2 Тип хлоритовый	Проявления на Ярославском месторождении			
IV. Формация касситерит-сульфидная 1. Тип сульфидный	Проявления на Ярославском месторождении	III. Формация касситерит-карбонатно-сульфидная	Благodatненское месторождение	Месторождения Лапса, Кочкарлы, Кальта и др. (Ср. Азия), Биджанское (Мал. Хинган)

вых эффузивов и более поздних базальтов. На западе зона ограничивается контактом герцинских гранитоидов, на востоке — граничит с соседней Пограничной зоной.

Сложена зона осадочными породами нижней и средней частей разреза пород вознесенского комплекса (рифей — нижний кембрий), прорванных интрузивами вознесенских гранитов. Для последних характерна широко проявленная турмалинизация как самих гранитов, так и осадочных пород в зонах эндоконтактов интрузивных тел. Гибридные и основные породы позднебайкальского комплекса для этой зоны не характерны.

Основной металлогенетический фон рассматриваемой рудоносной зоны составляет оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы и свинцово-цинковое оруденение, приуроченное к зонам скарнов в известняках. Подчиненное значение имеют мелкие проявления касситерит-кварцевого типа в гранитах и касситерит - сульфидного типа в сланцах. Местами отмечаются оловосодержащие скарны.

В рудах наиболее крупных оловянных проявлений здесь широко развит турмалин, характерный минерал вознесенских гранитов этой зоны.

На Осиновском месторождении в составе оловянных руд много титановых минералов, содержащих в качестве изоморфной примеси олово. С коренными оловянными рудами рассматриваемой зоны связаны небольшие россыпи оловянного камня, среди которых известны россыпи, перекрытые базальтами и палеогеновыми бурыми углями.

Пограничная рудоносная зона занимает центральную часть района. Изученная длина ее по простиранию всего около 20 км; ширина около 2 км. В северо-западном и юго-восточном направлениях зона перекрывается мощными кайнозойскими осадками. Сложена она осадочными породами верхней части разреза вознесенского комплекса, среди которых существенную роль играют известняки. Осадочные породы образуют широкую синклинальную складку, на крыльях которой располагаются интрузивы гибридных пород и вознесенских гранитов, а также наиболее существенные рудные проявления. Особенности магматических проявлений этой зоны являются следующие: 1) наличие интрузивов гибридных и основных пород; 2) повышенная щелочность вознесенских гранитов; 3) большое количество фтора в постмагматических продуктах вознесенских гранитов, количество которого резко преобладает над бором, вследствие чего в контактовоизмененных породах флюорит и топаз несоизмеримо преобладают над турмалином; 4) наличие малых интрузий (?) кварцевых порфиров.

Отмеченные особенности интрузивных пород свидетельствуют о развитии здесь, очевидно, глубинных расколов земной коры, что вместе с отчетливо выраженной специализацией гранитоидов обусловило и металлогеническую особенность этой зоны, которая наиболее отчетливо выражение находит в интенсивном развитии здесь флюоритовой минерализации, относящейся к типу оловянных апокарбонатных грейзенов. Кроме флюоритовых проявлений, руды которых содержат наряду с флюоритом повышенные концентрации редких щелочей и некоторых других металлов, в пределах этой зоны имеются магнетитовые скарны с цинком и медью, а также цинковые и свинцово-цинковые руды скарновой формации. Отмечается в пределах зоны и редкометальное оруденение, в основном топаз-кварцевого и касситерит-кварцевого типов с касситеритом и вольфрамитом, развивающееся в гранитах и сланцах. Характерно, что редкометальное оруденение в основном концентрируется в восточной части зоны, в месте перехода ее в соседнюю Ярославскую зону.

Ярославская рудоносная зона имеет длину по простиранию около 20 км и ширину до 8 км. С севера, юга и востока она перекрыта мощными кайнозойскими осадками и в этих направлениях не изучена.

Сложена зона известняками и сланцами средней части разреза вознесенского комплекса, прорванными интрузивами вознесенских гранитов, особенностью которых, как и гранитов Первомайско-Осиновской зоны, является широко проявленная турмали-

низация. Гибридные и основные породы для Ярославской зоны не характерны.

Основной металлогенический фон составляет оловянное оруденение, представленное главным образом касситерит-турмалин-флюоритовым и касситерит-турмалиновым типами, развивающимися в основном в известняках и сланцах. В гранитах известны проявления касситерит-кварцевого оруденения.

Оловянная минерализация развивается в непосредственной близости от интрузивов вознесенских гранитов или в зонах их эндоконтактов, обнаруживая тем самым тесную пространственную связь с изверженными породами.

Рассматривая в целом закономерности размещения оловянного и других типов оруденения Вознесенской металлогенической подзоны, следует подчеркнуть, что эндогенное оруденение здесь большей частью приурочено к известнякам. Весьма важную роль в локализации оруденения играют структурные элементы — диагональные и поперечные разрывы, особенно в местах пересечения ими брахиантиклинальных складчатых структур. Богатые рудные скопления локализуются в местах пересечения крутопадающими разрывами пологопадающих слоистых толщ в сводовых частях антиклинальных складок.

Ярким примером приуроченности оловянного оруденения к брахиантиклинальной структуре является Северный участок Ярославского оловянного месторождения (см. рис. 11).

Примером структурного контроля месторождений поперечными разрывами служит крупный разрыв северо-восточного простирания, пересекающий все вышеуказанные рудоносные зоны. Этот разрыв сопровождается появлением рудоносных участков в местах пересечения его с благоприятными для рудоотложения структурами и породами северо-западного простирания (см. рис. 22).

Все, что было сказано о структурном и литологическом контроле оруденения, не распространяется только на оруденение касситерит-кварцевой формации, которое обычно приурочено к самим рудоносным гранитным интрузивам и, в частности, к их апикальным и эндоконтактовым частям. Однако расположение самих интрузивов также определяется складчатыми структурами.

В пределах рудоносных участков размещение рудных тел строго подчинено системам трещин, среди которых главными являются продольные, диагональные (северо-северо-восточные) и поперечные по отношению к складкам, а также межпластовые и разбитые в сводах антиклиналей пологопадающие трещины. Главнейшими являются диагональные (сдвиговые), которые секут продольные и сами в свою очередь секутся поперечными.

Другие структурно-металлогенические подзоны Ханкайского массива на настоящей стадии изученности представляются слабо-ооловоносными. Из них наиболее заслуживает внимания с точки

зрения оловоносности Восточно-Ханкайская металлогеническая подзона (см. рис. 21).

Восточно-Ханкайская подзона занимает восточную часть Ханкайского массива, прилегающую к Западному структурному шву Сихотэ-Алиня.

Восточной границей этой подзоны мы считаем внешнюю кромку осадочных и эффузивных формаций, слагающих соседнюю Даубихинскую зону. Западная граница подзоны условна и проводится по внешнему контуру развития палеозойских гранитоидов. Выделение Восточно-Ханкайской подзоны в таких границах определяется, во-первых, резким различием литологического состава разновозрастных осадочных формаций Ханкайского массива и Даубихинской зоны, а во-вторых, различной интенсивностью развития разрывных дислокаций, оперяющих структурный шов как со стороны Ханкайского массива, так и со стороны Даубихинской зоны. При этом имеется в виду, что по отношению к наиболее молодой мезозойской эндогенной минерализации Западный шов может занимать и осевое положение.

К Западному шву и оперяющим его разломам приурочены крупные интрузивы палеозойских и позднемезозойских гранитоидов и покровы эффузивов, причем верхнемеловые эффузивы особенно широко развиты на северном и южном флангах структурного шва, где они перекрывают более древние осадочные и изверженные породы, очевидно, скрывая приуроченные к этим древним образованиям месторождения. Вместе с тем сами эффузивы здесь могут быть рудоносными. Так, не исключена возможность открытия в связи с ними оловорудных месторождений типа хинганских, а также вторичных кварцитов с характерным для них комплексом полезных ископаемых.

В связи с магматическими породами, развитыми в области структурного шва, пока известны небольшие проявления оловянного оруденения преимущественно касситерит-кварцевой формации, оловоносные магнетитовые скарны, проявления вольфрама (кварц-шеелитовой формации), а также молибдена и некоторых других металлов. В более заметных масштабах здесь развивается свинцово-цинковая минерализация, известная в северной и южной частях подзоны.

В южной части Восточно-Ханкайской подзоны оловянное оруденение, по данным Н. П. Заболотной, связано с небольшими интрузиями аляскитовых гранитов, вероятно, верхнемелового возраста. Оруденение здесь представлено оловоносными грейзенами, сопровождаемыми мелкими кварцевыми жилами. Известны также мелкие оловоносные кварцевые жилы с турмалином, а среди эффузивов слабооловоносные зоны хлоритизации. Отмеченные интрузии аляскитовых гранитов, кроме касситерита, сопровождаются ореолами рассеяния шеелита и золота, коренные источники которых не установлены.

В северной части Восточно-Ханкайской подзоны также известны небольшие проявления олова касситерит-кварцевой формации и оловоносные магнетитовые скарны. Отмечаются здесь и мелкие оловоносные россыпи. Наибольшего внимания в этой части подзоны заслуживает изучение оловоносности в связи с эффузивами, среди которых могут быть выявлены месторождения, сходные с оловорудными месторождениями Малого Хингана.

Следует упомянуть и о незначительной оловоносности, проявившейся в пределах Гродековской металлогенической подзоны, занимающей крайнюю юго-западную часть Ханкайской зоны. Здесь группа оловорудных проявлений приурочена к так называемой Ильинско-Новоселищенской рудоносной зоне, выделенной Ю. Г. Ивановым (1952₂, 1960₂, 1963₁). Она характеризуется субмеридиональным простиранием и четко фиксируется останцами осадочных пород палеозоя в кровле массива герцинских гранитоидов. Ведущие рудные элементы зоны — вольфрам (шеелит), молибден, медь и железо, присутствующие в составе скарновых образований. Касситерит же установлен в виде рассеянной вкрапленности в мелких проявлениях грейзенового типа касситерит-кварцевой формации. Интересно с геохимической точки зрения то, что олово в отдельных участках Ильинско-Новоселищенской рудоносной зоны в повышенных концентрациях присутствует в качестве изоморфной примеси в гранатах, где содержание его достигает 0,3%.

В целом перспективы Ханкайской зоны на олово еще не исчерпаны известными здесь оловорудными месторождениями. По-прежнему проведения специальных поисковых работ на олово заслуживают Вознесенская и Восточно-Ханкайская подзоны. Целесообразно более внимательное изучение и северной части Ханкайской зоны, где Е. П. Леликовым и А. Ф. Крамчаниным закартированы интрузии биотитовых, иногда грейзенизированных гранитов, отнесенных к позднебайкальскому комплексу, с которым в Вознесенской подзоне связано разнообразное оловянное оруденение.

Даубихинская зона

Даубихинская металлогеническая зона приурочена к синклинальной раннемезозойской структуре, которая сложена осадками триаса и отчасти перми, перекрытыми отложениями мела. Эта зона преимущественно оловоносная. Другие типы оруденения в ее пределах имеют подчиненное значение.

Изучена Даубихинская зона слабо, так как большая часть ее площади скрыта мощной «броней» осадков, заполняющих широкие долины рек Даубихе, Улахе и Хуанихезы.

В бортах долин по разломам северо-восточного и северо-западного направлений на участках воздымания складчатых структур локализованы единичные тела верхнемеловых гранитоидов и

фельзитов, представляющих жерловые фации эффузивных покровов. Те и другие сопровождаются оловянным оруденением пегматоидного, касситерит-хлоритового и касситерит-турмалинового типов.

В рассматриваемой зоне кроме оловянного оруденения развито также ртутно-сурьмяное оруденение, представленное низкотемпературными проявлениями кварцевой формации. В позднемеловых гранитах иногда наблюдаются пегматоидные проявления редкоземельных минералов, которые вместе с касситеритом питают небольшие аллювиальные россыпи. По данным А. Ф. Калмыкова, отложения триаса в некоторых разрезах содержат повышенные количества фосфора.

Все известные оловорудные проявления Даубихинской зоны объединяются так называемым Шетухинским рудным районом.

Этот рудный район в пределах Даубихинской зоны располагается только своей западной частью, восточная же его часть находится уже на площади Главного антиклинория, представляющего другую металлогеническую зону. Разделяются Даубихинская зона и зона Главного антиклинория Даубихинским разломом, который делит район примерно на две равные части. Несмотря на то, что Шетухинский район охватывает части двух прилегающих металлогенических зон, характер минерализации в целом в его пределах в общем один и тот же.

Геология и рудоносность Шетухинского района наиболее подробно изучались Н. П. Заболотной и А. И. Бурдэ.

По данным этих исследователей, Шетухинский рудный район в тектоническом отношении представляет собой позднее поднятие, поперечное по отношению к складчатым структурам Сихотэ-Алиня. Это поднятие сложено породами верхнего палеозоя, резко различными по составу в западной и в восточной частях (соответственно в Даубихинской зоне и в Главном антиклинории).

В размещении оловянного оруденения этого района устанавливаются некоторые закономерности. Так, в южной части района, где располагаются оловоносный Марьяновский интрузив верхнемеловых гранитоидов и отмечается поперечное поднятие складчатых структур, оловянное оруденение представлено касситерит-кварцевой формацией и изредка оловоносными скарнами. С погружением складчатых структур на северо-восток оруденение касситерит-кварцевой формации сменяется оруденением касситерит-силикатной формации (касситерит-турмалинового и касситерит-хлоритового типов). Характерно, что проявление оруденения касситерит-силикатной формации на фоне общего погружения приурочено все же к новому локальному поднятию. Еще северо-восточнее оловянное оруденение сменяется сурьмяно-ртутным. К юго-западу от Марьяновского интрузива, где развиты верхнемеловые эффузивы, смена характера оруденения происходит еще более резко.

Оловянное оруденение Шетухинского района генетически связано с верхнемеловыми гранитоидами и жерловыми фациями верхнемеловых эффузивов.

Рудоносные интрузивы, в частности Марьяновский гранитный интрузив, вмещают оруденение пегматоидного типа, представленное касситеритом в ассоциации с турмалином и кварцем в миаролитовых пустотах. Этот тип оловянного оруденения, дающий много ценного в научном отношении, практического значения, однако, не имеет, но служит источником питания небольших аллювиальных россыпей касситерита.

Касситерит-турмалиновый тип оруденения вследствие рассеянного распространения касситерита в Шетухинском районе также непромышленный. Однако, как и предыдущий тип, он оказался благоприятным источником для формирования россыпей. Именно в связи с одним из месторождений этого типа (Распашным) образовалась наиболее крупная в Приморье россыпь оловянного камня.

Генетическая связь оруденения турмалинового типа с интрузивными породами менее отчетливая, но все же геологи, изучавшие это месторождение (Н. П. Заболотная и др.), считают, что и это оруденение имеет в конечном счете единый источник с оловоносными марьяновскими гранитами.

Основные структуры, вмещающие касситерит-турмалиновое оруденение,— разломы северо-восточного простирания при подчиненном значении разломов и трещин других направлений. Отмечается благоприятная роль в размещении оруденения сводовых частей мелких антиклинальных складок. Рудные тела сложной формы и непостоянного состава представлены слабоминерализованными зонами смятия и дробления, неправильными метасоматическими телами, приуроченными к куполам мелких складок, и линзовидными жилами трещинного выполнения.

Касситерит ассоциирует с турмалином и кварцем, реже с хлоритом, серицитом, флюоритом и арсенопиритом. Распределение касситерита в рудных телах крайне неравномерное и в общем невысокое.

Оруденение касситерит-хлоритового типа (Кировское месторождение) проявляет более тесную пространственную и генетическую связь с интрузивными породами, но характер магматизма здесь уже существенно иной. Оловянное оруденение локализуется главным образом в песчаниках экзоконтактной зоны штоков оловосодержащих фельзитов, слагающих вулканические некки (рис. 23). В контактах этих некков развиты мощные зоны инъекционных и эруптивных брекчий, возникших при внедрении кислой магмы в зону интенсивной трещиноватости песчаников.

По данным Н. П. Заболотной, для фельзитовых обособлений некков, цементирующих раздробленные песчаники, характерно почти повсеместное наличие мелких пустот с друзами хорошо образованных тонкопризматических и игольчатых кристаллов касситерита, ассоциирующего с кварцем, полевым шпатом и хлоритом. Наличие таких пустот (миарол) с касситеритом безусловно

свидетельствует о непосредственной связи оловянного оруденения с кислой магмой, быстро застывшей вблизи поверхности в форме субвулканического некка.

Касситерит-хлоритовое оруденение локализуется в песчаниках экзоконтактовых частей штоков фельзитов в форме зон штокверкового типа, минерализованных зон дробления, трещинных жил и послойных метасоматических зон. Рудоконтролирующие структуры главным образом

северо-западного, реже северо-восточного и субширотного простирания. Руды образованы в основном метасоматическим путем. Основные минералы руд — хлорит, кварц и касситерит, которым подчинены серицит, полевые шпаты, аксинит (местами обильный), флюорит, шеелит, вольфрамит и сульфиды меди (в некоторых рудных телах обильные), цинка, железа, мышьяка; встречается также станнин.

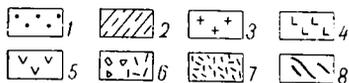
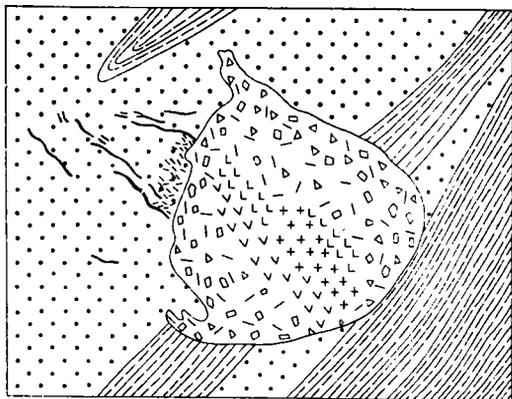


Рис. 23. Развитие оруденения касситерит-хлоритового типа в экзоконтакте некка фельзитов (по Н. Н. Васильковой, А. Г. Теремецкой, В. Г. Шацкой)

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — невадиты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — фельзиты; 6 — эруптивные брекчии; 7 — штокверковое оруденение; 8 — жилные рудные тела

Касситерит - хлоритовый тип оловянного оруденения в Даубихинской зоне, как и касситерит-турмалиновый, имеет в общем рассеянный характер. Оруденение обычно рассредоточивается по многим сравнительно мелким рудным телам. Кроме того, оруденение этого типа, тесно связанное с субвулканическим магматизмом, имеет ограниченное распространение по вертикали.

Как и с другими типами оловянного оруденения Даубихинской зоны, с касситерит-хлоритовым оруденением здесь связаны небольшие аллювиальные россыпи касситерита.

Таким образом, оловянное оруденение Даубихинской зоны в общем имеет ограниченное значение. Некоторый интерес здесь представляли лишь небольшие россыпи оловянного камня, большей частью уже отработанные. Вместе с тем нельзя окончательно ограничивать перспективы Даубихинской зоны, так как большая часть ее территории труднодоступна для изучения и в настоящее время практически не может быть оценена в отношении оловоносности.

Алчанская и Бикинская зоны

Эти зоны приурочены к западной ветви мезозойской Приамурско-Приморской складчатой области. Они возникли на месте эвгесинклинали, по-видимому, образованной по системам расколов на древнем кристаллическом фундаменте. При этом Алчанская зона рассматривается И. И. Берсеневым как структура, сходная с Даубихинской зоной, т. е. представляет собой краевую северную часть Ханкайского массива, переработанную герцинской и мезозойской складчатостью, а Бикинская зона относится им к области мезозойской складчатости.

Учитывая сравнительно слабую изученность этих зон и слабую их рудоносность, мы коротко рассматриваем эти зоны совместно.

По схеме металлогенического районирования Е. А. Радкевич обе эти зоны объединены в одну Наданьхада-Бикинскую металлогеническую зону, которая на территории Приморья располагается лишь незначительной своей частью, уходя на западе на территорию КНР, а на северо-востоке — на территорию Хабаровского края.

Металлогения рассматриваемых зон изучена очень слабо. Это объясняется в основном тем, что значительная часть территории этих зон с одной стороны представляет собой труднодоступную для изучения заболоченную местность, а с другой — перекрыта крупными полями мезо-кайнозойских эффузивов.

Характерная особенность этих зон на территории КНР, где они сложены преимущественно триасовыми и нижнесреднеюрскими осадками, развитие в их пределах юрских базитов и гипербазитов, которые вскрываются вдоль разломов в ядре Наданьхада-Алинского антиклинория. По данным Е. А. Радкевич, с этими породами на территории КНР связана хромитовая, медно-никелевая, тальковая и асбестовая минерализация.

С более поздними гранитами (малые интрузии аляскитовых аплитовидных гранитов) на территории КНР устанавливается минерализация, представленная золотом, шеелитом, вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Промышленных месторождений этих металлов здесь как будто, не известно.

На территории Приморья в рассматриваемых зонах обнаружены мелкие золотоносные россыпи, в шлихах отмечаются касситерит, киноварь и минералы никеля. На территории Хабаровского края, вблизи границы с Приморьем, известны коренные проявления касситерит-кварцевой формации, а также проявления ртути, висмута и молибдена, связанных с юрскими гранитоидами.

Оловоносность рассматриваемых зон, по имеющимся данным поисково-съёмочных работ, слабая. Коренных проявлений олова в пределах указанных зон на территории Приморья неизвестно. Олово зафиксировано лишь в небольших и единичных шлиховых ореолах рассеяния касситерита.

Центральная зона

Эта крупная металлогеническая зона Приморья соответствует блоку палеозойских пород, слагающих Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, границы которого проходят соответственно на востоке по Даубихинскому и на западе — по Центральному Сихотэ-Алиньскому структурным швам.

Одной из особенностей палеозойских пород, слагающих Центральную зону, является появление в их разрезе основных эффузивов. Как и в некоторых других рудных районах. С этими эффузивами здесь могут быть связаны медные колчеданные месторождения, а с жерловыми фашиями этих эффузивов — месторождения никеля, асбеста, талька.

Аналогичный комплекс полезных ископаемых может быть связан и с массивами основных и ультраосновных пород палеозойского возраста, которые внедрялись вдоль неоднократно обновлявшихся разломов глубокого заложения. Таких разломов установлено несколько, причем главные из них проходят по окраинам антиклинория. Наличие минерализации в связи с этими породами уже установлено. Так, Б. Я. Чернышем на левобережье р. Улахе и у с. Кордонки выявлено рудопоявление никеля, представляющее собой полосу развития никеленосных кор выветривания, образованных по серпентинитам. Здесь же обнаружено несколько проявлений хризотил-асбеста.

Юрские щелочные породы сопровождаются редкометальной минерализацией, которая может представлять интерес также на алюминий и фосфор.

Внедрение кислых изверженных пород в зоне антиклинория было по условиям локализации своеобразным. Здесь совсем не получили развития соскладчатые гранитные интрузивы, за исключением самой южной части, где проявлены массивы гранитоидов палеозойского возраста. В большей части Главного антиклинория гранитные интрузивы являются послескладчатыми. Они проникают в жесткий палеозойский блок по разломам и имеют юрский (верхнепалеозойский?) и позднемеловой возраст. Количество таких массивов в общем невелико, а размеры их чаще незначительны. С гранитными интрузивами связаны рудная минерализация, представленная кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом и иногда с золотом, а также сульфидно-шеелитовое орудение скарнового типа.

В западной части Центральной зоны известен ряд проявлений олова, ртути, молибдена и других металлов, концентрирующихся в узкой полосе вдоль упоминавшегося уже Даубихинского разлома. В дальнейшем здесь, очевидно, можно будет выделить металлогеническую подзону наложенной минерализации, сходную с подзоной, выделяемой вдоль Центрального структурного шва.

Е. А. Радкевич отмечает, что анализ особенностей геологического строения и истории развития Центральной зоны позволяет предполагать, что здесь могут быть обнаружены также месторождения медно-молибденовых руд порфирового типа, приуроченных к апикальным частям гипабиссальных массивов гранитоидов.

Оловянное оруденение рассматриваемой металлогенической зоны тесно связано с позднемезозойским магматизмом, наиболее активно проявленным вдоль зоны Центрального структурного шва. Тесная связь оруденения с интрузиями позднемезозойского возраста обусловила и локализацию оловянного и некоторых других типов оруденения именно в зоне этого шва. В связи с этим Е. А. Радкевич, М. П. Материков, Е. С. Павлов, Ю. Н. Размахнин и др. выделяют вдоль Центрального структурного шва самостоятельную структурно-металлогеническую зону, или подзону, получившую у этих исследователей разное название.

По нашей схеме она названа металлогенической подзоной Центрального структурного шва.

Металлогеническая подзона Центрального структурного шва не имеет четких геологических границ. Она охватывает прилегающие части двух соседних структурно-формационных зон Сихотэ-Алиня — Главного антиклинория и Главного синклинория с преимущественной концентрацией оруденения на стороне последнего.

Центральный структурный шов, к которому приурочена описываемая металлогеническая подзона, является крупнейшей структурой Приморья, прослеживаясь через всю его территорию на протяжении не менее 700 км.

По описанию Б. А. Иванова (1961), этот шов «...представляет собой зону шириной в несколько километров, состоящую из серии то простых, то сложных — пологих, кривых, разветвляющихся разрывов... К Центральному разлому приурочено проникновение гранитоидных интрузий верхнемелового, отчасти палеогенового возраста, иногда образующих крупные тела. Эти интрузии размещаются или в самой зоне разлома или в зонах дополнительных разрывов и интенсивной трещиноватости, примыкающих к главному разлому под острым углом, к разлому приурочены и вулканогенно-эффузивные и туфовые датские и палеогеновые образования...»

Так же как и граниты, они были затем местами рассечены разрывами, возникшими при повторных тектонических движениях».

Время заложения Центрального шва разными исследователями определяется по-разному. Так, Н. А. Беляевский и другие (1955₁) время заложения его относят к триасу. Б. А. Иванов (1961₂) считает, что разлом был заложен в послеваланжинскую фазу, а свое главное развитие получил в результате нижнесенонской фазы складчатости, обновляясь и в более позднее время.

Внешние контуры металлогенической подзоны Центрального структурного шва обозначаются по границе полосы развития круп-

ных массивов гранитоидов, приуроченных к системам разломов Центрального структурного шва. Интенсивный магматизм, проявленный вдоль этого шва во многом обусловил и металлогенические особенности рассматриваемой подзоны. Широко развитые вдоль шва гранитоиды являются, вероятно, многоэтапными, и вскрывающиеся здесь интрузивы разновозрастные. Наряду с позднемеловыми здесь, по данным Ю. Н. Размахнина, отмечаются и юрские гранитоиды.

В составе позднемелового интрузивного комплекса выделяются три разновозрастные интрузивные серии, включающие в свою очередь несколько последовательных интрузивных фаз.

По описанию А. И. Бурдэ, для подзоны Центрального структурного шва устанавливается отчетливое чередование участков с различной степенью глубинности позднемеловых интрузивов. Это выражается в следующем: в северной части подзоны (междуречье Бикина и Хора) развиты в основном небольшие гипабиссальные интрузивы гранодиорит-порфиров, которые, вероятно, синхронны с эффузивами. Южнее (участок от р. Бикина до р. Фудзина) распространены уже крупные (сотни квадратных километров по площади) интрузивы гранит-гранодиоритового состава (Верхне-Татинский, Байлазский, Арагатский и др.), не обладающие явно выраженными признаками гипабиссальности. Еще южнее (бассейны рек Янмуть-Хоузы, Сандагоу и др.) интрузивы вновь представлены небольшими гипабиссальными массивами, сложенными породами, среди которых широко развиты гранит-порфиры. Наконец, самый южный отрезок Центрального шва вновь характеризуется развитием крупных (сотни квадратных километров) интрузивов гранитов (Вангоуский, Успенский и др.).

В целом в подзоне Центрального структурного шва отмечается постепенное увеличение с севера на юг роли гранитных интрузивов при одновременном (по А. И. Бурдэ) уменьшении степени их рудоносности. Однако, по нашему мнению, последний тезис А. И. Бурдэ вряд ли обоснован. Скорее, это кажущееся явление, вытекающее из более слабой изученности рудоносности южного отрезка металлогенической подзоны Центрального шва.

Установленная закономерность в распределении магматизма в будущем при специальных структурных исследованиях, вероятно, может стать надежной базой для детального металлогенического районирования подзоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня.

Интрузивы кислых пород, развитых вдоль Центрального структурного шва, сопровождаются многочисленными проявлениями олова преимущественно типичной касситерит-кварцевой формации. На фоне этих проявлений изредка встречаются проявления оловоносных пегматитов, (бассейны рек Ситухе, Бол. Ямутинза), но в целом они все же для рассматриваемой территории не характерны.

Касситерит-кварцевая формация в подзоне Центрального структурного шва представлена почти всеми известными типами этой формации.

Формы рудных тел и минеральный состав руд обычные для месторождений этой формации. Наряду с касситеритом в составе руд часто присутствует вольфрамит (реже шеелит), встречаются молибденит и некоторые другие рудные минералы, приобретающие иногда значение главных рудных минералов.

Необходимо подчеркнуть как характерную особенность минерального состава руд — почти полное отсутствие турмалина и развите более частого топаза. Спектральными анализами в рудах отмечаются акцессорные примеси ниобия и скандия. Характерная геохимическая особенность топаза на некоторых проявлениях — присутствие германия, который, вероятно, является здесь изоморфной примесью.

Месторождения и рудопоявления касситерит-кварцевой формации обычно сопровождаются мелкими россыпями касситерита, иногда присутствующего совместно с вольфрамитом.

В экзоконтактовых частях гранитных интрузивов подзоны Центрального структурного шва нередко развивается оловянное оруденение касситерит-кварц-сульфидной формации, которое в своем распространении тесно связано с оруденением касситерит-кварцевой формации. Эти две близко связанные оловорудные формации иногда дают яркие примеры зонального расположения различных типов минерализации вокруг локальных центров.

Пространственное распределение оловянного оруденения в подзоне Центрального структурного шва тесно связано с отмеченными выше особенностями проявления магматизма вдоль этого шва, в связи с чем здесь может быть выделен ряд рудных районов, но, учитывая слабую пока изученность рассматриваемой подзоны, мы считаем это нецелесообразным. Исключение составляет самый южный отрезок структурного шва, находящийся в особенно сложной геологической обстановке, который выделен под названием Сучанского рудного района и описывается ниже при характеристике Южно-Приморской металлогенической зоны.

Общие перспективы подзоны Центрального структурного шва на олово следует признать мало благоприятными, если не считать возможных в будущем использование сравнительно бедных, но обладающих хорошей обогатимостью и большими валовыми запасами руд месторождений касситерит-кварцевой формации.

Южно-Приморская зона

Южно-Приморская зона приурочена к широтному тектоническому блоку, возможно, представляющему собой, по Е. А. Радкевич, северный фрагмент Южно-Приморского кристаллического массива, некогда существовавшего на месте нынешнего Японского моря. Обрывки краевых частей этого массива как будто бы и сей-

час устанавливаются по окраине Корейского полуострова. Однако в области Японского моря, судя по данным геофизики, такого массива ныне не существует. Как предполагает Е. А. Радкевич, может быть, он был уничтожен в результате глубокого погружения в субстрат.

Геологическое строение Южно-Приморской зоны достаточно сложное и неоднородное, так как она охватывает значительную часть всей ширины Сихотэ-Алиня и распространяется к западу в область возможного погружения Ханкайского массива.

Из полезных ископаемых кроме каменных и бурых углей в Южно-Приморской зоне наиболее широко развиты золото, ртуть и сурьма. Золото концентрируется в многочисленных давно разрабатываемых россыпях; известны также коренные проявления золота.

Основное направление рудоносных зон северо-восточное, но иногда, в частности для ртутных рудопроявлений, устанавливается рудоконтролирующая роль разрывов широтного направления.

В Южно-Приморской зоне отмечаются также мелкие проявления олова, мышьяка, железа, молибдена, свинца и цинка и некоторых других полезных ископаемых, установленных пока только в ореолах рассеяния (никель, редкие металлы). В последнее время обнаружены коренные вольфрамовые руды, представленные кварц-вольфрамит-шеелитовыми жилами и вкрапленными шеелитовыми рудами в сильно измененных гранитоидах.

Почти все оловянные проявления Южно-Приморской зоны вместе со свинцово-цинковыми сосредоточены в ее восточной части, непосредственно прилегающей к Центральному структурному шву. Собственно эта часть Южно-Приморской зоны относится уже к металлогенической подзоне Центрального структурного шва и мы ее выделяем в самостоятельный Сучанский рудный район, краткая характеристика которого и приводится ниже.

Сучанский рудный район выделяется нами в следующих границах: с востока его границей служит Центральный структурный шов (на южном отрезке это почти прямолинейная долина р. Судзухе), с запада граница района проводится по р. Сучан, а затем далее на северо-восток по внешней кромке верхнемеловых эффузивов и неогеновых базальтов, на северо-востоке границей района служит отрезок Южно-Приморского структурного шва (соответствующий здесь долине р. Ян-Муть-Хоузы), и, наконец, на юге границей района служит побережье Японского моря. Выделенный в таких рамках Сучанский рудный район во многом отличается по геологическому строению, (во-первых, от остальной части Южно-Приморской зоны, а во-вторых, от прилегающего к нему с востока Судзухинского рудного района. В то же время Сучанский район по геологическому строению представляет собой и характерное звено зоны Центрального структурного шва.

Основная особенность геологического строения выделенной в указанных рамках площади — исключительно мощный палеозой-

ский магматизм, проявленный в форме крупнейшего массива габброидов и более мелких массивов гранитоидов. Подчиненное развитие имеют небольшие массивы позднемеловых гранитоидов. При исключительно широком развитии магматизма изученность изверженных пород здесь очень низкая, вследствие чего многие важные вопросы геологии и петрологии этих пород до сих пор остаются не решенными, что, естественно, не позволяет с достаточной определенностью наметить и историю металлогении этой в общем интересной в отношении целого ряда эндогенных полезных ископаемых площади. Лишь в самых общих чертах в рассматриваемом районе намечаются несколько довольно узких рудных зон северо-восточного простиранья, в пределах которых локализуются золотоносные и ртутные рудопроявления, составляющие в данное время основной металлогенический фон этого района. Кроме ртути и золота, здесь выявлены рудопроявления олова, молибдена, свинца и цинка, мышьяка и вольфрама.

Оловянное оруденение в Сучанском рудном районе в общем проявилось слабо, хотя от более западных районов Южно-Приморской зоны он отличается несравненно более широко проявленными вторичными ореолами рассеяния касситерита. К востоку от Сучанского района оловянное оруденение проявляется уже значительно шире, но формы и геохимические ассоциации проявлений этого оруденения здесь уже несколько иные, что лучше всего объясняется широким развитием в Сучанском районе крупных интрузивов гранитоидных пород, с которыми в основном связываются высокотемпературные типы оруденения.

Оловянное оруденение Сучанского района представлено главным образом рудопроявлениями пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций. В небольшом количестве олово проявляется в сульфидных типах оруденения. Имеются также оловоносные скарны.

Проявления пегматитовой формации известны вдоль побережья Японского моря, где, по данным Ф. К. Шипулина, среди гранитов развиты многочисленные шпиры пегматитов диаметром от нескольких сантиметров до нескольких метров, которые лишь местами в виде четковидных обособлений локализуются вдоль крутопадающих трещин, а в большинстве же — закономерно распределены в массе гранитов. Пегматиты слабооловоносны. Содержания олова в них 0,08—0,09%.

На другом участке проявления этого типа оруденения среди порфиридных гранитов встречаются миаролы, сложенные кварц-полевошпатовым пегматитом, на стенках которых встречаются кристаллики касситерита в ассоциации со слюдой. Здесь же, кроме того, отмечаются маломощные кварцевые жилы с магнетитом и арсенопиритом и небольшие (0,5—0,75 м) гнезда слюдистых оловоносных грейзенов.

Оруденение касситерит-кварцевой формации тесно связано с оловоносными пегматитами. Вместе с кварцевыми жилами и про-

жилками иногда развиты слабоовоносные зоны турмалинизации.

Оловоносные магнетитовые скарны обнаружены на Судзухинском железорудном месторождении. Здесь вскрыто около десяти в общем небольших линзовидных залежей магнетитовых скарнов. Кроме магнетита в гранат-геденбергитовых скарнах присутствуют пирротин, пирит, сфалерит, арсенипирит и халькопирит. Олово в составе скарнов установлено только химическим анализом в количестве 0,008—0,18%. Этот тип оловянного оруденения, как и во многих других районах, практического значения не имеет, хотя в дальнейшем здесь и могут быть обнаружены новые, вероятно, небольшие рудопроявления этого типа.

Наконец, в южной части района известно оловянное оруденение, которое может быть условно отнесено к касситерит-турмалиновому типу оруденения. Оруденение этого типа также в общем убогое и практического значения не имеет. К нему, в частности, относится одно из рудопроявлений, оруденение которого локализуется в зонах дробления гранитоидов гибридного (по Ф. К. Шипулину) происхождения. Гранитоиды обильно турмалинизированы и аксинитизированы. Причем эти процессы развиваются как в гранитоидах (диоритах), так и в секущих их дайках гранит-порфиров. Оловоносная зона дробления приурочена к дайке гранит-порфиров. Турмалин, кварц, сульфиды железа и мышьяка, реже меди и молибдена образуют мелкие линзовидные обособления в брекчиях, ориентированные вкрест общего направления зоны дробления. Олово содержится в количестве 0,06—0,15%.

Главная металлогеническая зона

Эта зона в общем соответствует Главному синклинорию Сихотэ-Алиня, который, как уже указывалось, является крупнейшей структурой, где локализовано большинство оловорудных месторождений и рудопроявлений Приморья, относящихся к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формациям. На фоне абсолютно преобладающего развития оловянной минерализации в Главной зоне встречаются месторождения и проявления свинца и цинка, сурьмы, ртути и некоторых других полезных ископаемых, а также золотоносные россыпи.

Оловорудная минерализация в той или иной степени развивается на всем протяжении Главной зоны. При этом оловянное оруденение в различных ее частях по простиранию характеризуется минерализацией сходных генетических типов. Это в свое время явилось основой для выделения Главного синклинория в качестве Главной металлогенической зоны первого порядка.

Вместе с тем работы последних лет показывают, что распределение оловянного оруденения внутри Главного синклинория определяется его внутренним тектоническим строением, наметившимся на мезозойском этапе развития Сихотэ-Алиньской геосинклинали.

Первое, что обращает на себя внимание при рассмотрении оло-

вононости Главной зоны, это наличие четкой региональной зональности в распределении типов оловорудной минерализации. Эта зональность совпадает с общим северо-восточным простираем Главного синклинория. Выражается она в следующем. В западной части синклинория проходит полоса развития преимущественно касситерит-кварцевого оруденения, генетически и пространственно тесно связанного с позднемеловыми гранитоидами. Эта полоса была описана выше как металлогеническая подзона Центрального структурного шва. Здесь следует подчеркнуть, что касситерит-кварцевое оруденение не развивается непрерывно вдоль структурного шва. Оловоносными здесь оказываются только отдельные звенья шва, которые в пространстве совпадают с участками максимальной оловоносности, находящимися уже в пределах Главного синклинория (Главной зоны).

К востоку от Центрального структурного шва на смену касситерит-кварцевому оруденению приходит оруденение касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Это оруденение уже не столь тесно связано с интрузиями, как оруденение, развитое в зоне Центрального шва. Полосу развития силикатно-сульфидного оруденения Е. А. Радкевич (1956₂, 1958₂) выделяла в качестве Водораздельной подзоны, заключающей основные оловорудные месторождения Приморья.

Смена тесно связанного с интрузиями касситерит-кварцевого оруденения оруденением, имеющим менее тесную связь с интрузиями, по-видимому, следует считать результатом выражения горизонтальной зональности оруденения в региональном масштабе по отношению в целом к Центральному шву. Эта зональность хорошо увязывается и с постепенным погружением к востоку от зоны шва гранитоидных интрузий.

Оловянное оруденение Водораздельной подзоны, так же как и в зоне Центрального шва, развивается лишь в ее отдельных звеньях, разделенных значительными интервалами, характеризующимися рассеянным оловянным оруденением. В составе Водораздельной подзоны могут быть выделены два таких звена — южное и северное. Интервал Водораздельной подзоны между этими звеньями, имеющий длину около 150 км, практически лишен сколько-нибудь серьезного оловянного оруденения.

Такое пространственное распределение оловянного оруденения не случайно и, по нашим представлениям, определяется особенностями внутреннего тектонического строения Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

Исследования, проведенные А. И. Бурдэ, В. К. Мостовым, Ю. Н. Размахниным, Ю. Г. Ивановым, позволили наметить некоторые особенности развития отдельных частей Главного синклинория и установить в его пределах структурно-формационные зоны с различной историей развития и различным оруденением. Такими зонами с севера на юг являются: Верхне-Бикинская, Иманская, Кемская и Прибрежная, разделенная крупными глубинными раз-

ломами. Верхне-Бикинская и Кемская зоны — зоны внутригеосинклинальных прогибов, а Иманская и Прибрежная — внутригеосинклинальных поднятий (см. рис. 1).

Распределение оловянного оруденения в пределах Главного синклиория согласуется с расположением именно этих зон поднятий и опусканий и с расположением крупных внутригеосинклинальных разломов. Оловянное оруденение локализуется преимущественно в пределах внутригеосинклинальных поднятий (Прибрежная и Иманская зоны), в то время как зоны позднего внутригеосинклинального прогибания (Кемская и, вероятно, Верхне-Бикинская) являются слабооловоносными.

Во внутригеосинклинальных поднятиях оловянная минерализация наиболее интенсивно проявляется вблизи Тетюхинского (Прибрежного) и Колумбинского глубинных разломов. В удалении от этих разломов минерализация развивается значительно реже и менее интенсивно.

В ряде случаев оловорудные месторождения удалены от крупных глубинных разломов на значительное расстояние (до 25—30 км), причем в этих случаях устанавливается приуроченность месторождений к значительным по размерам субмеридиональным, преимущественно сдвиговым, разрывам, опережающим глубинные разломы.

Все это говорит о тесной связи проявлений оловянной минерализации с глубинным строением земной коры в Главном синклиории. По-видимому, это объясняется тем, что внутригеосинклинальные поднятия являются участками, где глубинные очаги магмаобразования располагаются ближе к поверхности, чем в областях опускания, что и вызывает преимущественное скопление рудоносных растворов в подобных структурах. В то же время и общая структурная обстановка в зонах поднятий благоприятствовала концентрации оруденения именно в зонах поднятий. Исследованиями А. И. Бурдэ установлено, что зоны поднятий и опусканий, кроме всего прочего, отличаются развитием различных по характеру и морфологии разрывных структур. Для зон поднятий, в частности для Иманской, наиболее характерны продольные северо-восточные крутопадающие надвиги и диагональные сдвиги.

Для зон же опусканий (Кемская зона) наиболее типичны сбросы северо-восточного продольного к складкам простираения. Примерно в равной степени в тех и других развиты сбросы северо-западного простираения.

Устанавливаются также различия в морфологии однотипных разрывов. В зонах поднятий разрывы представляют хорошо проработанные трещины значительной протяженности, сопровождаемые иногда обильными трещинами оперения. Часто они образуют системы разрывов протяженностью до 30—50 км. В противоположность этому разрывы в зонах опускания, как правило плохо разработаны и являются широкими системами кулисообразно рас-

положенных зон дробления. Длина систем разрывов, как правило, невелика по сравнению с аналогичными системами разрывов в зонах поднятий.

Для зон поднятий и опусканий устанавливаются и различия в характере магматизма. При общем сходстве морфологии интрузивных тел, последовательности внедрения и состава все же выявляются некоторые различия в химическом составе гранитоидов. Так, гранитоиды в зонах поднятий (Иманская зона) отличаются от средних гранитоидов по Дели лишь большей железистостью и небольшим пересыщением глиноземом. Гранитоиды же в зонах опусканий от средних типов пород по Дели отличаются малым количеством фемических компонентов (в том числе железа и особенно магния), меньшей щелочностью, малым количеством полевошпатовой извести и очень значительным пересыщением глиноземом. Гранитоиды зон опусканий отличаются также более широким и интенсивным проявлением раннего щелочного аутометасоматоза. Эти различия, по мнению А. И. Бурдэ, вероятно, связаны с более длительной дифференциацией магмы в зонах опусканий.

Различная история формирования зон поднятий и опусканий, обусловившая их структурно-магматические особенности, явилась и причиной их различной металлоносности. В зонах поднятий оруденение получило интенсивное развитие, в то время как в зонах опусканий оруденение оказалось рассеянным по большому количеству мелких рудопоявлений. Интересно отметить, что в зонах опусканий, в частности в Кемской зоне, при общем рассеянном распределении оруденения максимумы его приурочены как будто бы к положительным гравитационным аномалиям, отвечающим, вероятно, локальным поднятиям нижних жестких структурных этажей, являющихся более благоприятными для концентрации оруденения.

Устанавливается также, что в распределении оруденения важная роль принадлежит крупным разломам, разграничивающим зоны поднятий и опусканий. Именно вдоль этих разломов вытягиваются «цепочки» наиболее интересных оловорудных месторождений и проявлений. Рудные поля при этом располагаются вблизи или непосредственно в зонах, главным образом левосторонних сдвигов субмеридионального простирания, оперяющих глубинные разломы.

Для основных оловорудных месторождений в целом всего Главного синклинория характерна многостадийность рудообразования, развивающегося в четких зонах дробления большой протяженности и глубины. Рудные тела имеют форму жил, минерализованных зон дробления, прожилковых зон, реже они представляют собой штокверки. Приурочены рудные тела к трещинам скола и значительно реже — к трещинам разрыва. По составу руды существенно сульфидные, часто комплексные олово-полиметаллические. Характерно широкое распространение бора в форме турмалина, аксинита при крайне слабом развитии фтора. Вместе

с тем главное значение имеют оловорудные месторождения не турмалинового, а хлоритового типа и месторождения касситерит-сульфидной формации. Это, вероятно, обусловлено тем, что здесь относительно малое развитие получили гранитоиды повышенной основности, с которыми тесно связаны турмалиновые месторождения в ряде других рудных районов (например, Комсомольский рудный район Приамурья).

В соответствии с внутренним тектоническим строением Главного синклинория, определившим особенности его металлогении, в его пределах нами выделяются следующие металлогенические подзоны (с севера на юг): Верхне-Бикинская, Иманская, Кемская и Прибрежная.

Верхне-Бикинская подзона является наименее изученной. На территории Приморья находится, вероятно, лишь юго-восточная часть этой подзоны, другая же ее часть расположена на территории Хабаровского края. Юго-восточная граница подзоны достоверно не установлена. По представлениям Е. В. Быковской, изучавшей здесь позднемеловые эффузивы, этой границей здесь, вероятно, служит крупный, возможно, глубинный разлом. На наличие здесь крупного разлома, по мнению Р. Г. Кулинича, указывают также гравиметрические и геомагнитные данные.

Особенность геологического строения подзоны — широкое развитие послерудных покровных базальтоидов, развитых в ее восточной части, где они широкой полосой прерывают Прибрежный вулканогенный пояс.

Для описываемой подзоны характерно развитие многочисленных разрывных нарушений, которые под острым углом прилегают к Центральному структурному шву Сихотэ-Алиня. В западной части подзоны этим направлением контролируется цепь крупных интрузивов гранитоидов, вытянутая почти параллельно Центральному структурному шву. В центральной и северной частях подзоны четко вырисовываются полосы интрузивов гранитоидов субширотного направления, сопровождаемые рудопроявлениями. Внутри этих субширотных зон намечаются секущие зоны северо-северо-западного направления, также сопровождаемые «цепочками» рудопроявлений.

Основной фон эндогенного оруденения Верхне-Бикинской подзоны создают проявления касситерит-кварцевой формации при подчиненном развитии сульфидной минерализации (рудопроявления Тайфунное, Лагерное, Рудное и др.). В восточной части подзоны известны также проявления наиболее ранних рудных образований турмалинового типа, вместе с которыми иногда развиваются слабооловоносные грейзены (рудопроявления Бурое, Сихотэ, Джахари). На рудопроявлениях турмалинового типа оруденение представлено зонами и сериями сближенных жил и прожилков преимущественно кварц-турмалинового состава. По периферии участков с турмалиновым оруденением отмечаются хлори-

тизация, окварцевание и слабая сульфидизация вмещающих пород. Содержание олова в турмалиновых рудах, как правило, невысокое и только на участках, где собственно турмалиновые породы пересекаются тонкими касситерит-кварцевыми прожилками, оно значительно повышается. Но такие участки внутри зон турмалинизированных пород встречаются сравнительно редко.

Менее развито в Верхне-Бикинской подзоне оруденение хлоритового типа, которое проявляется в удалении от интрузивов гранитоидов на расстоянии 2—3 км и обычно ассоциируется с полями развития даек (рудопроявление Малиновое и др.). Для рудопроявлений этого типа характерно развитие широких ореолов хлоритизированных пород. Турмалинизация вмещающих пород известна и на рудопроявлениях хлоритового типа, но выражена здесь она слабо.

На флангах полей с оловорудной минерализацией иногда устанавливается мелкопрожилковое галенит-сфалеритовое оруденение.

Иманская металлогеническая подзона в несколько измененных границах ранее выделялась М. П. Материковым в качестве самостоятельного так называемого Арму-Иманского рудного района. Изучением геологии и оловорудной минерализации этой подзоны занимались многие исследователи (Э. И. Изох, М. П. Материков, Ю. Н. Размахнин, А. И. Бурдэ, Н. И. Лаврик, П. Н. Антонов и многие другие).

По своему тектоническому строению Иманская подзона представляет антиклинорий, состоящий из трех блоков, разделенных разрывами. Ядром этого антиклинория служит Татибинский блок, образованный осадками перми, триаса (?) и юры (?). Лаулинский и Валинкуйский блоки сложены осадками юры и мела. Осадочные породы в пределах подзоны смяты в серии узких опрокинутых на северо-запад складок, сопровождаемых большим количеством продольных разрывов.

Оловянное оруденение Иманской подзоны различно для ее западной и восточной частей. Для западной половины подзоны, прилегающей к Центральному структурному шву, наиболее характерно касситерит-кварцевое оруденение, а для восточной — оруденение касситерит-силикатной группы.

Касситерит-кварцевое оруденение западной половины рассматриваемой подзоны тесно связано с интрузивами гранитоидов и было охарактеризовано выше при описании подзоны Центрального структурного шва.

Оруденение силикатно-сульфидной группы, четко обособляясь от касситерит-кварцевого, развито в восточной части подзоны в удалении от крупных гранитных интрузий, структурно связанных с Центральным швом.

В отличие от касситерит-кварцевых проявлений здесь на месторождениях и рудопроявлениях силикатно-сульфидной группы

в значительном количестве развит бор, входящий в одних случаях в состав турмалина, в других — аксинита.

Касситерит-силикатная формация силикатно-сульфидной группы представлена в восточной половине Иманской подзоны главным образом малосульфидным кварц-турмалиновым оруденением, которое не обнаруживает видимой связи с гранитными интрузиями. Как и обычно, для месторождений и проявлений этого типа характерны метасоматические жиллообразные тела, минерализованные зоны брекчий, штокверки, прожилковые зоны, неправильные гнездообразные обособления. Оруденение в общем убогое, богатые руды встречаются лишь в виде небольших гнезд и обособлений в пределах кварц-турмалиновых зон. Оруденение данного типа обычно сопровождается сильным окварцеванием вмещающих пород.

Касситерит-сульфидные месторождения здесь более ценные. Все они принадлежат одному колчеданному (арсено-пирит-пирротиновому) типу, иногда дающему переходы к сульфо-сульфидному (галенит-сфалеритовому) типу (Звездное и др.), в связи с чем некоторые из них комплексные — оловянно-полиметаллические с серебром, индием и кадмием. Одно из месторождений (Тернистое), кроме того, выделяется повышенным содержанием меди, в целом не характерной для металлогении Приморья.

Месторождения и проявления касситерит-сульфидной формации ассоциируются с малыми интрузиями диоритов, монзонитов, дайками гранит-порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров и порфиритов. Рудные тела обычно контролируются протяженными по простиранию и падению трещинами и разного рода зонами дробления.

Для рудовмещающих разрывов большое значение имеет литологический состав пород, которые они пересекают, что в значительной степени определяет морфологию приуроченных к этим разрывам рудных тел. В плотных породах (сланцах) развиты относительно выдержанные трещины с резкими четкими боковыми поверхностями; в хрупких же песчаниках возникает основная трещина, сопровождаемая густой сетью мелких различно ориентированных оперяющих трещин. Все это оказывает влияние на появление промышленных месторождений, развитие различных морфологических типов рудных тел и локализацию ообгащенных рудных столбов.

Важную структурную комбинацию для локализации месторождений представляют сочетания зон крупных разрывов (сдвигов) с горизонтальными флексурами. Именно в такой структурной обстановке локализованы наиболее интересные оловорудные месторождения Иманской металлогенической подзоны.

Благоприятны для развития оруденения участки с неглубоким залеганием кровли интрузивных тел. В этих условиях развиты хотя и небольшие, но богатые месторождения с легкообогатимыми рудами (месторождение Горное и др.). Наряду с оловом такие уча-

стки представляют интерес и в отношении вольфрама с развитием штокерковых тел или прожилковых рудных зон.

Среди рудных тел на месторождениях олова Иманской металлогенической подзоны преобладают сложные минерализованные зоны, а также системы жил разных размеров в зонах дробления.

Сложные минерализованные зоны приурочены к хорошо разработанным разрывам. Они часто отличаются четковидным строением, значительной протяженностью с широким развитием в них метасоматоза. Следствием последнего являются нечеткие расплывчатые контакты таких зон. Контуры промышленного оловянного оруденения обычно прерывистые и не совпадают с общими контурами минерализованных зон.

Системы жил обычно развиваются в небольших по размерам зонах дробления, для которых в предрудный этап было характерно наличие небольших открытых полостей. Отдельные рудные тела в таких зонах обычно сложно переплетаются, сопровождаясь боковыми и соединительными апофизами. Рудные тела часто характеризуются четковидным строением и, как правило, значительно меньшими размерами, чем рудные тела первого типа.

На многих месторождениях Иманской металлогенической подзоны развиты ореолы биотитизированных пород, роль которых при поисках и оценке перспектив оловянного оруденения охарактеризована в следующей главе.

Кемская металлогеническая подзона по Колумбинскому разлому с юга примыкает к Иманской подзоне. По своему тектоническому строению эта подзона является синклинием, сложенным преимущественно меловыми породами. Более древние породы здесь известны только вблизи границы с Прибрежной подзоной, где ими сложены субмеридиональные антиклинальные складки. В целом синклиний сложный по строению, слабо опрокинут на северо-запад. Для осадочных пород здесь характерны простые формы крупных складок, малое количество складок высоких порядков, нарушенных немногочисленными нечеткими продольными разрывами, представляющими чаще всего зоны дробления с расплывчатыми контурами.

Кемской подзоне свойственно резкое ослабление степени рудности ее территории по сравнению с территориями, расположенными южнее и севернее ее. Другая особенность заключается в некотором относительном увеличении роли свинцово-цинкового оруденения по сравнению с оловянным. При этом свинцово-цинковое оруденение преимущественно локализуется в северо-восточной части зоны, а оловянное — в юго-западной. Причина такого обособления оловянного и свинцово-цинкового оруденения не ясна, но она может быть связана с особенностями глубинного строения соответствующих частей зоны. Дело в том, что, по данным гравиметрии, для юго-восточной части подзоны устанавливается аномальное поле, которое, очевидно, указывает на меньшую глубину залегания здесь более плотных (очевидно, палеозойских) пород.

Какую-то роль в этом отношении, вероятно сыграл и Центральный структурный шов, хотя на отрезке его, прилегающем к Кемской подзоне, оловянное оруденение развито слабо.

Кроме олова и полиметаллов, в Кемской подзоне выявлены ореолы рассеяния золота, киновари, барита, базовисмутита, молибдена, вольфрама, а также одно коренное рудопроявление меди.

Как уже отмечено, оловянное оруденение Кемской подзоны локализуется в основном в ее юго-западной части, где известен ряд рудопроявлений олова.

В северо-восточной части Кемской подзоны известны лишь единичные проявления олова.

Оловянное оруденение Кемской подзоны относится преимущественно к хлоритовому типу касситерит-силикатной формации и лишь одно из наиболее крупных проявлений представляет собой колчеданный тип касситерит-сульфидной формации (месторождение Дальнее).

Большая часть оловорудных проявлений располагается на крыльях антиклинальных складок в участках пересечения этих складок поперечными разломами. Вмещают оруденение главным образом песчано-сланцевые породы, в то время как в перекрывающие их глинистые сланцы оруденение распространяется слабо.

Среди рудных тел преобладают обычные минерализованные зоны дробления, в которых с той или иной степенью интенсивности проявляется хлоритизация, турмалинизация и окварцевание вмещающих пород с развитием серий различно ориентированных, обычно маломощных (от долей сантиметра до 0,3—0,8 м) жил и прожилков. Среди последних по составу выделяются кварц-сульфидные, кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-касситеритовые.

В противоположность хорошо разработанным рудовмещающим структурам Иманской подзоны в Кемской подзоне они большей частью представляют расплывчатые зоны дробления или системы прожилков. Кулисообразно расположенные зоны дробления обычно не соединяются между собой и не образуют достаточно протяженных выдержанных рудных тел.

Протяженность оловоносных рудных зон обычно небольшая. Характерно резкое изменение мощностей рудных зон. Глубина оруденения небольшая.

В составе руд хлоритового типа основные рудные минералы — касситерит, арсенопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит; жильные минералы представлены хлоритом, кварцем, в меньшей степени — серицитом, карбонатами и диккитом.

Условия залегания и морфология рудных тел, сложенных как хлоритовыми, так и касситерит-сульфидными рудами, сходные. Основное отличие заключается лишь в минеральном составе руд.

На Дальнем касситерит-сульфидном месторождении рудные тела локализируются в трещинах скола субмеридионального простирания, оперяющих широтный сброс и приуроченных к крылу ан-

тиклинальной складки. Рудные тела представлены большей частью минерализованными зонами дробления, но встречаются также кварцевые, сульфидные и кварц-сульфидные жилы и известна одна прожилковая зона. Для жильных тел часты переходы в минерализованные зоны дробления как по простиранию, так и по падению.

Под Прибрежной металлогенической подзоной автором принято понимать всю крайнюю юго-западную часть Главного синклинория Сихотэ-Алиня, примыкающую на северо-западе к Кемской структурно-фациальной подзоне. По своему тектоническому строению Прибрежная подзона является антиклинорием, который наиболее хорошо изучен в бассейнах рек Тадуши и Тетюхе (А. И. Бураго, Ю. Г. Гурулев, П. В. Маркевич, Г. Б. Нарбут и др.). Ядро этого антиклинория образуют каменноугольные и пермские породы района бухты Ольги. Взаимоотношение структур, образованных этими породами, со структурами, сложенными мезозойскими породами, не изучено. В краевой северо-западной части антиклинория ядра антиклинальных складок сложены породами перми или среднего — верхнего триаса, а синклинальные складки — породами юры и мела. В целом рассматриваемая структура имеет веерообразный характер, подчеркиваемый опрокинутостью складок на северо-запад на западе и юго-восток на востоке зоны.

Тетюхинским глубинным разломом Прибрежная зона делится на две части: западную и восточную, которые в связи с особенностями геологического строения характеризуются своеобразной металлогенией. Для западной половины зоны типично оловянное, а для восточной — свинцово-цинковое оруденение.

Западная часть Прибрежной подзоны обладает многими чертами сходства с Иманской подзоной Главного синклинория.

Изученность оловоносности рассматриваемой части Прибрежной зоны неодинакова. Наиболее изучена площадь, охватывающая бассейны верховьев рек Фудзина, Тадуши и Даданцы, где развиты многочисленные месторождения и проявления олова, изучавшиеся многими геологами (М. П. Материков, Е. И. Радкевич, Д. И. Ивлиев, Л. М. Руднянский, Е. П. Сапрыкин, Г. Б. Нарбут, Е. Н. Ченцов и др.).

Геологическое строение этой площади очень сложное. Здесь вскрываются сложно дислоцированные осадочные толщи палеозоя и мезозоя, перекрытые на юго-востоке молодыми эффузивами. Восточная половина рассматриваемой площади представляет собой приподнятый блок, сложенный интенсивно дислоцированными монотонными терригенными толщами перми, триаса и юры с преобладанием флишоидных образований и алевролитов. Западная же половина, представляющая погруженный блок, характеризуется преимущественно развитием нижнемеловых терригенных отложений. Характерная черта геологического строения рассматриваемой площади — весьма широкое развитие малых интрузий и даек,

сложенных породами от основного до кислого состава при значительной роли разнообразных субвулканических тел. Крупные интрузивные массивы здесь отсутствуют.

Осадочные толщи образуют серию антиклинальных и синклиналильных структур второго порядка, простирающихся в субмеридиональном направлении. Важной особенностью дислоцированных осадочных толщ является развитие в отдельных участках будинажа.

В пределах рассматриваемой площади широко развиты разрывные нарушения, играющие главенствующую роль в локализации как рудных полей, так и отдельных рудных тел. По времени образования среди них выделяются две группы: 1) разломы субмеридионального направления, связанные преимущественно с сенонской складчатостью, и 2) более молодые ослабленные зоны (или зоны повышенной трещиноватости) северо-западного и субширотного направлений, поперечные складчатости. Разломы, вернее зоны разломов первой группы, параллельные и субпараллельные складчатости, устанавливаются по развитию в каждой такой зоне в различных соотношениях следующих геологических элементов: серий параллельных нарушений, полос даек, линейно вытянутых интрузивных и субинтрузивных тел, рудных зон и жил. Длина таких зон до 12—15 км, ширина до несколько километров. Вторая группа нарушений, включающая так называемые ослабленные зоны, также имеет большое рудоконтролирующее значение.

Оловянная минерализация в пределах рассматриваемой площади представлена главным образом хлоритовым и турмалиновым типами касситерит-силикатной формации. Наиболее крупные проявления турмалинового типа в основных закономерности распределения оруденения обнаруживают полное сходство с проявлениями хлоритового типа и отличаются от них только существенным преобладанием турмалина над хлоритом в первую касситерит-кварцевую стадию оруденения.

Оруденение в пределах рудных полей касситерит-силикатных месторождений и проявлений локализуется в форме жил и реже штокверковых зон. Рудные тела и зоны приурочены к трещинам скалывания глубокого заложения, субмеридионального и субширотного направлений. Для большинства рудовещающих трещин характерно «залечивание» их дорудными и послерудными дайками порфиритов, что свидетельствует о сравнительно большой глубине их заложения. Рудные тела формировались длительно, в несколько этапов, обусловленных неоднократно повторявшимися тектоническими импульсами, приводившими к приоткрыванию трещин перед каждым внедрением дайковых тел или проникновением гидротермальных растворов. К началу отложения оловянных руд сколовые системы трещин субмеридионального и субширотного направлений были почти одновременно приоткрыты, и в них проявилась касситерит-кварцевая стадия минерализации. Развитие трещин после проявления касситерит-кварцевого этапа продол-

жалось путем нового их приоткрывания и наращивания по простиранию и на глубину. Таким образом возникли кулисообразные системы трещин протяженностью до 2—6 км. В таких протяженных трещинах отчетливо проявлена вертикальная и горизонтальная зональность оруденения, заключающаяся в том, что в главных рудовмещающих трещинах почти всех оловорудных месторождений минералы первого этапа рудообразования выполняют центральные части трещин, а их окончания обычно сложены минералами последующих этапов, придавая тем самым зональности концентрический характер (см. рис. 20). Детальное изучение наиболее крупных оловорудных месторождений показывает, что приповерхностные части главных рудных трещин представлены преимущественно слабооловоносными рудами (пирит-пирротиновыми, галенит-сфалеритовыми) или часто просто слабоминерализованными зонами дробления. С глубиной наблюдается уменьшение количества сульфидов с одновременным возрастанием количества минералов касситерит-кварцевой стадии. Почти на всех месторождениях с глубиной отмечается увеличение количества рудных тел, не имеющих выхода на дневную поверхность. Такое «полуслепое» проявление оловянной минерализации в рудных телах — важнейшая закономерность, установлением которой внесен крупный вклад в оценку перспектив многих оловорудных месторождений.

Довольно четко на рассматриваемой площади проявлена пространственная связь оруденения с интрузиями гранодиорит-порфиоров. При этом возможно, что генетически оловянное оруденение связано с более кислыми гранитоидами, которые не выходят на поверхность, но на ряде оловорудных месторождений возможно наличие их предполагается по резкому контактовому метаморфизму вмещающих пород на большой глубине, проявленному в образовании узловатых биотитовых и эпидот-турмалиновых роговиков.

На основании всех имеющихся геологических материалов можно наметить следующие основные закономерности в размещении оловянного оруденения для рассмотренной площади.

1. Поясовое расположение оловорудных месторождений и проявлений и размещение их в основном в зоне Тетюхинского (Прибрежного) разлома.

2. Приуроченность оловорудных месторождений и проявлений к антиклинальным структурам, особенно к участкам флексуобразных изгибов слоев.

3. Приуроченность оловорудных тел к разломам и ослабленным зонам преимущественно субмеридионального и субширотного простираний, надежным в смысле прослеживания их на большие глубины.

4. Тесная пространственная связь оруденения с малыми интрузиями гранодиорит-порфиоров и дайками порфириров.

5. Четкое проявление концентрической зональности (в вертикальной и горизонтальной плоскостях), обуславливающей «полуслепый» характер оловянной минерализации.

Кроме оруденения касситерит-силикатной формации в западной части Прибрежной подзоны достаточно широко развито и оруденение касситерит-сульфидной формации. Наиболее существенные проявления этой формации отмечаются к северо-востоку и юго-западу от бассейна верховьев рек Фудзина, Тадуши и Даданцы. В этих направлениях намечается общее погружение геологических структур, что, очевидно, и служит причиной некоторого изменения характера оловянного оруденения.

Обнаружено также оруденение и касситерит-кварцевой формации, основные проявления которого тяготеют к зоне Центрального структурного шва. Проявления этой формации обычно тесно связаны с интрузивами гранитоидов.

Восточная часть Прибрежной подзоны совпадает с южным отрезком Приморского вулканического пояса, который непрерывной полосой протягивается вдоль берега Японского моря от бухты Судзухе на юге до низовьев р. Амура на севере.

Особенности металлогении этой территории определяются широким развитием разновозрастных эффузивов, связанных с Береговым, или Восточным, структурным швом Сихотэ-Алиня. В связи с этим же швом, кроме того, развилась новая полоса крупных гранитных интрузивов, которая окаймляет с юго-востока Главный синклинорий.

Наиболее разнообразное эндогенное оруденение развито на юге восточной части Прибрежной подзоны, где располагается ядро Прибрежной подзоны. В северо-восточном же направлении в связи с общим погружением структур рудная минерализация заметно ослабевает.

С крупными гранитными интрузивами, развитыми на юге восточной части Прибрежной подзоны, связаны многочисленные, но обычно мелкие, разнообразные по типу месторождения скарнового типа с магнетитовым и наложенным свинцово-цинковым оруденением. Локализуются эти месторождения чаще всего на контактах известняков с гранитами (район бухты Ольги).

Севернее в связи с особыми условиями геологического развития Прибрежного поднятия широко распространены удаленные от интрузивов близповерхностные геденбергит-сульфидные (галенит-сфалеритовые) месторождения скарнового типа, приуроченные к известнякам (Тетюхинский район).

Среди эффузивов встречаются близповерхностные проявления касситерит-сульфидной формации (Сиананчинское месторождение), многочисленные неоловоносные проявления, представленные обычно вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией, и проявления ртуты, пирита и некоторых других полезных ископаемых. Из неметаллических полезных ископаемых в восточной части При-

брежной подзоны известны проявления алунитов, пирофиллита, серы, каолинитов и перлитов.

Оловянное оруденение рассматриваемой части Прибрежной подзоны в целом подчинено свинцово-цинковому оруденению. Наиболее распространены проявления колчеданного и сульфо-сульфидного типов касситерит-сульфидной формации. Своеобразной особенностью одного из наиболее интересных месторождений сульфо-сульфидного типа (Синанчинского), детально изучавшегося Е. А. Радкевич (1957, 1959₂), является присутствие в рудах редких сульфостаннатов и интенсивный метаморфизм руд, обусловленный воздействием послерудных порфиритовых даек, а также тесная ассоциация свинца и олова в составе неразделимых тончайших галенит-касситеритовых агрегатов, развивавшихся по сульфостаннату свинца — тиллиту. Рудная минерализация на этом месторождении была сформирована на относительно небольшой глубине и приурочена к разлому северо-западного направления, секущему толщу верхнемеловых кварцевых порфиров.

Имеются здесь также и проявления хлоритового типа касситерит-силикатной формации, сходные по своему характеру с аналогичными проявлениями других районов Приморья.

В южной части рассматриваемой территории известны проявления олова скарновой и касситерит-кварцевой формаций (Ольгинский район).

Оловоносны обычно магнетитовые гранат-пироксеновые скарны, локализованные на контактах гранитов с известняками. Касситерит в скарнах образует очень тонкие сростания (менее 20 μ) с гранатом и магнетитом и в связи с этим не имеет промышленного значения (Белогорское, Першинское месторождения).

Оловянное оруденение касситерит-кварцевой формации чаще локализуется в связи с небольшими штоками гранофиров, развиваясь как внутри штоков, так и по контактам их с вмещающими породами (рудопроявления Малиновое, Судновское и др.) В жильных рудных телах, секущих гранофиры, состав руд включает кварц, турмалин, касситерит, реже хлорит, пирит, вольфрамит, арсенопирит и висмутин. Неправильные залежи кварц-слюдистых грейзенов содержат неравномерные вкрапленно-линзовидные выделения касситерита, вольфрамита, турмалина, флюорита и топаза. Размеры жил и залежей обычно небольшие. С глубиной (в интервале первых десятков метров) оруденение резко ослабевает.

В южной части рассматриваемой территории (Пхусун-Ванчинский район) среди месторождений касситерит-сульфидной формации выделяется группа своеобразных олово-полиметаллических месторождений, характеризующихся аномальным развитием рудного процесса (Щербаковское, Снежинское, Лиственное месторождения). Рудные тела на этих месторождениях приурочены к протяженным трещинам скола северо-западного и субмеридионального простираний. Трещины скола развивались длительно, под-

вижки по ним были и в интрарудное время, в связи с чем характерно дробление ранее отложенных руд и цементация их более поздними минеральными ассоциациями. Состав руд сложный. Их главные минералы — пирротин, пирит, сфалерит, галенит, магнетит, халькопирит, арсенопирит; второстепенные — касситерит, блеклая руда, джемсонит, кубанит, антимонит, валлериит, самородное серебро и другие, нерудные минералы представлены карбонатами, флюоритом, кварцем, мусковитом, хлоритом, пиррофиллитом, очень редко топазом. Выделяются пять этапов минерализации: 1) кварц-арсенопиритовый с касситеритом; 2) сфалерит-пирротинный с галенитом; 3) слюдисто-флюоритово-топазовый с касситеритом; 4) сульфидно-карбонатный; 5) кварц-карбонатный. Таким образом, эти месторождения от типичных касситерит-сульфидных месторождений отличаются проявлением в рудном процессе аномальной высокотемпературной минеральной ассоциации третьего этапа, с которой связана основная масса касситерита.

В целом восточная часть Прибрежной подзоны пока представляется мало благонадежной в отношении собственно оловянного оруденения. Основную ценность здесь составляют руды свинца и цинка.

Главная металлогеническая зона продолжает оставаться наиболее перспективной на олово зоной Приморья. Вместе с тем в связи с отмеченными выше закономерностями локализации оловянного оруденения фронт поисковых работ на олово в этой зоне в настоящее время может быть значительно сужен. Наибольшее внимание должно быть уделено более объективному установлению границ между намеченными структурно-формационными зонами Главного синклинория с последующим сосредоточением поисковых работ вдоль этих границ. Особого внимания как наименее изученная заслуживает граница между Иманской и Верхне-Бикинской зонами, которая, возможно, в значительной своей части перекрыта депрессией долины р. Бикина и потому до сих пор не проявила себя в отношении оловоносности. Следует особо отметить, что другие границы между структурно-формационными зонами Главного синклинория (Колумбинский и Тетюхинский разломы) в настоящее время имеют уже достаточно высокую степень поисковой изученности на олово, и здесь в связи с этим основное внимание должно быть обращено на изучение глубинной геологии (по крайней мере до глубины 1—1,5 км) с широким применением детальных геофизических (гравиметрических и геомагнитных) работ и опорного бурения для проверки основных представлений об особенностях глубинного геологического строения, без чего в ближайшие годы вряд ли можно рассчитывать на какие-либо серьезные новые открытия.

В заключение следует отметить, что рядом исследователей (Е. А. Радкевич, М. П. Материков и др.) непосредственно в прибрежной части Приморья выделяется еще так называемая Бере-

говая медно-молибденовая зона, границу которой на материке в настоящее время наметить затруднительно из-за отсутствия обоснованных данных. В отношении олова при современном эрозионном срезе она не представляет интереса. Здесь основного внимания заслуживает изучение всеми возможными методами и способами подэффузивных формаций, где могут быть скрытые оловянные, олово-полиметаллические или полиметаллические месторождения.

Глава VI

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ОЛОВА ПРИМОРЬЯ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ И ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Генетическая связь месторождений олова с магматизмом уже длительное время считается общепризнанной. Наибольшее внимание исследователей в настоящее время привлекает изучение форм такой связи, выяснение источников олова для образования его месторождений и разработка надежных магматических критериев поисков новых оловоносных районов и месторождений. Большое развитие в разных оловоносных районах в последние годы получили специальные геолого-петрографические и геохимические исследования, направленные на выявление специфических особенностей специализированных на олово магматических образований. Успехи в изучении этих вопросов достигнуты благодаря трудам Я. Д. Готмана и М. Г. Руб (1943, 1960), Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой (1940, 1955, 1956, 1957), Э. П. Изоха и др. (1957), С. Ф. Лугова (1962), М. П. Материкова (1959, 1960₁, 1964₃), М. Г. Руб (1956₁, 1956₂, 1958, 1960₁₋₂), Е. А. Радкевич (1956₂, 1958₂, 1960₄), М. А. Фаворский (1954, 1959, 1960₁₋₃), Ф. К. Шипулина (1950, 1955, 1957) и ряда других исследователей. Следует отметить, что многие из перечисленных авторов, а также А. И. Бурдэ, И. Н. Говоров, Ю. Г. Иванов, Ю. Н. Размахнин и другие при рассмотрении вопроса о связях оловянного оруденения с магматизмом опирались на материалы по оловорудным месторождениям главным образом Сихотэ-Алиня и, в частности, Приморья. Многочисленные месторождения олова Сихотэ-Алиня по характеру и формам связей с магматизмом дают большое многообразие (табл. 11), что позволяет проследить здесь связь с магматизмом не только высокотемпературных месторождений олова силикатно-кварцевой группы, но и наиболее низкотемпературных месторождений силикатно-сульфидной группы, для которых связь с магматизмом часто оценивается как спорная или неясная.

В истории развития магматизма и связанного с ним оруденения олово в Приморье принадлежит к числу сквозных элементов, проявляясь от ранней (байкальской) до поздней (альпийской) металлогенической эпохи. Наиболее характерная общая черта интрузивного магматизма Приморья, с которым связано основное оловянное оруденение,— преимущественное его проявление в послескладчатые периоды, в соответствии с чем подавляющее число месторождений олова здесь было образовано на заключительных этапах развития соответствующих складчатых областей.

Формы проявления интрузивного магматизма в различных структурно-формационных зонах Приморья различны. Соответственно этому характер связей оловянного оруденения с интрузивными породами и типы этого оруденения в разной геолого-структурной обстановке также разные. Эти различия наиболее полно проявляются для охарактеризованных выше трех генетических групп оловянного оруденения.

Наиболее тесную и несомненную связь с изверженными породами, убедительно устанавливаемую для всех оловянных эпох Приморья, обнаруживают месторождения и рудопроявления силикатно-кварцевой группы оловянных формаций. Особенно показательны в этом отношении упоминавшиеся выше сингенетические пегматиты или пегматоидные граниты, содержащие вкрапленность касситерита. Примером таких оловоносных образований является Марьяновский гранитный интрузив, содержащий миаролитовые пустоты, на стенках которых среди прочих минералов присутствуют турмалин и касситерит. Подобные миаролитовые пустоты могли возникнуть в условиях пропаривания верхних частей интрузива остаточными газово-жидкими продуктами кристаллизации магмы при слабо или почти совсем непроницаемой кровле интрузива. В этом же районе оловоносными являются субинтрузивные фельзиты, слагающие шток-корень эффузивного покрова на Кировском месторождении, изучавшемся Н. П. Заболотной. Здесь также в пустотах установлены очень тонкие игольчатые кристаллы касситерита в ассоциации с хлоритом, несомненно возникшие на заключительной стадии кристаллизации фельзитов. По-видимому, в этом районе оловоносные как интрузивные, так и эффузивные (или субвулканические) фации гранитной магмы были связаны с общим очагом кислой магмы, из которого поступал материал, давший в разных структурных условиях оловоносные интрузивные и субэффузивные тела.

Подобные оловоносные интрузии гранитов, с которыми связаны многочисленные проявления оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы, особенно широко развиты в зоне Центрального структурного шва, где они образуют цепочки линейно вытянутых батолитоподобных интрузивных массивов, приуроченных как к самому структурному шву, так и к оперяющим или секущим его разломам. Эти интрузии формировались в специфической структурной обстановке — в зоне крупных разломов, что способство-

Соотношение оловянного оруденения Приморья с интрузивными образованиями (по материалам М. П. Материкова с дополнением Ю. Г. Иванова)

Генетические группы	Рудные формации	Интрузивные и вмещающие породы	Отношение к интрузиям			Генетическая связь с эффузивами и их жерловыми фашиями
			Тесная пространственная связь с материнскими интрузиями	Пространственная связь с интрузиями при отсутствии непосредственных генетических связей	Парагенетическая связь с «малыми» интрузиями при удаленности от материнских очагов	
Силикатно-кварцевая	Оловоносные пегматиты	Крупные батолитоподобные интрузии и дополнительные штоки оловоносных биотитовых гранитов и гранит-порфиров в толщах песчано-сланцевых пород или в других породах преимущественно алюмосиликатного состава (альпийская, частью байкальская металлогенетические эпохи)	ПР			
	Касситерит-кварцевая		ПР	П		
	Касситерит-кварц-сульфидная		П	ПР		
Силикатно-карбонатная	Оловоносные скарны	Трещинные интрузии в карбонатных породах, представленные в первую фазу гибридными породами среднего и основного состава и во вторую — кислыми субщелочными гранитами (вознесенского типа); для интрузивного комплекса характерен глубокий гибридизм (байкальская металлогенетическая эпоха)	ПР	П		
	Касситерит-флюосиликатная		П	ПР		
	Касситерит-карбонатно-сульфидная			ПР		

Касситерит-силикатная	Пестрые по составу «малые» интрузии с монцитоидами в первую фазу и с кислыми гранитами во вторую; с отчетливыми следами глубинного габридиазма, залегающие в песчано-сланцевых и вулканогенных толщах (альпийская металлогенная эпоха)	П	П	П	П
Касситерит-сульфидная		П	П	П	П

П р и м е ч а н и е. ПР — преобладающее, П — подчиненное

вало сравнительно быстрому подъему магмы к местам становления интрузий. Такой ход интрузивного магматизма в свою очередь обусловил слабую дифференциацию магмы, в связи с чем оловоносные интрузивные серии здесь не получили полного развития. Диориты и монцитонитоиды первых фаз этих серий, широко развитых в иной структурной обстановке, здесь распространены ограниченно, а гранодиориты второй фазы обычно сливаются с гранитами заключительной третьей фазы, в связи с которыми и формируется оловянное оруденение силикатно-кварцевой группы. Это оруденение здесь представлено оловоносными грейзенами, но чаще различными кварцевыми образованиями, содержащими касситерит, вольфрамит, иногда молибденит, висмутовые и некоторые другие рудные минералы. Оруденение локализуется в эндоконтактовых, апикальных частях интрузивов кислых (алескитовых) гранитов, реже в экзоконтактовой зоне, на небольшом удалении от контакта. Глубина оруденения обычно небольшая. В зонах же экзоконтактов гранитных интрузий нередко отмечаются проявления переходной касситерит-кварц-сульфидной формации (кварц-сульфидный подтип касситерит-кварцевой формации, по Е. А. Радкевич). Эти проявления представлены кварц-арсенопиритовыми жилами с очень неравномерным и в общем незначительным содержанием касситерита. Характерно, что типичные касситерит-кварцевые жилы во времени часто тесно сочетаются с дайками аплитовидных гранитов, аплитов, гранит-порфиров и иногда с небольшими жилами пегматитов, являющимися жильными дериватами оловоносных интрузий. Кварц-арсенопиритовые же жилы часто формируются после внедрения даек порфиров и являются, таким образом, более поздними рудными образованиями.

Отмеченные особенности оруденения силикатно-кварцевой группы — его тес-

ная пространственная связь с интрузиями гранитов, небольшая глубина распространения оруденения, тесное сочетание во времени оруденения с кислыми жильными породами этих гранитов, наконец, некоторые петрохимические особенности самих гранитов — все это с несомненностью свидетельствует о тесной генетической связи этого оруденения с вмещающими гранитами.

По сравнению со средними типами пород по Дели оловоносные интрузии Центрального структурного шва обогащены калием и обеднены натрием (при примерно одинаковом содержании суммы щелочей), а также обогащены кремнеземом и обеднены глиноземом и магнием. В числе прочих аксессуарных минералов гранитоиды всегда содержат касситерит, а в составе биотитов постоянно присутствует олово.

В отличие от одновозрастных интрузий, развитых к востоку от Центрального шва (в Главном синклинории Сихотэ-Алиня), оловоносные интрузии зоны последнего характеризуются повышением основности слагающих их пород в эндоконтактах интрузивных тел. В гранитах по мере приближения к контактам интрузий увеличивается содержание калиевых полевых шпатов, кварца и биотита, и граниты постепенно переходят в гранодиориты, затем в кварцевые диориты и диориты и даже в отдельных случаях (Араратская интрузия) на контактах появляются габбро-диориты. Ширина таких эндоконтактовых зон, характеризующихся повышением основности слагающих интрузии пород, может быть значительной и достигать 1—2 км. А. И. Бурдэ объясняет это смещением в камере шва различных по составу магм, на что, по его мнению, также указывает наличие ксенокристаллов плагиоклазов и почти полное отсутствие ксенолитов вмещающих пород в составе интрузивных тел.

В. Л. Барсуков и Н. А. Дурасова (1966) в противоположность А. И. Бурдэ считают, что повышение основности пород здесь связано не со смещением гранитоидной и базальтоидной магм, а вызвано ассимиляцией гранитоидным расплавом вмещающих песчано-сланцевых пород (глинистые сланцы, алевролиты, граувакки с прослоями диабазо-спилитов). По мнению указанных исследователей, это подтверждается особенностями химического состава гранитоидов, а также характером распределения некоторых рудных элементов в различных по составу гранитоидах зоны Центрального шва (рис. 24). Из приведенного рисунка видно, что содержание олова и свинца уменьшается по направлению от гранитов к гранодиоритам и диоритам, а содержание бора возрастает, т. е. с увеличением степени гибридности пород содержания олова, свинца и бора постепенно приближаются к содержанию этих элементов во вмещающих интрузии песчано-сланцевых толщах (Барсуков, Дурасова, 1966).

Понижение содержаний олова в гибридизированных разностях пород гранитоидных интрузий отмечено также В. Л. Барсуковым

(1956, 1966) для Восточного и Центрального Казахстана, Калбо-Нарыма и Забайкалья, Е. Б. Знаменским и др. (1964) для Восточного Саяна, т. е. для большинства районов развития типичного оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы. Эти данные, по-видимому, следует рассматривать, с одной стороны, как закономерные для районов развития подобного оруденения, а с другой — как свидетельствующие о первично магматической природе олова, входящего в состав руд месторождений силикатно-кварцевой группы.

Таким образом, для главной зоны развития оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы Приморья (металлогеническая подзона Центрального структурного шва) характерны следующие основные особенности проявления магматизма, с которыми генетически связано это оруденение:

1. Наличие крупных, сквозных разломов земной коры, способствующих относительно быстрому подъему оловоносной магмы в верхний структурный этаж, где формировались сравнительно крупные батолитоподобные тела.

2. Преимущественно алюмосиликатный характер контаминации магмы, происходившей, по-видимому, на путях ее подъема и в меньшей степени — на месте становления интрузий и проявляющейся в относительно небольших масштабах.

3. Слабая дифференциация магмы, не способствовавшая накоплению олова, а вызвавшая его рассеяние во всей массе интрузивных пород; лишь небольшое количество олова при этом было сконцентрировано в неглубоко залегавших остаточных очагах кристаллизации магмы, которые последовательно дали оловоносные грейзены, затем касситерит-кварцевые жилы, сочетающиеся с жильными кислыми дериватами этих же интрузий, и, наконец, касситерит-кварц-сульфидные жилы, завершившие постмагматическое рудообразование; последние, по-видимому, были образованы уже при некотором перемещении остаточного рудоносного очага в глубь интрузии.

Более сложные взаимоотношения с магматизмом в Приморье имеют месторождения олова силикатно-сульфидной группы. Связь этих месторождений с магматическими породами в отличие от месторождений вышерассмотренной силикатно-кварцевой группы

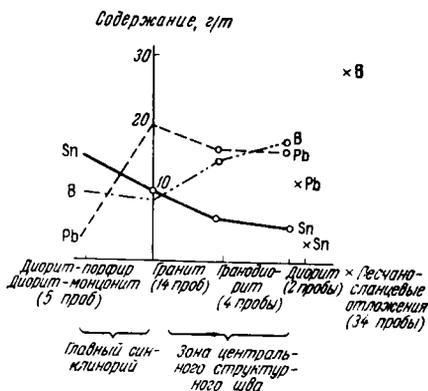


Рис. 24. Распределение олова, свинца и бора в гранитоидах Сихотэ-Алиня (по В. Л. Барсукову и Н. А. Дураковой, 1966).

обычно с достаточной надежностью не устанавливается. Поэтому вопрос о генетической связи оруденения силикатно-сульфидной группы с изверженными породами различными исследователями рассматривается по-разному.

Оловорудные месторождения этой группы, представленные в Приморье как касситерит-силикатной, так и касситерит-сульфидной формациями, развиты в основном в зонах внутригеосинклинальных поднятий Главного синклинория Сихотэ-Алиня (Иманская и западная часть Прибрежной металлогенической подзоны). В Главном синклинории Сихотэ-Алиня интрузивный магматизм характеризуется специфическими особенностями, отмечающимися в работах всех исследователей, изучавших эти районы. Здесь преимущественно в зонах внутригеосинклинальных поднятий с удалением на восток от Центрального шва крупные разломы, оперяющие этот шов, постепенно затухают в мощных толщах алюмосиликатных осадочных пород мезозоя. В связи с этим исчезают и крупные батолитоподобные интрузии гранитов, широко развитые в зоне шва и в оперяющих его разломах. На смену крупным интрузиям приходит широко развитый и пестрый по составу комплекс «малых» интрузий. Последние обычно группируются в поперечные и кососекущие по отношению к складкам осадочных пород линейно вытянутые цепочки, положение которых в современном эрозионном срезе обычно не контролируется какими-либо надежно документированными структурами. Считается, что такое закономерное расположение интрузий определяется соответствующим образом ориентированными скрытыми расколами фундамента (Е. А. Радкевич, М. П. Материков, Ю. Н. Размахнин и др.).

По форме «малые» интрузии обычно близки к изометричным, имеют крутопадающие контакты с вмещающими породами. Нередко они представлены дайкообразными телами различной мощности, группирующимися в достаточно протяженные пояса. По составу рассматриваемые интрузии сложные. Устанавливается примерно следующая последовательность внедрения интрузий: диориты, диоритовые порфириты и кварцевые диориты — монзониты и кварцевые монзониты — монзонито-гранодиориты и гранодиориты — граниты — гранит-аплиты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты — диоритовые порфириты, тоналиты, спессартиты, вогезиты.

В связи с многофазным внедрением различных по составу пород отдельные интрузивные тела отличаются сложным внутренним строением.

Рассматриваемые интрузии часто сопровождаются широкими ореолами метаморфизованных вмещающих пород (обычно это различные по составу роговики). Часто также поля роговиков встречаются и вне связи с видимыми интрузивными телами. Такие роговиковые поля находятся в близко пространственном и генетическом соотношении с оловорудными месторождениями (Василькова, Павловский, 1960). Вопрос о металлогеническом значе-

нии полей роговиков в последнее время детально изучается Ю. Н. Размахниным.

Обычно в тесной пространственной связи, контролируясь теми же структурными линиями, с рассматриваемыми интрузиями развивается оловянное оруденение. При этом, как отмечает М. П. Материков (1959, 1960), для наиболее важных оловорудных месторождений силикатно-сульфидной группы не устанавливается избирательная приуроченность оруденения к каким-либо определенным по составу интрузивным телам. И только мелкие рудопроявления, близкие по типу к месторождениям касситерит-кварцевой формации, обычно приурочены к интрузиям преимущественно кислого состава. Вместе с тем М. П. Материков подчеркивает, что «... нередко на рудных участках появляются дайки гранит-порфирового состава, но постоянно они секутся дайками порфиритов, предшествующими оруденению. Такие же дайки идут и вслед за оруденением, а иногда вклиниваются между отдельными стадиями рудоотложения». Часто также месторождения и рудопроявления олова локализуются в связи с полями роговиков, которые, по-видимому, фиксируют интрузии, не вскрытые в современном эрозионном срезе.

Вопрос о происхождении рассматриваемого комплекса пород, в составе которого широко развиты ранние интрузии диоритов и монцонитондов и с которым пространственно ассоциированы многочисленные оловорудные месторождения и рудопроявления силикатно-сульфидной группы, уже продолжительное время служит предметом дискуссий.

М. А. Фаворская (1955, 1956) объясняет причину разнообразия пород контаминацией гранитной магмы основными породами и последующей ее магматической дифференциацией в отдельных магматических камерах. Оловянное (и полиметаллическое) оруденение она рассматривает как продукт закономерного развития магматического очага, более ранними дифференциатами которого являются породы, образующие сложные по составу интрузивные серии.

Дальнейшее развитие эти взгляды М. А. Фаворский получили в ее работе с другими исследователями (1961), где также отмечено, что с конкретными гипабиссальными и субвулканическими телами генетически связано только высокотемпературное оруденение кварц-редкометальной формации, тогда как сульфидно-касситеритовое и свинцово-цинковое оруденение находится с этими интрузиями только в парагенетической связи, поступая из корневых частей очагов контаминированной гранитоидной магмы.

Ф. К. Шипулин (1950, 1957) объясняет появление средних по составу пород первой фазы в результате внедрения кварц-диоритовой магмы, возникшей «... на глубине при расплавлении каких-то гетерогенных масс». Более поздние интрузии образовались при внедрении нормальной гранитной магмы, возникшей в результате дифференциации и гомогенизации магмы в глубинном магматиче-

ском бассейне. Внедрение дайкообразных малых интрузий Ф. К. Шипулин связывает с самостоятельными магматическими очагами. Эти очаги возникали «...при смещении основного базальтоидного расплава и растворов, выделяемых из кристаллизующихся в глубинном бассейне гранитоидных масс». Касаясь связей оруденения с интрузиями, Ф. К. Шипулин выделяет среди постмагматических рудных образований две самостоятельные генетические серии. Первая из них включает в себя сингенетичные с гранитами выделения касситерита и вольфрамита в миаролитовых пустотах, а также грейзены и различные кварцевые жилы с касситеритом, молибденитом, вольфрамитом и магнетитом, которые генетические связаны с конкретными интрузивными гранитами. Ко второй серии им отнесены месторождения касситерит-сульфидной, касситерит-хлоритовой и скарновой полиметаллической формаций. Эта серия, по его мнению, связана с малыми интрузиями парагенетически, имея своим источником те же глубинные гранитоидные очаги, которые дали и разновозрастные интрузии гранитоидов.

Э. П. Изох и др. (1957) считают, что появление средних по составу пород первой фазы является следствием возникновения вторичного (литогенного) очага магмообразования в базальтовом слое близ его границы с гранитным слоем, а дальнейшая смена этих пород гранитами и затем вновь средними по составу породами — следствием миграции очага магмообразования сначала в гранитный слой, а затем снова в базальтовый. При таком последовательном перемещении фронта глубинного магмообразования обогащение гранитной магмы металлами (оловом, вольфрамом, молибденем и другими характерными для кислой магмы элементами), по предположению Э. П. Изоха, происходит за счет заимствования их из пород гранитного слоя земной коры. Касаясь месторождений касситерит-сульфидной формации, он отмечает: «В свете развиваемых представлений связь с гранитными интрузиями сульфидно-касситеритовых месторождений, обогащенных бором, железом, серой и другими элементами основной магмы, можно объяснить заимствованием этих элементов гранитной магмой из предшествовавших (и ниже расположенных) более основных расплавов». Главную массу оловянного оруденения Э. П. Изох связывает с наиболее поздними ультракислыми членами сложных по составу интрузивных серий, развитых в Главном синклинии Сихотэ-Алиня.

Ю. Н. Размахнин (1959) полагает, что разнообразие интрузивных пород, развитых в Главном синклинии Сихотэ-Алиня, является результатом контаминации кислой магмы основной магмой при прохождении последней через магматические камеры, заполненные кислой магмой.

Как показали исследования В. Л. Барсукова и Н. А. Дурасовой (1966), предположение об участии базальтоидных расплавов в формировании сложных по составу интрузий Главного синклинория, включающих породы повышенной основности, не подтверждается данными о распределении в этих породах некоторых руд-

ных элементов. Основываясь на известных сведениях о весьма низких содержаниях (менее 4 г/т) свинца и олова в базальтах, они отмечают, что в случае смешения гранитоидной и базальтоидной магм, содержание свинца и олова в гибридных породах должно быть более низким, чем в гранитах. В действительности же гибридные породы Главного синклинория (диориты и диорит-порфириды) по сравнению с гранитами обогащены оловом и обеднены свинцом. Это, по их мнению, свидетельствует об ассимиляции магмой пород, обогащенных оловом и обедненных свинцом и содержащих повышенное количество таких петрогенных элементов (кальций, магний, железо), которые необходимы для повышения основности гранитоидной магмы. Формирование собственно касситерит-сульфидных месторождений В. Л. Барсуков и Н. А. Дурасова генетически связывают с оловоносными гибридными гранитоидами повышенной основности, однако форму этой связи они не раскрывают.

Представления о связи касситерит-сульфидных месторождений с гранитоидами повышенной основности не новые. В свое время они были выдвинуты С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным и поддерживались в дальнейшем И. Г. Магакьяном, Ф. К. Шипулиным, В. В. Онихимовским и др. Однако другая группа исследователей (М. А. Фаворская, М. Г. Руб, М. П. Материкив и некоторые другие) считает, что оловянное оруденение силикатно-сульфидной группы генетически связано не с гранитоидами повышенной основности, а с наиболее поздними кислыми дифференциатами гранитоидной магмы, контаминированной на глубине карбонатными и магнезиально-железистыми породами. Наиболее полно эта точка зрения, разделяемая и автором, была изложена М. П. Материкивым (1964₃).

По М. П. Материкиву, развитие магматизма, с которым связано оруденение силикатно-сульфидной группы в Главном синклинории Сихотэ-Алиня, протекало следующим образом. Слабая нарушенность верхнего структурного этажа синклинория, сложенного терригенными осадками мезозоя, затруднила доступ магмы в верхний структурный этаж и вызвала становление главных интрузий на значительных глубинах. Это обусловило более интенсивную ассимиляцию магмой вмещающих пород, богатых кальцием, магнием и железом (известняки, основные эффузивы и др.), на месте становления интрузий и последующую, значительно более глубокую дифференциацию такой контаминированной магмы. Ранние дифференциаты этой магмы образовали гибридные породы повышенной основности (диориты и монцонитоиды), в генетической связи с которыми могло развиваться раннее безоловянное полиметаллическое оруденение. Олово же вместе с кремнекислотой, щелочами, летучими и некоторыми литофильными рудными элементами накапливалось в остаточном силикатном расплаве (Есин, 1948, 1957; Овчинников, 1960). М. П. Материкив (1964₃) пишет: «Возможно, что периодические приоткрывания системы, связанные

с изменением тектонического режима и фиксируемые на Сихотэ-Алине появлением эффузивов, вызывали возобновление процессов ассимиляции, так как способствовали удалению углекислого газа, без чего, как указывает Л. Н. Овчинников (1960), химическое взаимодействие расплава с известняками развиваться не может. В результате появлялись новые серии дифференциатов, и происходило дальнейшее прогрессивное накопление олова в остаточном расплаве.

В ходе такой длительной дифференциации произошло и отделение олова от своих обычных спутников в месторождениях касситерит-кварцевой формации — вольфрама, молибдена, фтора. Кроме того, могло произойти разделение элементов и при последующей более длительной, чем в случае касситерит-кварцевых месторождений, миграции рудных растворов».

В отличие от других исследователей М. П. Материков, разделяя точку зрения М. А. Фаворской о связи даек второго этапа (главным образом, различные порфириды) с рудоносным магматическим очагом, отводит значительную роль этим дайкам (вернее, как он подчеркивает, их родоначальному расплаву) в формировании рудоносных растворов, давших месторождения олова силикатно-сульфидной группы. Он считает, что на общих путях движения рудоносных растворов от одного общего рудного очага могло происходить смешение, с одной стороны, растворов, отделившихся от кристаллизующего кислого (аляскитового) расплава, и с другой — растворов, отделившихся при кристаллизации локальных очагов гибридной магмы, давшей дайки основного и среднего состава.

Таким образом, в условиях становления интрузий на больших глубинах при контаминации гранитоидной магмы породами, обогащенными кальцием, железом и магнием, по данным В. Л. Барсукова и Н. А. Дурасовой (1966), обогащенными оловом и обедненными свинцом, и при резко выраженной дифференциации магмы возникает ассоциация олова с рядом халькофильных элементов (свинец, цинк, медь и др.) в сложных по составу рудоносных растворах, из которых и формируются месторождения олова силикатно-сульфидной группы.

Сопоставляя интрузии зоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, с которыми связано главным образом оруденение силикатно-кварцевой группы, с интрузиями Главного синклинория, сопровождаемыми силикатно-сульфидным оловянным оруденением, М. П. Материков и А. Б. Павловский (1959) пришли к выводу об одинаковой глубине формирования этих оловоносных интрузий и, следовательно, примерно об одинаковой глубине образования оловянных месторождений различных генетических групп. Этим объясняется различная глубина распространения оруденения на месторождениях силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп, так как последняя определяется не глубиной формирования месторождений, а различным расстоянием их от источников олово-

носных рудных растворов. Именно этому обязана обычно значительная глубина распространения оруденения на месторождениях силикатно-сульфидной группы, которые генетически связаны с глубоко залегающими интрузивными телами.

Особое положение среди месторождений силикатно-сульфидной группы Приморья занимают месторождения, связанные непосредственно с небольшими близкоповерхностными интрузиями лейкократовых гранит-порфиров (Кировское месторождение), являющихся производными тех же глубинных магматических очагов. Кировское месторождение служит примером оруденения, связанного с корневыми частями кислых эффузивов, представляющих эффузивные аналоги оловоносной аляскитовой магмы (Василькова и др., 1959). Для этих месторождений характерен малосульфидный состав руд, рассеяние оруденения по большому количеству мелких трещин и, что особенно важно, обычно небольшая глубина распространения оруденения. На близповерхностные условия образования таких месторождений указывают колломорфные структуры руд и их телескопированный характер. Связь таких месторождений с соответствующими субвулканическими телами гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов обычно не вызывает сомнения.

Таким образом, для оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы Приморья характерна его генетическая связь с наиболее поздними кислыми аляскитовыми гранитами, конечными членами сложно дифференцированных интрузивных серий. Основные же и средние по составу гибридные породы, неизменно развивающиеся не только в Приморье, но и во всех других районах развития оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы, вместе с аляскитовыми гранитами, силикатно-сульфидными месторождениями и некоторыми другими образованиями являются продуктами длительной эволюции единого первичного оловоносного магматического очага, возможно, несколько обогащенного оловом при контаминации магмы вмещающими породами.

Своеобразна связь с магматизмом и последней силикатно-карбонатной группы оловорудных месторождений Приморья. Эти месторождения, как и месторождения силикатно-кварцевой группы, обнаруживают достаточно определенную генетическую связь с изверженными породами, хотя эта связь и не такая непосредственная, как это было выше показано для оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы. В то же время оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы генетически связано с такими гранитами, которые представляют конечную наиболее кислую фазу единого сложно дифференцированного интрузивного комплекса. В формировании этого комплекса, по данным М. Г. Руб (1956₁, 1958, 1960₁₋₂), М. П. Материкова (1960₂, 1961), Ю. Г. Иванова (1962), существенную роль сыграли процессы глубинной ассимиляции карбонатных и других, очевидно, богатых магнием и железом пород. При глубоко прошедшей глубинной дифференциации

контаминированного первично оловоносного магматического расплава первые фазы этого комплекса представлены в Приморье сложными по составу интрузиями гибридных основных и средних по составу пород (габбро, габбро-диориты, монцониты, диориты), а последующая фаза-рудоносными так называемыми вознесенскими гранитами. Таким образом, по форме и характеру связи с изверженными породами оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы обладает чертами сходства с оруденением как силикатно-кварцевой, так и силикатно-сульфидной групп, на что уже указывал М. П. Материков (1961, 1964₂).

Комплекс пород, с которым в Приморье связано оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы, был охарактеризован выше как позднебайкальский интрузивный комплекс. Не повторяясь, отметим лишь, что интрузии гранитов второй фазы этого комплекса в свою очередь достаточно сложны. В последовательности внедрения здесь выделяются биотитовые граниты, турмалин-содержащие граниты и аляскиты, а также большая группа более поздних даек различного состава. Многочисленными дайками сопровождаются также интрузии и первой фазы.

Специальными многолетними исследователями М. Г. Руб, изучавшей породы этого комплекса, установлено, что для вознесенских гранитов характерными акцессорными минералами являются касситерит и флюорит, причем максимальные количества этих минералов устанавливаются в турмалинсодержащих разностях этих гранитов и особенно в участках грейзенизации всех разновидностей гранитов. Ею же отмечено интенсивное контактовое воздействие интрузий вознесенских гранитов на вмещающие породы с новообразованиями турмалина, флюорита, топаза и нередко касситерита. Повышенные содержания фтора и олова установлены также в породообразующих минералах вознесенских гранитов (в частности, в неизмененных биотитах). Эти и некоторые другие данные (геохимическое родство гранитов, их кислых жильных дебриватов и руд, преемственность минерализации конечных этапов магматической стадии и ранних и поздних этапов постмагматической стадии и др.) с несомненностью свидетельствуют о генетической связи оловянного оруденения с поздними наиболее кислыми обогащенными калием и насыщенными летучими и рудными компонентами производными гранитоидной магмы.

Характерная особенность оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы в Приморье — развитие его в составе единого рудного комплекса, включающего кроме олова железо, цинк, флюорит, вольфрам и некоторые редкие металлы. Различные генетические типы перечисленных полезных ископаемых обычно разделены во времени, но тесно совмещаются в пространстве, развиваясь совместно в пределах не только тех или других конкретных рудных полей, но даже и в пределах отдельных рудных тел. Формирование этого рудного комплекса было длительным. Наряду с рудными образованиями, которые непосредственно связаны с мо-

ментом становления интрузий (пегматоидные обособления с касситеритом, скарны и несколько более позднее оруденение касситерит-кварцевой формации); значительное развитие получают рудные образования, отделенные от момента становления интрузий внедрением даек порфиритов.

Оловянное и другие типы оруденения рассматриваемого рудного комплекса обычно залегают непосредственно в экзоконтактных зонах интрузивов гранитов, несмотря на их значительные временные различия. Такое тесное пространственное совмещение интрузивных тел и оруденения, значительно оторванного во времени от момента становления интрузий, М. П. Материкиов (1964₂) объясняет контрастностью «... химических свойств гранитоидов, карбонатных и других осадочных пород, сочетающейся с меняющимся во времени и в пространстве характером растворов, но при унаследованности путей проникновения последних. Рудоносные растворы, поднимавшиеся по трещинам в интрузивном теле, при вступлении в химически неравновесную с ними среду карбонатных пород быстро нейтрализовались, чему способствовало также понижение давления в связи с реакциями растворения и уменьшением объемов изменяемых известняков или доломитов».

Таким образом, на примере Приморья устанавливается, что при развитии тех или иных генетических групп и формаций оловянного оруденения решающими факторами являются следующие:

1. Масштабы и характер ассимиляционных явлений в глубинных магматических очагах.

2. Длительность периода дифференциации магмы.

3. Общая тектоническая обстановка.

Влияние этих факторов определяется тем, что при ассимиляции магмой в глубинном очаге отличных по составу пород (карбонатных, железо-магнезиальных эффузивных или соответствующих метаморфических) её ранние дифференциаты оказываются представленными основными и средними породами, в связи с которыми может ассоциироваться только полиметаллическое оруденение. Олово же в этом случае накапливается в остаточных наиболее кислых продуктах дифференциации магмы, из которых затем формируются месторождения силикатно-сульфидной и силикатно-карбонатной групп. При этом чем большими будут масштабы ассимиляции и чем длительнее будет проходить процесс дифференциации магмы, тем более будет обогащен оловом остаточный расплав. Первично оловоносная магма может в этом случае обогатиться оловом и другими рудными компонентами за счет поступления их из расплавляемых вмещающих пород. В случае же ассимиляции магмой пород, близких к ней по составу, условий для такой резкой дифференциации создаваться не будет, и олово в связи с этим будет рассредоточиваться по всем ее дифференциатам с последующим образованием обычно небольших месторождений преимущественно силикатно-кварцевой группы. М. П. Материкиов (1964₂) подчеркивает в связи с этим, что различное количественное распре-

деление олова по продуктам дифференциации магмы при контаминации ее разными по составу породами будет, очевидно, углубляться «... и другими геохимическими особенностями магматических дифференциатов, в частности, особенно высокой насыщенностью остаточных расплавов в случае карбонатной ассимиляции щелочами и летучими компонентами, участвующими в переносе олова и предохраняющими его от раннего выпадения из растворов».

Влияние тектонических факторов сказывается в том, что в районах, где имеют место крупные разломы, достигающие верхних структурных этажей, создаются благоприятные условия для быстрого подъема магмы к месту становления интрузий. Это вызывает значительное сокращение периода эволюции магмы и в конечном счете ведет к образованию тесно связанных с соответствующими интрузиями месторождений олова силикатно-кварцевой группы. В условиях же, когда доступ магмы в верхние структурные этажи затруднен, магма на глубине может подвергнуться значительной контаминации с последующей резкой дифференциацией и накоплением олова в остаточном расплаве, что при прочих благоприятных условиях приводит к образованию силикатно-сульфидных и силикатно-карбонатных оловянных месторождений.

ДАЙКИ И ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Проблема соотношения даек с оруденением — одна из наиболее актуальных проблем современной теории рудообразования — имеет особое значение для Приморья, на оловорудных месторождениях различных генетических формаций и типов которого дайки очень широко развиты. В наиболее полном объеме в приложениях к оловянным и свинцово-цинковым месторождениям Приморья эта проблема рассматривается в работах М. А. Фаворской, Е. А. Радкевич, Ф. К. Шипулина, Я. Д. Готмана, Э. П. Изоха, М. П. Материкова, М. Г. Руб. На отдельных рудных полях взаимоотношения даек с оруденением специально изучалось И. Н. Томсоном, В. А. Баскиной, В. Н. Дубровским, Н. Н. Мозговой, Л. Н. Хетчиковым, И. Н. Кигаем и рядом других исследователей.

Представления всех этих исследователей о происхождении даек и их взаимоотношениях с оруденением различны, и в связи с этим роль даек в металлогении Приморья оценивается по-разному.

Для наиболее важной альпийской металлогенической эпохи М. А. Фаворской выделяются две основные генетические группы даек, имеющие не одинаковое металлогеническое значение.

К первой группе относятся значительно оторванные по времени от оруденения различные по составу дайки, являющиеся корнями эффузивных покровов. Их связь с оловянным оруденением лишь структурная, за исключением тех в общем редких для Приморья случаев, когда оловянное оруденение генетически связано с эффузивной деятельностью, как это было выше отмечено для Даубихинской металлогенической зоны (Кировское месторож-

денне). Эти дайки и другие субэффузивные тела в дальнейшем рассматриваться не будут.

Вторая группа включает дайки, являющиеся дериватами оловоносных интрузий. По времени они тесно связаны с оловянным оруденением и находятся с ним в парагенетическом соотношении.

Для другой — байкальской — металлогенической эпохи в связи с отсутствием эффузивной деятельности выделяется только вторая группа различных по составу даек, связанных со становлением оловоносных вознесенских гранитов. Эти дайки во времени тесно переплетаются с различными типами оруденения, сопровождающего вознесенские граниты.

В табл. 12 с использованием данных М. А. Фаворский и М. Г. Руб показана последовательность формирования даек альпийской и байкальской металлогенических эпох и их соотношение с оруденением.

Среди даек, связанных с интрузиями, в свою очередь выделяются, по В. С. Коптеву-Дворникову и О. С. Полквой, дайки первого и второго этапов, характеризующиеся различным соотношением с оруденением (табл. 13).

Дайки первого этапа альпийской металлогенической эпохи представлены гранит-порфирами, аплитами, кварцевыми порфирами и фельзитами байкальской эпохи — порфиридовидными и мелкозернистыми биотитовыми гранитами, гранит-порфирами и аплитами. Эти дайки являются конечными продуктами магматической дифференциации оловоносных интрузий. Их генетическая связь с последними почти всегда убедительно доказывается соответствующими петрографическими и петрохимическими исследованиями. По сравнению с материнскими гранитами дайки первого этапа более кислые и характеризуются повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, который еще более отчетливо, чем в материнских гранитах, преобладает над натрием. Для этих даек характерно также более высокое содержание олова, фтора и некоторых других элементов по сравнению с материнскими гранитами и наличие в качестве позднемагматических выделений ряда рудных минералов, в том числе касситерита. Дайки первого этапа часто грейзеннизированы, секутся касситерит-кварцевыми жилами, а иногда и сами пересекают последние, что свидетельствует о тесном переплетении во времени внедрения этих даек и формирования касситерит-кварцевого оруденения. М. А. Фаворская отмечает, что дайки аплитов секут оловоносные магнетитовые скарны (Першинское месторождение), а на некоторых полиметаллических месторождениях (Монастырское и др.) дайки гранит-порфиров, содержащие вкрапленность рудных минералов, отделены от полиметаллического оруденения внедрением даек порфиритов.

Дайки второго этапа представлены лампрофирами и различными порфиритами. Они всегда более поздние, чем касситерит-кварцевое оруденение, но тесно во времени сопряжены с оловянным оруденением силикатно-сульфидной группы.

Последовательность формирования оруденения и даек, связанных с эффузивами и с интрузиями, для основных оловоносных эпох Приморья

Металлогенические (оловоносные) эпохи	Дайки, связанные с эффузивами	Интрузии	Дайки, связанные с интрузиями	Оруденение
Альпийская	Порфиры, кварцевые порфиры			
		Интрузии гибридных пород среднего состава		
		Интрузии нормальных гранитов		
			Спессартиты Серые аплиты	
		Интрузии аляскитовых гранитов		
			Красные аплиты	Оловосодержащие магнетитовые скарны
			Гранит-порфиры Фельзиты	Касситерит-кварцевая формация
			Диорит-порфиры и габбро-порфиры	
				Касситерит-кварц-сульфидная формация
				Силикатно-сульфидная группа оловянных месторождений

Металлогенетические (олово, оловяные) эпохи	Дайки, связанные с эффузивами	Интрузии	Дайки, связанные с интрузиями	Оруденение
Альпийская			Диорит-порфиры и габбро-порфиры	
Байкальская	Эффузивы отсутствуют	Интрузии гибридных пород основного и среднего состава		
		Интрузии вознесенских аляскитовых гранитов		
			Порфиоровидные граниты Мелкозернистые биотитовые граниты	
			Аплиты Гранит-порфиры	Оловоносные скарны, автотетасоматические грейзены и оруденение касситерит-кварцевой формации
			Диабазовые и диоритовые порфиры	
				Оловоносные апокарбонатные грейзены Касситерит-флюосиликатная формация
	Диабазовые и диоритовые порфиры			

Металлогенетические (оловоносные) эпохи	Дайки, связанные с эффузивами	Интрузии	Дайки, связанные с интрузиями	Оруденение
Байкальская	Эффузивы отсутствуют			Касситерит-турмалиновое, касситерит-сульфидное оруденение силикатно-сульфидной группы Касситерит-кварц-сульфидная формация
			Диабазовые и диоритовые порфириты	

На месторождениях байкальской металлогенетической эпохи (Вознесенская подзона) эти дайки распространены исключительно широко, особенно в пределах непосредственно рудных участков. Встречаются они и в интрузивах рудоносных вознесенских гранитов. Количественно преобладают дайки диабазовых порфиритов, которым подчинены дайки диоритовых порфиритов. По данным М. Г. Руб (1956₂), для этих даек характерно повышенное содержание калия, а также акцессорных элементов — циркония, бора, фтора, галлия, бария и некоторых других, типичных и для гранитов, с которыми связано оруденение, что свидетельствует о генетической связи и даек диабазовых и диоритовых порфиритов с этими гранитами. В общем ходе формирования сложного по составу рудного комплекса байкальской эпохи может быть намечено по крайней мере три этапа внедрения даек диабазовых и диоритовых порфиритов (см. табл. 12), в связи с чем здесь выделяются как внутрирудные, так и послерудные дайки.

На оловорудных месторождениях силикатно-сульфидной группы альпийской металлогенетической эпохи дайки второго этапа представлены различными по составу порфиритами, образующими три-четыре разновозрастные генерации. Характерно, что дайки разных генераций очень близки по своим петрографическим, петрохимическим и текстурно-структурным особенностям, в связи с чем по внешнему виду они часто неотличимы друг от друга. Наиболее заметные различия устанавливаются лишь в степени раскристаллизации даек отдельных генераций или же в их окраске. Формирование даек разных генераций произошло или в одной трещине с образованием сложных по морфологии многократных даек, или же разновозрастные дайки локализируются

Соотношение даек первого и второго этапов с оловянным оруденением различных генетических групп Приморья

Генетические группы оловянных месторождений	Кислые дайки первого этапа (гранит-порфиры, аплиты, кварцевые порфиры, фельзиты)	Меланократовые дайки второго этапа (лампрофиры и различные порфиры)
Силикатно-кварцевая	Дорудные или тесно переплетаются во времени с оруденением касситерит-кварцевой формации; для оруденения касситерит-кварц-сульфидной формации всегда дорудные	Для оруденения касситерит-кварцевой формации всегда послерудные, для касситерит-кварц-сульфидной формации всегда дорудные
Силикатно-карбонатная	В известных случаях являются всегда дорудными. Для оловоносных скарнов иногда являются послескарновыми, но предшествующими изложенной рудной минерализации	При развитии сложных по составу рудных комплексов (Вознесенская металлогеническая подзона) являются послерудными для ранних рудных формаций этих комплексов, эквивалентных касситерит-кварцевой формации, и частью дорудными для поздних рудных формаций; выделяется также группа даек, секущих все рудные формации
Силикатно-сульфидная	Всегда дорудные	Тесно во времени сопряжены с оруденением, в связи с чем известны дайки дорудные, интрадурные и послерудные

в разных трещинах (Лифудзинское и другие месторождения). При близком сходстве даек разных генераций на ряде месторождений среди них выделяются дорудные, внутрирудные и послерудные дайки, что свидетельствует о многократном чередовании во времени процессов минерализации и внедрении даек. Наиболее ранние дайки предшествуют основной массе оловянного оруденения; внутрирудные дайки секут кварц-касситеритовые и кварц-сульфидные рудные тела, но сами пересекаются прожилками, сложенными минералами наиболее поздней стадии оруденения (кварц, карбонаты, флюорит, пирит). На примере Пхусун-Ванчинского рудного района Приморья И. Н. Томсон объясняет чередование во вре-

мени оруденения и внедрения даек сменой условий сжатия условиями растяжения, причем в периоды сжатия, по его мнению, происходят подвижки по трещинам и рудообразование, а в периоды растяжения — внедрение даек порфириров. Смена тектонических условий им объясняется ритмичными колебательными движениями земной коры, вещественным выражением которых являются флишевые толщи. При этом в соответствии с длительностью образования одного ритма флиша, которая, по Н. Б. Вассоевичу, составляет 500—5000 лет, И. Н. Томсон определяет и продолжительность одной стадии оруденения.

Если в отношении генезиса и соотношения с оруденением даек первого этапа у всех исследователей существуют сходные точки зрения, то эти вопросы для даек второго этапа являются предметом дискуссий. О происхождении послегранитных меланократовых даек в Приморье существуют две точки зрения. Одни исследователи рассматривают эти дайки как производные контаминированной гранитной магмы, другие — как производные внутрикоровых независимых базальтовых очагов.

Представления о связи меланократовых даек, развитых на оловорудных месторождениях Приморья, с независимыми базальтовыми очагами развиваются Ф. К. Шипулиным и Э. П. Изохом.

Ф. К. Шипулин (1950, 1957) считает, что эти дайки образуются в результате взаимодействия гранитоидных масс, возникших при частичном застывании глубинного очага, с проходящей через эти граниты из более глубоких частей земной коры основной магмой. Он пишет, что эти дайки образуются «...за счет самостоятельных очагов гибридного магматического бассейна при смешении основного базальтоидного расплава и растворов, выделяемых из кристаллизующихся в глубинном бассейне гранитоидных масс».

Э. П. Изох и др. (1957) отмечает, что эти дайки по петрохимическим и геохимическим признакам являются родственными основной магме и считает, что они имеют своим источником базальтовый слой земной коры, откуда магма проникает в остывшие гранитные массивы «... во время гидротермальной деятельности последних». В результате воздействия гидротермальных растворов на проходящую магму дайки приобретают некоторые характерные особенности своего вещественного состава.

Эту точку зрения разделяет и Е. А. Радкевич (1958₂). Тесное пространственное сочетание и чередование во времени даек порфириров и рудных жил она объясняет «...попеременным сообщением рудоконтролирующих разломов то с гранитоидными магматическими очагами, то с более глубинным базальтовым резервуаром. Это попеременное сообщение, как было сказано, вероятно, отвечает чередованию периодов сжатия и растяжения. В моменты сжатия могло иметь место «отжимание» рудоносных растворов из кристаллизующихся гранитных тел, в периоды же растяжения от-

крывался доступ базальтоидным магмам, которые поднимались от базальтового субстрата».

Противоположных взглядов на происхождение меланократовых даек придерживаются М. А. Фаворская и М. П. Материков, которые считают, что эти дайки — закономерные члены эволюции контаминированных гранитоидных очагов, дифференциация магмы в которых происходила в условиях, затруднявших сообщение этих очагов с поверхностью. При этом М. П. Материков (1964₃) не отрицает, что какая-то, но в общем незначительная часть даек «...связана в своем происхождении с нижними базальтовыми слоями и является как бы предвестником тех базальтовых излияний, которые придут на смену рудной эпохе». Появление таких даек в пределах рудных полей объясняется им чисто структурными условиями.

Развивая представления о меланократовых дайках как закономерных членах сложно дифференцированных интрузивных комплексов, М. А. Фаворская пишет, что, «принимая во внимание общее направление развития интрузивного процесса от основных разновидностей пород к более кислым, появление на поздних его стадиях даек основного состава следует, по-видимому, связывать с повышенной способностью к ассимиляции богатого летучими кислотоостаточного расплава. Возникновение гибридных магм происходит, возможно, в отдельных изолированных участках остывающего очага, в то время как в других его частях, оставшихся не загрязненными, сохраняется кислая и богатая щелочами магма, дающая начало дайкам и поздним штокам гранит-порфиоров.

С другой стороны, есть основания предполагать, что и рудные растворы происходят из отдельных очагов, изолированных на поздних стадиях развития интрузива от остаточных очагов магматического расплава».

Развивая эти представления, М. П. Материков считает, что в конечные стадии интрузивного процесса, предшествующие появлению меланократовых даек, при растрескивании верхних уже остывших частей интрузии появлению гибридной магмы, вероятно, «...предшествовало интенсивное отделение летучих от кристаллизующегося аляскитового расплава». Эти ранние постмагматические продукты, поднимаясь в верхний структурный этаж, вызывают раннегидротермальное изменение вмещающих пород, предшествующее главной фазе оруденения. Замедленное продвижение этих растворов вследствие просачивания их по мелким трещинам и порам могло отстать от начавшегося внедрения гибридных меланократовых даек, и последние вместе с вмещающими породами также могут быть подвергнуты раннегидротермальному изменению. Касаясь условий образования рудоносных растворов, из которых формируются оловянные месторождения силикатно-сульфидной группы, и механизма появления послерудных даек, М. П. Материков пишет: «Растворы, несшие главную массу олова, в силу своей меньшей подвижности поступали к местам рудоот-

ложения еще позже. Начавшаяся кристаллизация гибридной магмы дала новые порции растворов, существенно отличавшихся от более ранних преобладанием в их рудной части халькофильных элементов.

...В отличие от олова, накапливавшегося ранее в кислом остатке силикатного расплава, железо и халькофильные элементы более основной гибридной магмы, имеющие тенденцию к отделению еще в магматической стадии, были вынесены из интрузивного очага до начала кристаллизации (существенное участие в этом выносе могли принять летучие компоненты аляскитового расплава, осуществлявшего ассимиляцию). Бедный газами остаток основного расплава уже не мог отделять рудного вещества, которое отлагалось в самих материнских породах. Этим можно объяснить появление послерудных даек, уже не сопровождавшихся сколь-нибудь существенными рудными концентрациями». Это хорошо иллюстрирует строгую закономерную стадийность рудной минерализации на месторождениях олова силикатно-сульфидной группы, на которых ранние касситерит-кварцевые этапы оруденения сменяются более поздними сульфидными этапами, что и отражает последовательное отделение разных по составу растворов от единого рудоносного очага. Вместе с тем в Приморье находятся очень характерные месторождения силикатно-сульфидной группы с «недифференцированными» рудами, характеризующимися неясными парагенезисами минералов и обратным соотношением касситерита с сульфидами. Образование таких руд в соответствии с представлениями В. А. Николаева (1953) могло происходить из сложных по составу недифференцированных растворов, создающихся за счет ранних и поздних растворов в условиях относительно замкнутых систем рудоносных очагов¹. В таких растворах, как отмечает М. П. Материков, «...элементы сульфидных минералов в силу большей подвижности могли опережать в своем продвижении олово». Кроме того, при формировании сульфидных руд в рудовмещающих полостях путем раскристаллизации гелей могло происходить отщепление от гелей истинных оловоносных растворов с последующим образованием из них поздних касситеритсодержащих прожилков, секущих как сульфидные обособления, так и вмещающие породы.

Таким образом, в соответствии со взглядами М. А. Фаворской и М. П. Материкова о происхождении меланократовых даек второго этапа и их роли в генерации рудных дериватов магмы создаются стройные представления о причинах появления оловоруд-

¹ По этому поводу В. А. Николаев пишет: «Известны месторождения, особенности минералообразования которых свидетельствуют о незначительной глубине отложения руд с черезкой или неясной последовательностью выделения минералов, нередко с подчеркиваемыми явлениями телескопирования и, что наиболее существенно, с достаточно ясными признаками не только телескопирования, но и поступления с глубины сложных по составу недифференцированных рудных растворов. Можно думать, что эта особенность растворов создается в кристаллизующемся глубинном относительно замкнутом магматическом очаге. За счет сохраняющихся в нем ранних и более поздних газообразных и жидких дериватов магмы создаются такие смешанные по составу рудные растворы сложного металлического содержания».

ных месторождений силикатно-сульфидной группы (в частности, месторождений касситерит-сульфидной формации) и о характере и формах связи оруденения с различными дифференциатами глубинного оловяносного магматического очага. В связи с этим (и с учетом особенностей вещественного состава даек второго этапа, являющихся членами оловяносных интрузивных комплексов) и должна оцениваться роль даек как одного из поисковых признаков на оловянное оруденение.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Наибольшее внимание изучению структурно-литологических факторов контроля оловянного оруденения в Приморье уделено в работах Г. П. Воларовича (1939₂), М. П. Русакова (1937), Е. А. Радкевич (1956₂, 1958₂), М. П. Материкова (1960₃), Ю. Г. Иванова (1959₁₋₂, 1966₁), Ю. Н. Размахнина (1959, 1960, 1967), Р. Е. Остроумова (1960), А. И. Бурдэ (1960, 1964, 1966), Г. Б. Нарбута, И. Н. Томсона и других исследователей.

В размещении оловянного оруденения на территории Приморья с точки зрения его структурно-литологического контроля могут быть выделены две группы факторов — региональные и локальные. Первые определяют общие региональные закономерности в размещении оловянного и других типов оруденения, вторые — локализацию конкретных рудных полей и отдельных рудных тел, а также морфологию оруденения.

К числу региональных структурных факторов, определяющих закономерности пространственного размещения оловянного оруденения в Приморье, относятся следующие.

1. Крупные разломы земной коры типа структурных швов северо-восточного простирания, параллельного общей вытянутости складчатой области Сихотэ-Алиня; те из них, которые относятся к категории интрагеосинклинальных разломов (Центральный структурный шов), контролируют основную массу месторождений и рудопроявлений олова силикатно-кварцевой группы; эти разломы сообщали глубинные оловяносные магматические очаги с верхним структурным этажом Сихотэ-Алиня; они обусловили сокращенную эволюцию этой магмы и в значительной степени создали условия для возникновения месторождений, тесно связанных с гранитоидными интрузиями.

2. Внутригеосинклинальные поднятия, обособившиеся в ходе развития соответствующих геосинклинальных прогибов (Иманская и Прибрежная подзоны Главного синклинория, Вознесенская и другие подзоны Ханкайского массива), в пределах которых в связи с отсутствием крупных сквозных расколов был затруднен доступ оловяносной магмы в верхний структурный этаж; эта магма в глубинных условиях испытала карбонатную и железо-магнезиальную контаминацию и длительную и глубокую дифференциацию; магма-

тические и постмагматические продукты дифференциации по системам разрывов последовательно были внедрены и поступили в верхний структурный этаж, где в совокупности образовались сложные по составу интрузивные комплексы, в генетической связи с которыми находятся оловорудные месторождения силикатно-карбонатной группы и парагенетической — месторождения силикатно-сульфидной группы; в пространственном распределении оловорудных месторождений Главного синклинория большую роль при этом играли разломы, разграничивающие внутригеосинклинальные зоны поднятий и опусканий (Колумбинский и Тетюхинский разломы), роль которых как магмаконтролирующих структур в верхнем структурном этаже была ограниченной.

Оба отмеченных фактора относятся к числу металлогенических. Их роль в размещении оловянного оруденения неоднократно отмечалась выше. К числу же региональных структурных факторов, но уже второго порядка, имеющих не металлогеническое, а рудо-контролирующее значение в Приморье, относятся разрывы и зоны повышенной трещиноватости или ослабленные зоны северо-восточного, субмеридионального, северо-западного и широтного направлений (Радкевич, 1956₂, 1958₂). Эти зоны в большей своей части намечаются по косвенным признакам. При отсутствии крупных разрывов такие зоны устанавливаются по густой сети трудно выявляемой мелкой трещиноватости, по линейной группировке интрузивных тел, полей даек, ореолов контактовоизмененных пород, эндогенных месторождений и рудопроявлений, а также местами по контактам покровов эффузивов и по прямолинейным отрезкам речных долин.

Эти рудоконтролирующие зоны и разрывы второго порядка и более локальные структурные факторы контроля оловянного оруденения и будут рассмотрены ниже.

Следует вначале отметить, что Е. А. Радкевич развитие зон разрывов указанных направлений, за исключением северо-восточных, связывает для мезозойской складчатости главным образом с влиянием соответственно ориентированных скрытых древних расколов фундамента. Влиянием же этих расколов она объясняет и некоторые особенности строения складчатых структур толщ мезозоя (изгибы складок в плане, их закономерные нырания и воздымания и т. д.), которые играют определенную роль в локализации рудных полей отдельных месторождений. Развитие же зон разрывов северо-восточного простирания Е. А. Радкевич целиком связывает с мезозойской складчатостью.

Придавая большое значение разрывным нарушениям в контроле оловянного оруденения и их часто унаследованному развитию, влияющему в конечном итоге на морфологию оруденения, А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванов (1964) изучали вопрос о связи разрывных нарушений различных структурных этажей Приморья (табл. 14). Среди разрывов, развитых в каждом структурном этаже, были выделены три группы: сингенетические (связанные

Системы разрывных нарушений в различных структурных этажах Приморья

Структурные этажи	Системы разрывов			Наложение
	Связанные с данным этажом		Унаследованные	
	главные	второстепенные		
Пятый (позднекайнозойский; неогенчетвертичная система)	Разрывы не характерны			
Четвертый (мезо-кайнозойский; верхний сенон—палеоген)	Северо-западные, реже северо-восточные сбросовые	Субширотные сбросовые	Северо-восточные и субширотные сбросовые	Отсутствуют
Третий (мезозойский; триас—верхний мел до верхнего сенона)	Субмеридиональные сбросовые и сбросо-сдвиговые, отчасти северо-восточные сбросовые	Северо-западные сбросовые и сбросо-сдвиговые	Северо-восточные и менее субширотные сбросовые	Северо-западные и субширотные сбросовые
Второй (палеозойский; девон—пермь)	Северо-восточные надвиговые и сбросовые		Субширотные и изредка северо-западные сбросовые	Северо-западные сбросовые, субмеридиональные сдвиговые
Первый (докембро-кембрийский)	Северо-западные надвиговые	Субмеридиональные сдвиговые и сбросо-сдвиговые, субширотные сбросовые	Не известны	Северо-восточные сбросовые

с формированием данного структурного этажа), унаследованные (отражение разрывов нижнего этажа в верхнем) и наложенные (отражение разрывов верхнего этажа в нижнем). Естественно, что сингенетические разрывы могут усложняться в процессе как унаследования, так и наложения. Этим будет создаваться лучшая проработка сингенетических разрывов с последующим формированием в них хорошо выдержанных и крупных рудных тел. Морфология этих трех групп разрывов разная.

Сингенетические разрывы обычно представлены четко оформленными зонами, которые характеризуются сравнительно небольшой мощностью, но интенсивно проявленным динамометаморфизмом пород, вплоть до образования милонитов. Длина их по простиранию и амплитуды смещения вдоль них обычно значительны. Эти разрывы служат путями проникновения для интрузивных и эффузивных масс и постмагматических растворов, поэтому они часто оказываются рудоподводящими и рудовмещающими. Иногда сингенетические разрывы перекрываются породами вышележащего этажа.

Унаследованные разрывы отличаются увеличением мощности зоны нарушенных пород при одновременном уменьшении степени динамометаморфизма пород, и в связи с этим зоны таких разрывов менее четко оформлены. Амплитуда перемещения вдоль них уменьшается в несколько раз, меньшей становится и протяженность разрывов или их зон. Разрывы, представленные в нижнем этаже надвигами, переходят в вышележащем этаже в сбросы. Унаследованные разрывы часто рудоподводящие, но реже вмещают магматические тела.

Наложённые разрывы от сингенетических также отличаются уменьшением размеров (мощности и длины), амплитуды перемещения и степени динамометаморфизма. Этим же они отличаются и от унаследованных разрывов. Иногда наложенные разрывы проявляются в цепочках относительно коротких трещин. Вблизи рудоподводящих каналов эти разрывы в ряде случаев рудовмещающие.

Характерные для каждого крупного структурного комплекса (этажа) Приморья разрывы приведены в табл. 14. Данные этой таблицы отражают только общую тенденцию развития систем разрывных нарушений, так как естественно, что близкие по характеру разрывы возникают независимо в разных структурных этажах.

По материалам А. А. Асипова, А. И. Бурдэ, Ю. Г. Иванова, Е. Д. Касьяна, Ю. Н. Олейника, Р. Е. Остроумова, В. Н. Силантьева, Ю. Н. Размахнина, В. А. Сапожникова и других ниже приведена краткая характеристика выделяемых в Приморье основных групп разрывов.

Разрывы и зоны разрывов северо-восточного простирания характерны для всех структурных этажей, однако в разных этажах они разнотипны. Наиболее широко они развиты в палеозойском

этаже, где выражены сбросами и надвигами. Морфологически они представляют здесь прямолинейные зоны милонитизированных, дробленных и рассланцованных пород. Протяженность их до 30—40 км при мощности зон динамометаморфизованных пород 10—50, изредка до 100 м. Амплитуды перемещения по таким зонам достигают 2—3 км. Иногда по крутопадающим надвигам северо-восточного простирания происходит внедрение доверхнепермских (или верхнепермских) габброидов. Все эти признаки позволяют считать эти разрывы сингенетичными для палеозойского этажа. В породах первого докембро-кембрийского этажа эти разрывы ориентированы поперек складчатости; протяженность их до 10 км при амплитудах перемещений 400—500 м. Обычно они группируются в зоны общей шириной в несколько сотен метров, реже представляют одиночные нарушения. Иногда по северо-восточным разрывам внедряются интрузии верхнемеловых гранитоидов. Указанные признаки (особенно наличие молодых интрузий) свидетельствуют, по-видимому, о наложенном характере наиболее крупных разрывов северо-восточного простирания в системе складок нижнего палеозоя. В мезозойском этаже северо-восточные разрывы обычно близки к простиранию складок и часто даже повторяют горизонтальные флексуры складок мезозойских пород. По этому признаку они близки к северо-восточным разрывам палеозойского этажа, но в отличие от последних не образуют надвигов, а в большинстве случаев являются сбросами. Эти особенности северо-восточных разрывов в плане мезозойской складчатости, как считают А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванов (1964), свидетельствуют в основном об унаследованном их происхождении при большой роли в возникновении и развитии таких разрывов мезозойских складчатых деформаций.

Е. А. Радкевич (1958₂) рассматривает северо-восточные разрывы как связанные только с мезозойской складчатостью. В породах мезозойского этажа северо-восточные разрывы характеризуются протяженностью до 20—30 км при амплитудах перемещений до 1—2 км. В компетентных породах они представлены зонами дробления мощностью до 500—600 м, а в некомпетентных — зонами рассланцевания мощностью 50—150 м. Иногда эти разрывы вмещают рудные тела, дайки порфиритов, интрузии гранитов, контролируют положение ореолов гидротермальноизмененных пород. А. И. Бурдэ (1960) считает, что некоторые из северо-восточных разрывов играют рудоподводящую роль. В мезо-кайнозойском структурном этаже разрывы северо-восточного простирания редки. Иногда породы мезо-кайнозойского этажа перекрывают разрывы северо-восточного простирания.

Разрывы и зоны разрывов субмеридионального простирания, как и северо-восточного, развиты во всех структурных этажах, но наиболее характерны они для мезозойского этажа. В породах этого этажа протяженность субмеридиональных разрывов достигает 15—20 км, а амплитуды смещения — 2—3 км. По типу пере-

мещения они являются сбросами или сбросо-сдвигами, представляя собой зоны дробления и расщепления мощностью 10—30, изредка 50—100 м. Иногда отмечаются серии субпараллельных или кулисообразно расположенных разрывов, группирующихся в зоны шириной до 1 км, при этом среди серии таких сближенных разрывов обычно выделяется одно главное нарушение. Субмеридиональные разрывы более молодые, чем разрывы северо-восточного простирания. Они часто вмещают протяженные дайки различных по составу жильных пород, а также крупные и выдержанные рудные тела. Иногда они рассматриваются как рудоподводящие (Бурдэ, 1960).

Е. А. Радкевич (1958) и другие исследователи отмечают, что с субмеридиональными разрывами иногда сопряжены горизонтальные флексурные складки мезозойских пород, причем сами разрывы в таких участках представлены сколами, развитыми на крыльях складок (Хрустальное месторождение). Значительные размеры субмеридиональных разрывов по простиранию, по мнению Е. А. Радкевич, свидетельствуют об унаследованности их от крупных расколов фундамента. По данным А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванова (1964), они в значительной своей части связаны с формированием мезозойского структурного этажа.

В породах мезо-кайнозойского этажа разрывы субмеридионального простирания представлены зонами сближенной трещиноватости мощностью до 100 м или (реже) зонами дробления мощностью 10—20 м. Длина их по простиранию достигает 10 км, а амплитуды смещения 300—500 м. По своему характеру они представляют собой сбросы. Установлено, что при переходе из мезозойского в мезокайнозойский этаж по субмеридиональным разрывам уменьшаются амплитуды перемещений и степень тектонического изменения пород, что указывает на унаследованный характер подобных разрывов в породах мезо-кайнозойского этажа.

В породах палеозойского этажа субмеридиональные разрывы изучены недостаточно. По-видимому, здесь они являются наложенными, так как наиболее крупный из них в Приморье Меридиональный разлом, по данным Б. А. Иванова (1961₂), является верхнемеловым.

В породах докембро-кембрийского этажа разломы субмеридионального простирания являются сингенетичными для этого этажа, но развиты они сравнительно нешироко. Представлены эти разрывы сдвигами, реже — сбросо-сдвигами; протяженность их до первых километров при амплитудах смещения в десятки и первые сотни метров. Они вмещают дайки порфиритов и крупные рудные тела. В последнем случае они представлены диагональными к простиранию древних складок сколами, четко проявленными в известняках, при выходе из которых как по простиранию, так и по падению эти сколы быстро затухают (Ярославское месторождение). Эти разрывы являются здесь важными рудовмещающими структурами.

Разрывы и зоны разрывов северо-западного направления также хорошо проявлены почти во всех структурных этажах, за исключением палеозойского, где они немногочисленны и недостаточно изучены. По мнению А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванова (1964), в палеозойском этаже эти разрывы, по-видимому, унаследованы от более древнего этажа, хотя некоторые из них могут быть и наложенными.

В докембро-кембрийском структурном этаже сингенетичные разрывы северо-западного простирания образуют четко проявленную систему надвигов, тесно связанных с позднебайкальской складчатостью и ориентированных параллельно древним складкам. Обычно они представлены зонами расланцевания и милонитизации мощностью 200—300 м; протяженность их может достигать 25—30 км, а амплитуды перемещения — первых километров. Зоны этих разрывов контролируют размещение рудоносных интрузий позднебайкальского комплекса, а одиночные разрывы вмещают дайки кислых и основных жильных пород и иногда сравнительно небольшие рудные тела. В южной части Ханкайского массива разрывы этого направления, по-видимому, были рудоподводящими.

В породах мезозойского этажа разрывы северо-западного направления распространены относительно широко, но обычно они невелики по масштабам. Наиболее крупные из них протягиваются до 3—5 км, амплитуды смещения их до 0,5—1 км. Чаше же, однако, разрывы этого направления представлены небольшими трещинами, группирующимися в кулисообразные зоны. В этих случаях смещения по таким трещинам или измеряются первыми метрами, или совсем не устанавливаются. Перемещения при этом носят характер взбросо-сдвигов, переходящих на поздних этапах деформации в сбросы. Зоны подобных трещин особенно интенсивно развиваются в участках пересечения ими осевых частей антиклинальных складок или в участках сопряжения с зонами разрывов других направлений, что в совокупности и создает благоприятные структурные условия для локализации оловянных рудных полей. Обычно разрывы северо-западного направления являются более молодыми, смещающими разрывы северо-восточного и субмеридионального направлений. Вблизи последних они часто вмещают рудные тела, но в удалении от рудоподводящих каналов, как правило, безрудные (Иванов, 1959). В системе складок мезозойского этажа рудовмещающие трещины северо-западного направления генетически являются трещинами разрыва. Однако с развитием деформаций они подвергаются активизации с одной стороны под влиянием соответствующих (северо-западных) разрывов нижних структурных этажей, с другой — таких же разрывов перекрывающего мезо-кайнозойского этажа и в связи с этим преобразуются в трещины сколового типа. Унаследованный характер зон разрывов северо-западного направления особо отмечала Е. А. Радкевич (1958₂). А. И. Бурдэ и Ю. Г. Иванов (1964)

считают также, что такие особенности этих разрывов (их относительно небольшие размеры, неглубокое заложение и т. д.) свидетельствуют об их наложенной активизации, возможно, углубившей унаследованную активизацию при близком пространственном совмещении в вертикальном разрезе зон первоначальных мелких трещин разрыва с зонами сингенетичных разрывов такого же направления в подстилающих и перекрывающем структурных этажах.

В породах мезо-кайнозойского этажа разрывы северо-западного направления более крупные, чем в породах мезозойского этажа. Они представлены здесь сбросами протяженностью до 10—15 км и с амплитудами смещения 1—2 км. Структурно они выражены зонами дробления мощностью до 10—20 м и часто вмещают дайки кислых и средних по составу пород и рудные тела. Разрывы возникают близко одновременно с эффузивами мезо-кайнозойского этажа и часто контролируют их размещение, что свидетельствует о связи их в основном с формированием мезо-кайнозойского этажа.

Разрывы и зоны разрывов субширотного направления в размещении оловянного оруденения играют подчиненную роль, хотя они иногда и вмещают рудные тела (Силинское месторождение). Более четко их роль устанавливается в контроле сурьмяного и ртутного оруденения, по-видимому, заключающего эндогенную металлогению Приморья. Разрывы этого направления отмечаются во всех структурных этажах, но в небольшом количестве. По целому ряду косвенных признаков (расположение кайнозойских депрессий, полей верхнемеловых-палеогеновых эффузивов, позднегеретичных базальтов, некоторых интрузий и т. д.) устанавливается региональный характер субширотных разрывов, не зависящих от какого-либо структурного этажа. Для района Среднего Сихотэ-Алиня субширотные разрывы по ряду геолого-геофизических признаков наиболее детально были намечены А. М. Смирновым и Ю. Н. Размахниным (зона Синкайского структурного шва). Однако и здесь роль этих разрывов в размещении оловянного оруденения проявлена слабо. Она более или менее определяется лишь на участках сопряжения субширотных разрывов с зонами разрывов других направлений. На ряде оловорудных месторождений широтные разрывы вмещают минерализацию заключительных стадий оруденения или вообще являются послерудными (Ярославское, Тернистое и др.).

Кроме отмеченных групп разрывов, в Приморье выделяются так называемые дугообразные (Остроумов, 1960) и дуговые разломы (Ю. Н. Размахнин). Изучены они недостаточно, и нам представляется, что это не самостоятельные группы разломов, а соответствующие комбинации разломов других направлений, создающих кажущееся впечатление об их дугообразном или дуговом характере.

Как уже отмечалось, охарактеризованные разрывы или трещины того или иного направления, группируясь в относительно узкие линейные полосы или зоны, представляют важнейшие разрывные структуры, контролирующие размещение оловянного и других типов эндогенного оруденения. Роль их в этом отношении неодинакова. В одних случаях они выступают как рудоподводящие и рудораспределяющие каналы, в других — как рудовмещающие структуры. Как отмечала Е. А. Радкевич (1958₂), при пересечении такими зонами различных металлогенических зон они могут контролировать положение месторождений и различных металлов, являясь при этом наиболее доступными структурами для внедрения различных магматических образований и поступления рудоносных растворов. Этому благоприятствовало их длительное развитие и, по-видимому, неоднократная активизация.

Естественно, что сами по себе подобные зоны еще не определяют положение рудоносных полей и участков. Они лишь трассируют возможное появление месторождений, так как их рудоконтролирующая роль в полной мере проявляется только в узлах взаимного пересечения таких зон или сочетания их с благоприятными складчатыми структурами. Именно в участках взаимного пересечения зон разрывов и трещин различных направлений относительно большие блоки горных пород подвергаются интенсивной разнонаправленной трещиноватости, которая и способствует развитию рудного процесса. При прочих равных условиях оруденение при этом преимущественно локализуется в таких участках, где узлы интенсивной трещиноватости совпадают с антиклинальными складками или когда эти складки пересекаются хотя бы одной системой разрывов или трещин.

Примером этого может служить распределение оловорудных месторождений в междуречье Тетюхе-Иман. В этом районе, по данным А. И. Александрова и других, положение целой группы месторождений и рудопроявлений определяется сочетанием двух крупных структур: субмеридиональной зоны разрывов и трещиноватости и антиклинальной Кавалерово-Смирновской структуры общего северо-восточного простирания. Последняя в свою очередь состоит из серии антиклинальных и синклинальных складок третьего порядка. Субмеридиональная зона разрывов и трещиноватости выявляется здесь по концентрации в узкой полосе небольших интрузивов, связанных с ними ореолов контактовоизмененных пород, серий даек, месторождений и рудопроявлений. К востоку и западу от этой зоны интрузивы, дайки и оруденение развиты довольно редко, хотя Кавалерово-Смирновская антиклинальная структура прослеживается в обе стороны от зоны на значительное расстояние. В пределах самой зоны разрывов и трещиноватости положение месторождений и рудопроявлений определяется участками пересечения ею антиклинальных складок третьего порядка. Так, в осевой части антиклинальной складки кл. Дождевого располагается Смирновское месторождение, в антиклинальной склад-

ке горы Эльдорадо располагаются месторождения Эльдорадо и Южное, к Иманской антиклинальной складке приурочено Верхне-Иманское месторождение. В синклинальных же складках третьего порядка, разделяющих антиклинальные складки, оруденение не устанавливается. Характерно, что основные рудные тела на перечисленных месторождениях ориентированы не в субмеридиональном, а в северо-восточном направлении, совпадающем с простиранием складок. Субмеридиональная зона разломов и трещиноватости в этом случае, по-видимому, сыграла роль рудоподводящего канала.

В других же случаях, например на Тернистом месторождении, по данным Н. И. Лаврика, при сочетании субмеридиональных, северо-восточных и субширотных зон разрывов (при северо-восточном простирании складок) рудные тела локализованы в субмеридиональных трещинах, в то время как трещины других направлений являются лишь слабоминерализованными. На Силинском месторождении основными рудовмещающими трещинами являются трещины субширотного и северо-западного направлений.

По-видимому, роль различных систем трещин в локализации оловянного оруденения не универсальна, а определяется характером предрудных деформаций, вызывавших приоткрытие тех или других систем трещин в зависимости от конкретных структурных условий рудоносного участка. Важно лишь то, что в пределах конкретных рудных полей основными рудовмещающими структурами оказываются трещины какой-либо одной системы, в то время как трещины других систем слабо минерализованы или вовсе безрудные.

В Кавалеровском районе Л. М. Руднянским, Г. Б. Нарбутом и другими изучена целая серия рудоконтролирующих зон разрывных нарушений субмеридионального (Тумбайцинская, Лифудзинская, Лудьевско-Хрустальненская, Восточная), а также северо-западного и субширотного (Новогорская, Ветвистая, Силинская, Лагерная, Эрдагоуская) направлений. В узлах пересечения этих зон при сочетании их с антиклинальными складками и локализованы многие месторождения этого оловорудного района Приморья.

В более крупном плане положение отдельных оловорудных месторождений и наиболее крупных рудных тел определяется уже местными структурными особенностями. Кроме общей преобладающей приуроченности месторождений к антиклинальным складкам при сопряжении их с соответствующими разрывами месторождения предпочтительно локализуются в участках горизонтальных флексур, крутых погружений таких складок и других структурных элементов, усложняющих линейную складчатость.

Большой интерес для оценки оловоносных площадей и месторождений в Главной оловоносной зоне Приморья (Главный синклинорий) представляют особенности разрывных нарушений, развитых соответственно во внутригеосинклинальных поднятиях и

прогибах. Как показал А. И. Бурдэ, эти особенности влияют на морфологию рудных тел, их масштабы и в конечном итоге — на промышленную ценность оловянных месторождений. Внутригеосинклинальные поднятия испытывали более многократную и интенсивную складчатость, чем прогибы. При этом ранние фазы складчатости обусловили некоторую жесткость поднятий, а возникшие в связи с этими фазами складчатости разрывы впоследствии, при проявлении последующих фаз складчатости, неоднократно подвергались активизации, чем было обусловлено развитие в поднятиях более или менее крупных и хорошо оформленных трещинных структур. В таких структурах и разместились выдержанные по простирацию и падению рудные тела многих оловянных месторождений (Хрустальное, Дальнетаежное, Тернистое и др.). В зонах же прогибов складчатость была менее интенсивной. Сопровождающие ее разрывы оказались плохо оформленными и нечеткими. Группируясь в короткие кулисообразные зоны дробления, отдельные разрывы не соединяются между собой и не образуют достаточно протяженных разрывных структур. В связи с этим оруденение рассредоточивается по многим мелким разрывам, образуя небольшие рудные тела и системы рудных прожилков (Октябрьская группа месторождений). Промежуточную степень развития разрывы получают в пограничных участках между поднятиями и прогибами, где образуются сложные по морфологии плохо выдержанные рудные тела (месторождение Дальнее).

Характерно также, что в зонах поднятий образуются главным образом крутопадающие надвиги северо-восточного простираения, согласные с простираем складок, и субмеридиональные сдвиги, часто сопровождаемые интенсивным развитием оперяющих трещин, усложняющих морфологию рудных тел. В зонах же прогибов преимущественно формируются продольные к складкам сбросы северо-восточного простираения. Разрывы северо-западного направления, представленные главным образом сбросами, одинаково характерны как для зон поднятий, так и для зон прогибов.

В районах развития оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы месторождений (южная часть Ханкайского массива) среди структурных факторов контроля оруденения на первый план выступают зоны контактов оловоносных интрузий с вмещающими известняками. Положение же самих оловоносных интрузий определяется приуроченностью их к зонам разрывов северо-западного простираения, являющихся здесь субпараллельными простираению складчатых структур. В зонах экзоконтактов интрузий оруденение развивалось или метасоматическим путем с образованием сложных по морфологии залежей, или рудные тела размещались в системах трещин, обычно возникающих при складчатости. Среди трещинных структур в экзоконтактах интрузий наиболее важными рудовмещающими структурами явились субмеридиональные трещины, по диагонали секущие простираение складок (Ярославское месторождение).

Характер рудовмещающих трещин, естественно, оказывает влияние и на морфологию рудных тел. Это влияние локальных особенностей разрывов проявляется в тесном взаимодействии с литологическими особенностями вмещающих пород, о чем будет сказано несколько ниже.

Изучением влияния вмещающих пород на растворы на различных стадиях рудообразующего процесса, начиная от зарождения рудоносных магматических очагов и до формирования конкретных рудных тел, в Приморье детально занималась Е. А. Радкевич (1958₂). Этому же вопросу посвящены работы М. П. Материкова (1960₂, 1961), М. Г. Руб (1957₁), И. Н. Кигая (1965), Ю. Н. Размахина (1960) и др.

Влияние состава вмещающих пород на формирование и локализацию оловянного оруденения в Приморье имеет как региональное, так и локальное значение.

Региональное влияние вмещающих пород выражается в следующем:

1. Исключительная приуроченность оловорудных месторождений силикатно-карбонатной группы к районам, в геологическом строении которых существенную роль играют известняки; районы же развития месторождений силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп сложены преимущественно алюмосиликатными осадочными, а также кислыми изверженными и вулканогенными породами.

2. Карбонатные породы вместе с железо-магнезиальными (основные и средние эффузивы, метаморфические породы) в глубинных условиях контаминируют кислую магму, чем обуславливается ассимиляционная оловоносная специализация магмы, постмагматические дифференциаты которой дают начало оловорудным месторождениям силикатно-карбонатной и силикатно-сульфидной групп; специфика последних проявляется уже в верхнем структурном этаже, когда в карбонатных породах формируются близко связанные с оловоносными кислыми интрузиями пространственно и генетически месторождения силикатно-карбонатной группы, а в алюмосиликатных породах создаются удаленные от интрузий месторождения силикатно-сульфидной группы.

Следует отметить, что до сравнительно недавнего времени известняки и другие карбонатные породы рассматривались как неблагоприятные для формирования оловянного оруденения.

Как показал М. П. Материков, (1960₂, 1961, 1964₁₋₃) на примере многих оловорудных районов земного шара, где оловянное оруденение развито в карбонатных породах, мнение об отрицательной роли последних при формировании этого оруденения является несостоятельным. Следует лишь подчеркнуть, что после указанных работ М. П. Материкова с учетом материалов настоящей работы дальнейшая дискуссия о роли карбонатных пород при формировании оловянного оруденения, по-видимому, вряд ли целесообразна. Эту дискуссию следует направить в сторону более

углубленного изучения физико-химических условий рудогенеза в карбонатных породах, приводящего к возникновению оловорудных месторождений силикатно-карбонатной группы, с которыми иногда тесно генетически ассоциированы месторождения других полезных ископаемых, образующих в совокупности единые рудные комплексы (Вознесенская подзона Приморья).

Переходя к локальным литологическим факторам, оказывающим влияние на рудогенез в Приморье, отметим, что здесь с очевидностью выявляется не только влияние химизма вмещающих пород на конкретные рудные тела, но и в отдельных случаях — на рудоносные растворы на путях их подъема.

Еще Е. А. Радкевич (1958₂) отмечала, что на некоторых месторождениях и рудопроявлениях, залегающих в эффузивах верхнего структурного этажа, судя по минеральному составу рудных образований этих месторождений, устанавливается отчетливое влияние известняков, подстилающих толщи эффузивов. В Приморье среди эффузивов иногда встречаются скарноидные образования, которые по составу и текстурно-структурным особенностям практически не отличаются от скарнов, обычно возникающих на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород. Примером этого может служить Петрозеевское рудопроявление, на котором, по данным Г. М. Лобановой, среди туфов и туфобрекчий кварцевых порфиров развита мощная (до 300 м) и протяженная (свыше 1000 м) зона гранатовых и пироксен-гранатовых пород (скарноидов), минерализованных галенитом, сфалеритом, арсенопиритом и некоторыми другими рудными минералами. По данным И. Н. Томсона, на Ванчинском олово-полиметаллическом рудопроявлении в кварцевых порфирах, в зоне вторичных кварцитов, присутствуют тела гранатовых и амфибол-гранатовых пород с магнетитом, галенитом, сфалеритом, касситеритом, халькопиритом и другими сульфидами. Основываясь на минеральном составе, а также на современных выходах углекислых подземных вод на Ванчинском рудопроявлении, упомянутые исследователи вполне обоснованно предполагают наличие под эффузивами толщ известняков, которые, как отмечает Е. А. Радкевич (...обусловили появление «скарнирующих» растворов». Представляется, что во всех подобных и других случаях проявления постмагматических процессов в эффузивах необходимо вскрывать рудоконтролирующие структуры под эффузивами в известняках, где может проявиться более концентрированное оруденение, особенно если в эффузивах оруденение контролируют унаследованные разрывы.

Более локальные литологические факторы оказывают уже прямое непосредственное влияние на рудогенез, когда химизм вмещающих пород и их физико-механические свойства в сочетании с характером разрывов определяют морфологию рудных тел и иногда их минеральный состав. Здесь также наиболее активная роль принадлежит карбонатным породам.

Как уже отмечалось выше, оловянным месторождениям силикатно-карбонатной группы свойственна их тесная пространственная связь с рудоносными интрузивными гранитами. М. П. Материнов (1964₃) объясняет это контрастностью химических свойств известняков и контактирующих с ними гранитов. Он отмечает, что «рудоносные растворы, поднимавшиеся по трещинам в интрузивном теле, при вступлении в химически неравновесную с ними среду карбонатных пород быстро нейтрализовались, чему способствовало также понижение давления в связи с реакциями растворения и уменьшения объемов изменяемых известняков и доломитов». Таким образом, карбонатные породы здесь вызывают непосредственную локализацию оловянного оруденения вблизи интрузивов гранитов. Вместе с тем, как показывает пример Первомайского месторождения с его оловянными рудами, содержащими обильный турмалин, борсодержащие оловоносные растворы в отдельных случаях могут и удаляться на значительное расстояние, фильтруясь сквозь толщу однородных карбонатных пород. Этому, по-видимому, могла способствовать относительная закрытость рудоконтролирующей структуры, представленной в данном случае зоной мелкой трещиноватости, которая была неблагоприятной для выноса углекислоты. Скопление последней, по данным Л. Н. Овчинникова (1960), препятствует химическому взаимодействию силикатного расплава с известняками. Не исключено, что и на постмагматическом этапе углекислота в определенных структурных условиях играет такую же роль, обеспечивая длительную транспортировку рудных компонентов в гидротермальных растворах, так как интенсивного взаимодействия этих растворов с известняками не происходит. Выпадение минералов из растворов в этом случае, вероятно, регулируется главным образом температурными условиями.

Оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы, развиваясь в карбонатных породах или заместивших их скарнах, формируется при широком участии метасоматических процессов. Вследствие этого рудные тела приобретают специфичную для таких случаев сложную форму. Они представлены неправильными залежами на контактах карбонатных пород с гранитами, седловидными многоэтажными залежами в сводах антиклинальных складок или же пластобразными и плитообразными телами, когда оруденение избирательно развивается по тем или иным прослоям известняков или путем замещения раздробленного карбонатного материала в хорошо проработанных рудовмещающих разрывах. Часто внутри рудных тел на локализацию рудных столбов оказывают влияние небольшие прослои сланцев, заключенные в толще известняков, или контакты последних с песчаниками и сланцами. В то же время на Ярославском месторождении наблюдались случаи, когда монолитные ненарушенные пласты известняков служили своего рода экраном для мелкопрожилкового и рассеянного оловянного оруденения в подстилающих трещиноватых

песчано-сланцевых горизонтах. В удалении от активных рудоносных интрузий (Первомайское месторождение), кроме того, в зонах мелкой трещиноватости образуются штокверкообразные прожилковые рудные тела, формирующиеся при слабо проявленном метасоматозе. Для оловорудных месторождений, залегающих в карбонатных породах, характерны комбинированные рудные тела, особенно наглядно представленные на Ярославском месторождении, где наблюдались частые сочетания сложных по морфологии метасоматических залежей с жилообразными рудными телами.

Для оловянного оруденения в карбонатных породах характерно также, что рудные тела при выходе из известняков в алюмосиликатные осадочные породы обычно обедняются и нередко выклиниваются или оконтуриваются контактами указанных пород. Это объясняется не только избирательным замещением известняков или же влиянием их как осадителей, но и изменением характера главных рудовмещающих трещинных структур, которые при выходе из известняков в сланцы и песчаники обычно рассеиваются на серии быстрозатухающих коротких трещин.

Влияние вмещающих пород проявляется также в развитии среди известняков преимущественно флюоритовых разновидностей руд, сопровождаемых флюоритизацией боковых пород, в породах же песчано-глинистого состава развиваются существенно кварцевые руды, которым сопутствует обильная турмалинизация в зальбандах рудных тел, причем зальбанды в этих случаях иногда становятся по олову богаче самого жильного тела, чего не бывает среди известняков.

Для оловянного оруденения, развитого среди алюмосиликатных осадочных пород, влияние вмещающих пород менее четкое. Здесь на первый план выступает уже не химизм вмещающих пород, а их физико-механические свойства, обуславливающие различную проницаемость этих пород для рудоносных растворов и их различное поведение при складчатых и разрывных деформациях. В связи с этим в сходных по химическому составу толщах песчано-сланцевых пород возникают различные структурные типы рудных тел. Так, в плотных слабо проницаемых сланцах и алевролитах развиты сравнительно выдержанные жильные и жилообразные рудные тела и прожилки с четкими контактами. В хрупких же песчаниках, а также в гранитоидах возникают серии многочисленных различно ориентированных тонких трещин, оперяющих основной разрыв. Этим создаются условия для образования штокверкообразных и прожилково-вкрапленных рудных тел и зон с широким развитием околорудного метасоматоза с неясными, расплывчатыми контактами.

Благоприятные рудовмещающие структуры развиваются в участках сочетания пород различной компетентности. Так, например, на Смирновском месторождении оловорудные жилы, пересекая толщу переслаивания песчаников и сланцев, приурочены к одному или нескольким выдержанным прослоям перемятых сланцев, сле-

дую вдоль них на значительном протяжении; песчаники же, заключенные между этими прослоями, содержат прожилково-сетчатое оруденение (А. И. Александров).

В зависимости от степени проработки рудовмещающих разрывов и степени их приоткрывания в момент рудоотложения оруденение развивается или путем выполнения открытых полостей, или метасоматическим путем. Хорошо выдержанные и протяженные метасоматические рудные тела существенно хлоритового состава часто возникают между двумя сближенными основными разрывами. Породы, заключенные между этими разрывами, подвергаются интенсивной мелкой трещиноватости, которая при медленном просачивании рудоносных растворов создает большую поверхность соприкосновения этих растворов с вмещающими породами и тем самым способствует широкому проявлению метасоматоза. В участках изгиба таких структур, где в момент рудоотложения происходили приоткрывания, отложение рудного вещества осуществлялось и путем выполнения открытых полостей, где возникали столбообразные и линзообразные обособления кварц-касситерит-сульфидных или существенно сульфидных руд. Степень метасоматической переработки пластины пород, заключенной между сближенными разрывами, бывает различной. В участках интенсивной трещиноватости породы нацело замещаются новообразованными ассоциациями минералов, при меньшей степени раздробленности пород возникают участки прожилково-сетчатого оруденения или же основные трещины соединяются между собой относительно немногочисленными обычно более пологозалегающими рудными прожилками.

Иногда также отмечается изменение минерального состава руд в зависимости от состава вмещающих пород и от местных структурных условий рудоотложения. На Верхне-Кенцухинском месторождении М. М. Николаевым отмечено изменение минерального состава руд в одних и тех же рудных зонах при пересечении ими литологически различных вмещающих алюмосиликатных пород. В отрезках рудных зон, пересекающих песчано-глинистые и глинистые сланцы, в их составе преобладают касситерит-хлорит-кварцевые руды, в песчаниках возникают касситерит-кварцевые руды, а на участках кремнистых пород развиты существенно сульфидные руды с касситеритом и турмалином. Е. А. Радкевич, М. П. Материков и другие отмечали также изменение вещественного состава руд при переходе оруденения из хорошо оформленных трещин в системы мелких трещин. Выше уже указывалось, что в таких условиях сульфидные руды, слагающие основную жилу, в тонких трещинах сменяются касситерит-кварцевыми или кальцит-кварцевыми прожилками, что свидетельствует об ограниченной подвижности сульфидов в тонких трещинах, оперяющих или сменяющих основные трещины по простиранию и падению.

Что касается эффузивных пород, то как вмещающиеся породы для оловянного оруденения они в целом в Приморье малоблаго-

приятны. Лишь в редких случаях они вмещают более или менее четкие крупные рудные тела. Как правило же, оруденение в эффузивах рассеивается в мощных зонах дробления и образованием зон бедного вкрапленного оруденения или рассредоточивается по сети коротких жил и системам прожилков. Как уже отмечалось, оловянное оруденение в эффузивах в Приморье в первую очередь следует рассматривать в качестве возможного индикатора скрытого оруденения в более благоприятных породах, подстилающих толщи эффузивов.

Все отмеченные выше особенности рудовмещающих разрывов и их сочетаний, а также различное влияние вмещающих пород на оруденение на месте рудоотложения обуславливают в большинстве случаев сложное внутреннее строение оловорудных тел. Лишь небольшие рудные тела, а также отдельные крупные рудные тела, залегающие в однообразных породах, отличаются более или менее простым строением (Смирновское месторождение). Наиболее же интересные с практической точки зрения рудные тела и зоны чаще характеризуются изменением структурных особенностей и вещественного состава как по простиранию, так и по падению, что влечет за собой и неравномерное распределение в них олова. Рудные тела и зоны часто имеют четковидное строение, причем в участках пережимов сплошных руд развивается сетчатое оруденение или же отдельные раздувы рудных тел соединяются между собой небольшими проводниками. В сложно минерализованных зонах дробления обогащенные оловом участки имеют форму гнезд, линз и столбов, отделяющихся друг от друга слабооруденелыми или же совсем безрудными участками. Положение обогащенных участков (рудных столбов и т. д.) определяется местными структурно-литологическими факторами: изгибом в плане рудовмещающих разрывов, участками пересечений таких разрывов или ответвлениями от них боковых оперяющих трещин, пересечением особо благоприятных для оруденения пород и т. д. Морфология оруденения в значительной степени усложняется широко развитыми процессами метасоматоза и развитием в зальбандах рудных тел и зон прожилково-вкрапленного оруденения.

В связи с отмеченными особенностями морфологии оловянного оруденения Приморья мощность оловорудных тел и зон в большинстве случаев устанавливается только опробованием.

ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Измененные вмещающие породы и существующие данные о зональности оловянного оруденения Приморья — важные критерии поисков и оценки новых месторождений и рудопроявлений олова. На примерах месторождений Приморья эти вопросы освещаются в работах И. Н. Говорова (1958₁₋₃, 1959, 1960), Я. Д. Готмана и др. (1962), Н. Н. Васильковой и А. Б. Павловского (1960), Э. П. Изо-

ха и др. (1957), И. Н. Кигая (1959, 1960, 1963), М. П. Материкова (1961), Е. А. Радкевич (1960₁), Ю. Н. и Э. М. Размахниных (1962₂), А. А. Толока (1966), В. П. Шашкиной (1962, 1966) и др.

Формирование оловянного оруденения в Приморье происходило в широком диапазоне термодинамических и физико-химических условий, в различных по составу и физико-механическим свойствам вмещающих породах. Это обусловило возникновение здесь широкого круга формаций и типов метасоматически измененных пород, начиная с наиболее высокотемпературных, связанных с контактовым воздействием и автометасоматозом оловоносных интрузий, и кончая низкотемпературными метасоматитами, возникшими на заключительных стадиях или даже завершающими гидротермальный рудогенез (табл. 15). Местами характерны также широкие масштабы проявления метасоматоза, охватившего крупные блоки вмещающих пород.

Отдельные генетические группы оловорудных месторождений Приморья характеризуются своеобразными изменениями вмещающих пород и различной зональностью в пространственном распределении как измененных пород, так и собственно рудных образований. Как и во многих других районах, среди измененных пород здесь в первую очередь могут быть выделены две группы таких образований: площадные—контактовые, авто- и раннегидротермальные метасоматиты, связанные с апикальными частями интрузий и надинтрузивными зонами, и околотрещинные (околорудные) метасоматиты, образованные на различных этапах и стадиях постмагматической деятельности. Точно так же здесь проявились и различные порядки зональности эндогенного оруденения: региональная (была рассмотрена выше), промежуточная, или зональность рудных узлов, и локальная зональность, или зональность рудных тел (В. И. Смирнов, 1965). На некоторых оловорудных месторождениях хорошо изучены явления пульсационной (полиасцендентной) зональности и зональности отложения (моноасцендентной).

С этих позиций и будут рассмотрены измененные породы и зональность оруденения для различных генетических групп месторождений олова Приморья.

Силикатно-кварцевая группа

Месторождения и рудопроявления олова этой группы тесно связаны генетически и пространственно с интрузиями биотитовых гранитов или с дополнительными интрузиями гранит-порфиров и имеют своими источниками близко расположенные рудоносные очаги. Предрудные площадные измененные породы в районах развития оруденения этой группы (зона Центрального структурного шва) связаны с контактовым воздействием оловоносных интрузий на вмещающие породы алюмосиликатного состава. Возникающие при этом контактовоизмененные породы ореолом той или иной ширины окаймляют отдельные интрузивные тела. Изменение вмещающих пород

Таблица 15
Преобладающие типы изменений вмещающих пород на оловорудных месторождениях Приморья

Генетические группы	Рудные формации	Связанные с внедрением оловянистых интрузий			Связанные с постмагматической деятельностью													
		Орловкование	Биотитизация	Мраморизация	Альбитизация	Гривеннитизация	Топазитизация	Раннегидротермальная биотитизация	Турмалинитизация	Харнитизация	Серцитизация	Окварцевание	Скарнирование	Флюоритизация	Флогопитизация	Карбонатизация	Аргиллизация	
		ПР	ПР	ПР	ПР	ПР	ПР	П	ПР	П	ПР	П	ПР	ПР	П	П	П	П
Силикатно-кварцевая	Оловоносные пегматиты	ПР			ПР	ПР												
	Касситерит-кварцевая	ПР	ПР		П	ПР	ПР											
	Касситерит-кварц-сульфидная	ПР	ПР		П		ПР	ПР	П									
Силикатно-карбонатная	Оловоносные скарны							ПР							ПР	ПР		
	Касситерит-флюо-силикатная							ПР							ПР	ПР	П	П
	Касситерит-карбонатно-сульфидная							ПР							П	П	П	ПР
Силикатно-сульфидная	Касситерит-силикатная	ПР	ПР												П	ПР	П	П
	Касситерит-сульфидная	ПР	ПР												ПР	ПР	ПР	П

П р и м е ч а н и е. ПР—преобладающие, П—подчиненные

выражается главным образом в образовании различных по составу роговиков с постепенным уменьшением степени ороговикования при удалении от интрузий. Роговики представлены кордиеритовыми, кварц-биотитовыми, биотитовыми, кварц-альбитовыми породами. В песчаниках иногда развиваются кварцитовидные породы. В расположении различных по составу роговиков иногда устанавливается четкая зональность. Так, например, в надинтрузивном ореоле измененных пород Тигриного месторождения центральная часть ореола сложена кварц-биотитовыми, а периферийная — кварц-альбитовыми роговиками; последние еще далее сменяются альбитизированными породами, переходящими затем в неизмененные алевролиты (В. Т. Шацкая). Во всех роговиках этого месторождения наблюдается большое количество тонких нечетко выраженных кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков. Зальбанды последних часто сложены альбитом, а центральные части — калиевым полевым шпатом и флюоритом; иногда в составе прожилков отмечается также касситерит. Характерно, что и в других случаях наиболее ранние измененные породы, представленные контактными роговиками, содержат в качестве новообразованного минерала альбит (Забывтое месторождение), что свидетельствует о выносе из интрузий натрия во вмещающие осадочные породы при их ороговиковании.

По-видимому, перманентно вслед за образованием контактовых роговиков проявлялись процессы автометасоматоза, которые охватили как апикальные части интрузий, так и ранее образованные роговики. Автометасоматические изменения выразились в альбитизации и грейзенизации изверженных пород и в грейзенизации роговиков. В гранитах и гранит-порфирах в результате этого полевые шпаты замещаются альбитом, происходит осветление биотита и новообразование небольшого количества флюорита и топаза. В роговиках грейзенизация выражается в укрупнении чешуек биотита и последующем его замещении порфиробластами мусковита. При более интенсивной грейзенизации возникают кварц-слюдистые грейзены, содержащие небольшое количество флюорита и иногда топаза. Последний наиболее широко проявляется при грейзенизации ранее ороговикovaných песчаников, в то время как при грейзенизации алевролитов и сланцев преимущественно образуются мусковит и менее — циннвальдит.

Последующая стадия метасоматического изменения пород связана уже непосредственно с рудным процессом. В это время возникают локальные околожильные грейзены, сопровождающие рудные жилы и прожилки, или иногда грейзены возникают вдоль мелких трещин, лишенных жильного выполнения. Мощность зон околожильных грейзенов обычно небольшая. В гранитах и гранит-порфирах она составляет 10—60 см и редко увеличивается до 2 м. В породах кровли интрузивов мощность грейзеновых оторочек не превышает 10 см. Зоны грейзенов часто располагаются симметрично по отношению к рудным жилам и прожилкам и имеют зональное строение. Обычно внешнюю часть зоны околожильных грейзенов образуют

грейзенизированные граниты или роговики, которые постепенно переходят в слюдисто-кварцевые грейзены, местами содержащие касситерит и реже вольфрамит. Слюдисто-кварцевые грейзены затем сменяются слюдисто-топаз-кварцевыми грейзенами, которые на самом контакте иногда переходят в топаз-кварцевые грейзены. Строение и состав колонки околожильных грейзенов в целом определяется минеральным составом жильного выполнения. Наиболее сложное строение околожильные грейзены получают тогда, когда в составе жильного выполнения широко развит топаз. Так, для кварц-топазовых прожилков Тигриного месторождения В. Т. Шацкая приводит следующую колонку околожильных грейзенов: роговик — грейзенизированный роговик — слюдисто-кварцевый грейзен — кварц-слюдистый грейзен — кварц-топазово-слюдистый грейзен — слюдисто-топазовый грейзен — топазовый грейзен — кварцево-топазовый прожилок. Кварц-слюдистые и кварц-полевошпатовые рудные прожилки обычно сопровождаются существенно слюдистыми грейзенами. Как показал анализ баланса привноса-выноса вещества по Тигриному и Забытому месторождениям, при околожильной грейзенизации гранитов и гранит-порфиров происходит привнос кремнекислоты (увеличивающийся по мере возрастания степени грейзенизации), фтора и железа и вынос алюминия, натрия и калия. При грейзенизации роговиков устанавливается вынос кремнекислоты, натрия и алюминия, резкий привнос фтора, привнос магния, кальция, калия и отчасти алюминия (В. Т. Шацкая).

Таким образом, при формировании оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы в условиях алюмосиликатной вмещающей среды возникает тесно связанный ряд измененных пород, включающий контактовые, автотетасоматические и пневматолито-гидротермальные образования, завершающиеся олово-редкометалльным оруденением, иногда с сульфидной фацией на его заключительной стадии. Формирование этих пород и оруденения тесно связано с интрузивами оловоносных гранитов и гранит-порфиров. Судя по некоторым особенностям минерального состава измененных пород, химизм процессов, обусловивших изменение пород и оруденение, в ходе развития этих процессов был неодинаков. Контактвоизмененные породы возникли, по-видимому, не только под влиянием теплового потока интрузий, но и при участии ранних магматических дистиллятов, выносивших из интрузий воду и щелочи (главным образом, натрий). Завершающей эту раннюю щелочную стадию, вероятно, явилась автотетасоматическая альбитизация, проявленная в апикальных частях интрузий. Последовавшая затем грейзенизация, сопровождавшаяся обильным отложением топаза, была уже вызвана кислыми постмагматическими растворами, обогащенными летучими компонентами, среди которых особая роль принадлежит фтору. В комплексах соединений с последним, вероятно, переносилась и основная масса вольфрама и олова. Осаждение этих металлов явилось результатом активного взаимодействия растворов с вмещающими породами, при котором происхо-

дил интенсивный вынос из вмещающих пород щелочей (натрия и калия) и глинозема и связанное с этим повышение основности растворов. В конце рудообразующего процесса кислотность растворов, вероятно, значительно понизилась, на что указывает, в частности, гипогенное замещение вольфрамита шеелитом. Из слабощелочных же растворов отложилась и основная масса сульфидов, сопровождающихся незначительной хлоритизацией вмещающих пород.

Контактовые роговики, особенно если в их составе присутствует олово в виде примеси в породообразующих минералах или акцессорный касситерит, а также участки грейзенизации в интрузиях гранитов и в зоне их экзоконтактов, могут рассматриваться в качестве благоприятных поисковых признаков на оловянное оруденение силикатно-кварцевой группы. Особого внимания при этом заслуживают слабо вскрытые эрозией апикальные части интрузий.

Силикатно-карбонатная группа

Как уже отмечалось, оловянное оруденение этой группы, подобно оруденению предыдущей группы, также обнаруживает тесную пространственную и генетическую связь с рудоносными интрузиями кислых гранитов. Однако эта связь здесь уже не является такой прямой и непосредственной. Рудоносные очаги здесь формируются в более глубинных частях интрузий, а само оруденение растягивается на значительно более длительное время. В связи с высокой химической активностью известняков и богатством рудоносных интрузий летучими соединениями особенно фтором и бором) общий облик измененных пород в районах развития силикатно-карбонатного оруденения более контрастен, чем в районах развития силикатно-кварцевого оруденения. Значительно усложняется и фациальный состав измененных пород, так как известняки обычно перемежаются с алюмосиликатными осадочными породами, которые в связи с различиями их литологического состава по-разному реагируют на метасоматоз. Немаловажную роль в создании пестрого комплекса измененных пород играет и отчетливая специализация локальных рудоносных очагов, которые в одних случаях были обогащены фтором, в других — бором, а в третьих — и бором и фтором, что устанавливается по минеральному составу как измененных пород, так и руд.

Наиболее ранним изменением вмещающих карбонатных пород, непосредственно не связанным с оруденением и имеющим площадной характер, является перекристаллизация и мраморизация известняков, обусловленная прогрессирующим общим прогревом вмещающих толщ в связи с начавшейся магматической деятельностью. Алюмосиликатные осадочные породы при этом подвергаются ороговикованию. Характерно, что в этот ранний этап изменения пород из магмы не происходило выноса каких-либо компонентов, кроме, очевидно, воды, так как известняки в непосред-

венных контактах с гранитами часто не несут каких-либо других изменений, кроме мраморизации. Лишь иногда в доломитсодержащих мраморах наблюдается рассеянная вкрапленность диопсида, форстерита и шпинели, которые, по-видимому, были образованы в результате местной перегруппировки вещества исходной породы при ее перекристаллизации (Благодатненское месторождение). Главным агентом изменения вмещающих пород на этом этапе был тепловой поток интрузий. Карбонатные породы здесь сами оказывали влияние на интрузии. Последние в узкой зоне эндоконтакта ассимилировали известняки, в связи с чем непосредственный контакт преобладающе кислых интрузий сложен гибридными породами плагиогранитного состава. Но и эта ассимиляция не была интенсивной. Эндоконтактовая зона гибридных пород характеризуется мощностью всего до 1—1,5 м, а в интрузиях наблюдаются ксенолиты известняков, которые на более позднем этапе были замещены апокарбонатными (слюдисто-флюоритовыми) грейзенами.

На Первомайском оловорудном месторождении в качестве прерудного изменения вмещающих известняков установлена их доломитизация (П. Н. Антонов, Ю. Г. Иванов). Следует отметить, что геологи КНР рассматривают доломитизацию как благоприятный поисковый признак на оловянное оруденение (Материков, 1961).

Следующий этап дорудного изменения вмещающих пород представлен магнезиальными скарноидными образованиями, возникающими за счет метасоматического изменения доломитсодержащих мраморов и в меньшей степени — роговиков. По данным Н. С. Благодаревой и И. Н. Говорова, такие образования состоят из переменных количеств диопсида, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, иногда карбонатов и форстерита, отвечая, таким образом, по составу так называемым магнезиальным скарнам. От последних они отличаются роговиковой структурой, сильной уплотненностью и мелкозернистостью. В распределении отдельных минеральных фаций таких метасоматических пород, которые локализованы или на контактах с интрузивными телами, или на некотором удалении от контактов вдоль зон нарушений, иногда намечается зональность. Так, например, на Благодатненском месторождении на непосредственном контакте с гранитами или в центральных частях нарушенных зон во вмещающих породах располагаются богатые алюминием, кремнием и щелочами плагиоклаз-микроклин-диопсидовые и диопсид-плагиоклаз-роговообманковые породы, сменяющиеся к периферии богатыми магнием, сравнительно бедными SiO_2 и почти не содержащими Al_2O_3 диопсидовыми и форстерит-карбонатными породами, переходящими далее в мраморы. В метасоматической колонке, таким образом, устанавливается существенное уменьшение содержания кремния и щелочей и увеличение количества магния и кальция, свидетельствующее об уменьшении выноса последних при метасоматозе доломитсодержащих мраморов. Магматические дистилляты, вызвавшие образова-

ние рассматриваемых магнезиальных алюмосиликатных пород, приносили K, Na, Al, Si и Ti и, по-видимому, имели щелочной характер. Са и Mg при метасоматозе выносились.

Как отмечает Н. С. Благодарева (1966), роговиковая структура этих пород, последующее замещение их скарновыми минералами (гранатом и др.) гидротермальной стадии свидетельствуют об их высокотемпературном образовании, отвечающем, по-видимому, магматической стадии метасоматоза. Однако при этом характерно, что в самих гранитах, типичных для этой стадии, реакционных зон не наблюдалось. Алюмосиликатные вмещающие породы в эту стадию подвергаются главным образом микроклинизации, которая развивается только на непосредственных экзоконтактах интрузий в зоне мощностью 0,5—4,5 м. Как и в первом случае, сами граниты при этом изменениям не подвергаются.

Вслед за образованием магнезиальных скарноидных пород в раннюю пневматолито-гидротермальную стадию возникают уже типичные скарны, которые в форме неправильных залежей, пластообразных или жилообразных тел локализируются в экзоконтактах интрузий или на некотором удалении от контактов вдоль зон разрывных нарушений. По своему минеральному составу скарны дают большое многообразие в связи с тем, что они образуются за счет замещения различных по составу исходных пород. При скарнировании доломитсодержащих мраморов и известняков, а также ранних магнезиальных скарноидных пород возникают магнезиальные скарны — диопсидовые, плагиоклаз-диопсидовые, флогопит-диопсидовые и некоторые другие. При скарнировании кальцитовых мраморов и известняков образуются преимущественно известковые скарны — гранатовые, диопсид-гроссуляровые, плагиоклаз-роговообманково-диопсидовые и др. В случае, если скарнирование развивается вдоль контактов карбонатных и алюмосиликатных осадочных пород, формируются пластообразные залежи пироксен-скаполитовых скарнов. При этом за счет карбонатных пород возникают преимущественно пироксеновые (диопсидовые) скарны с гранатом (андрадитом), везувианом, кальцитом, магнетитом и минералами эпидотовой группы, а за счет алюмосиликатных осадочных пород — преимущественно скаполитовые скарны, содержащие диопсид, гранат, везувиан, цоизит, актинолит, сфен.

Характерно, что скарны более широко развиваются в экзоконтактах интрузий гибридных пород (первая фаза интрузивного комплекса, представленная основными и средними породами), чем в связи с интрузиями гранитов. Здесь преобладают хондродитовые и гранат-пироксеновые разности скарнов, содержащие линзы и неправильные обособления магнетита.

С процессом скарнообразования связано практически первое заметное проявление олова, которое в количестве до 0,3% устанавливается в составе гранатов, а также в форме касситерита присутствует в составе магнетитовых и гидросиликатно-карбонатных скарнов.

В связи с дальнейшим развитием постмагматических процессов скарны нередко подвергаются существенным изменениям с образованием апоскарновых эпидот-амфиболовых и пренитовых пород (Ярославское месторождение) или диафторитов (существенно кварцевые породы с различными амфиболами, Благодатненское месторождение). Скарны также служат вмещающими породами для последующего флюоритового, оловянного и сульфидного оруденения. Сингенетично со скарнами лишь магнетитовое и частично оловянное оруденение.

Скарнообразующими растворами во вмещающие породы приносились Al, Si, Fe, щелочи, а сами растворы, по-видимому, обладали слабощелочным характером. При последующих апоскарновых изменениях выносились щелочи и основания и привносился кремний; растворы, обусловившие эти изменения, вероятно, обладали кислой реакцией.

При становлении оловоносных гранитных интрузий, с которыми связаны месторождения олова рассматриваемой силикатно-карбонатной группы, эти интрузии в своих апикальных частях, а также в куполовидных выступах подвергаются интенсивным метасоматическим преобразованиям, с которыми часто сопряжены и интенсивные изменения вмещающих пород.

По данным М. Г. Руб (1957₁₋₂, 1958), Г. П. Луговского и других исследователей, процесс метасоматического преобразования оловоносных интрузий, залегающих в карбонатных породах, происходит в два этапа. Первый этап характеризуется площадной альбитизацией и грейзенизацией, когда в результате автометасоматоза возникают породы, в общем сохраняющие облик исходных гранитов; на поздней стадии этого этапа на локальных участках вдоль зон повышенной трещиноватости были образованы кварц-микроклиновые породы, которые по трещинам местами проникали и во вмещающие породы. Во второй этап уже в более локальных участках (преимущественно вдоль зон нарушений) за счет ранее измененных гранитов возникают типичные грейзены, резко отличающиеся от гранитов по своему минеральному составу и в целом тесно сопряженные во времени с собственно рудным процессом.

В результате раннего автометасоматоза в гранитах происходит новообразование альбита, топаза, лепидолита, на поздней стадии — микроклина, происходит обогащение пород Na, Al и F при выносе Ca, Fe, Mg, Ti, K и в меньшей степени SiO₂. Характерно, что автометасоматоз, охватывающий большие массы интрузий, в весьма незначительной степени проявляется во вмещающих породах. В связи с автометасоматозом во вмещающих известняках устанавливается лишь некоторое повышение содержания натрия, выявляемое только химическим анализом. Однако не исключено, что именно с этой стадией преобразования гранитов сопряжено возникновение во вмещающих породах скарнов, в частности, скаполитсодержащих.

Как полагает Г. П. Луговской, ранний автометасоматоз гранитов был обусловлен остаточными межпоровыми растворами. Последовательность развития автометасоматоза (альбитизация и несколько более поздняя грейзенизация с сопряженными более локальными процессами последующей альбитизации и микроклинизации) в целом отражает общие закономерности изменения кислотности — основности послемагматических процессов, установленные Д. С. Коржинским (1965).

С ранним автометасоматозом связано выделение в метасоматически измененных гранитах касситерита, который отложился при процессах грейзенизации, следовавших за альбитизацией гранитов. По своим типоморфным особенностям этот касситерит близок к касситериту из пегматитовых жил.

Метасоматоз второго этапа в отличие от автометасоматоза при интенсивном его проявлении охватил не только ранее измененные граниты, но и вмещающие интрузии известняки. Проявлению метасоматоза второго этапа предшествовало внедрение даек основных пород, которые были сопряжены с тектоническими подвижками, создавшими пути для подъема из глубинных частей интрузий растворов, вызвавших метасоматоз второго этапа. Этот метасоматоз выражен интенсивной грейзенизацией, в результате которой по ранее измененным гранитам были образованы кварц-слюдистые, кварц-топазовые, флюорит-топазовые и другие разновидности грейзенов, а по вмещающим известнякам синхронно возникли своеобразные десилицированные апокарбонатные слюдино-флюоритовые грейзены.

В гранитах проявлению интенсивной грейзенизации второго этапа предшествовало образование кварц-топазовых прожилков, содержащих вольфрамит и касситерит. Последний по количеству уступает касситериту, связанному с автометасоматозом, и обладает типоморфными особенностями, свойственными касситериту кварц-касситеритовой формации. Оловоносные кварц-топазовые прожилки образуют в апикальной части интрузии своеобразный штокверк. Грейзены второго этапа частично замещают кварц-топазовые прожилки, слагая в апикальной части интрузии (до глубины 50—100 м от кровли) жилообразные тела, гнезда или блоки более сложного строения. При грейзенизации второго этапа, по данным Г. П. Луговского, еще более, чем при автометасоматозе, происходит привнос Al и F; щелочи при этом почти полностью выносятся; SiO₂ при грейзенизации ведет себя инертно, и лишь вдоль раствороподводящих каналов, где особенно резко проявлялась активность Al и F, происходил частичный вынос SiO₂ и образование существенно топазовых или даже диаспорсодержащих пород. Последние окаймляются зонами кварц-слюдистых грейзенов, что в целом отражает зональность отложения. Грейзены, возникающие вблизи контакта с известняками, обогащаются Ca и Mg.

Сингенетично с грейзенами второго этапа, образованными по гранитам, по известнякам, вмещающим интрузии, возникают десили-

лицированные апокарбонатные грейзены, наиболее детально изучавшиеся И. Н. Говоровым (1958₁₋₃, 1959, 1960). Эти грейзены в основной своей массе представляют слюдисто-флюоритовую мелкозернистую породу, состоящую из флюорита и светлых слюд (мусковит или щелочные хрупкие слюды типа эфесита). Другие минералы представлены (в убывающем количестве) турмалином, кальцитом, скаполитом, касситеритом, селлантом, графитом и редкими топазом, кварцем, корундом, диаспором, апатитом и некоторыми другими. По химическому составу они подразделяются на два типа — мусковитовый и эфеситовый, которые различаются между собой по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. В распределении этих разновидностей слюдисто-флюоритовых руд И. Н. Говоровым установлены определенные закономерности, которые были обусловлены характером метасоматического процесса, определявшегося в свою очередь геолого-структурными условиями формирования отдельных рудных тел (Говоров, Благодарева, 1959). В сильно нарушенных крутопадающих тектонических зонах, при свободном просачивании восходящих рудоносных растворов, в основном путем инфильтрационного метасоматоза, образуются преимущественно мусковитовые разности слюдисто-флюоритовых руд. В пологопадающих же структурах, в условиях медленного просачивания растворов, широко развиваются эфеситовые разности этих руд, которые вместе с мусковитовыми разностями образуют метасоматические зоны, возникающие при преобладающем проявлении диффузионного метасоматоза. Центральную часть таких зон обычно занимают тонкие (до первых сантиметров) слюдистые прожилки, которые симметрично окаймляются полосами метасоматических слюдисто-флюоритовых руд. Осевые части прожилков сложены преимущественно мусковитом, а их зальбанды — эфеситом, с которым нередко ассоциирован бесцветный турмалин. Непосредственно на контакте с прожилком располагается эфесит-флюоритовая метасоматическая порода с турмалином и редким корундом, которая далее нередко сменяется мусковитово-флюоритовой породой с турмалином, переходящей затем в неизменный известняк. По мере просачивания растворов эфеситовая и мусковитовая метасоматические зоны постепенно разрастаются в стороны от трещины. При этом эфеситовая зона замещает мусковитовую, а последняя — известняк.

Мусковитовая и эфеситовая зоны отличаются по содержанию Al_2O_3 и SiO_2 (в мусковитовых зонах соотношение атомных количеств Si и Al составляет примерно 1:1, а в эфеситовых — 1:2). И. Н. Говоров объясняет такое различие большей скоростью диффузии соединений Si по сравнению с соединениями Al.

Аналогичная диффузионная метасоматическая зональность была отмечена Ю. Г. Ивановым для Первомайского оловорудного месторождения, удаленного от активного рудоносного интрузива.

При формировании экзоконтактовых слюдисто-флюоритовых грейзенов подобные метасоматические зоны, образующиеся путем диффузионного метасоматоза, при близком их расположении сли-

ваются и в комбинации с сильно нарушенными зонами, где метасоматоз развивался главным образом инфильтрационным путем, создают очень сложные по внутреннему строению крупные залежи, содержащие убогое оловянное орудение. В промышленном отношении они служат важными источниками для получения флюорита.

На рассматриваемом раннем этапе постмагматической деятельности кроме известняков и самих гранитов метасоматическое преобразование охватывает и алюмосиликатные (песчано-сланцевые) породы, которые также подвергаются грейзенизации. При грейзенизации этих пород в контактах с рудными телами возникают кварцевые, кварц-турмалиновые и кварц-топазовые грейзены, которые на удалении от контакта сменяются кварц-слюдистыми, кварц-слюдисто-турмалиновыми и кварц-слюдисто-топазовыми грейзенами, переходящими затем в грейзенизированные песчаники и сланцы. Грейзенизация песчано-сланцевых пород происходит при привносе большого количества F, B и H₂O, а также Si, Li, Sn, W и некоторых других элементов при преимущественном выносе щелочей, главным образом натрия.

При образовании апокарбонатных слюдисто-флюоритовых грейзенов происходит, как и при грейзенизации гранитов и песчано-сланцевых пород, привнос большого количества F, а также B, H₂O, Li, Sn, щелочей, SiO₂ и Al₂O₃. Таким образом, основное различие при развитии грейзенизации гранитов и алюмосиликатных пород, с одной стороны, и карбонатных пород — с другой, заключается в различном поведении щелочей, которые в первом случае главным образом выносятся, а во втором — привносятся.

При последующем развитии постмагматического процесса уже в собственно гидротермальный этап изменения вмещающих пород проявляются значительно слабее, обнаруживая в каждом конкретном случае тесную связь с собственно рудными гидротермальными образованиями. В распределении последних с учетом ранее отмечавшихся рудных образований (скарны, грейзены) в это время формируются некоторые элементы зональности, по-видимому, пульсационного характера.

Изменение вмещающих пород здесь во многом уже определяется минеральным составом соответствующих рудных образований. При формировании флюоритсодержащих оловянных руд вмещающие известняки и скарны подвергаются флюоритизации. Особенно турмалиновые оловянные руды сопровождаются турмалинизацией вмещающих песчано-сланцевых пород и скарнов, в то время как известняки оказываются невосприимчивыми к турмалинизации. Наиболее низкотемпературные руды касситерит-сульфидного состава сопровождаются слабой хлоритизацией песчано-сланцевых пород и слабым окварцеванием известняков.

Зональность в распределении отдельных типов руд может быть проиллюстрирована следующими примерами. На рис. 25 видно, что вблизи интрузива рудоносных грейзенизированных гранитов среди известняков локализованы главным образом более ранние после-

скарновые оловоносные слюдисто-флюоритовые руды (апокарбонатные грейзены), а пространственно обособленно от них, проявляя избирательную приуроченность к скарнам, развиты более поздние сульфидные (существенно сфалеритовые) руды. Другим примером может служить Ярославское месторождение, на котором вблизи рудоносного интрузива и в контактах даек гранитов среди известняков и скарнов развиты касситерит-турмалин-флюоритовые руды,

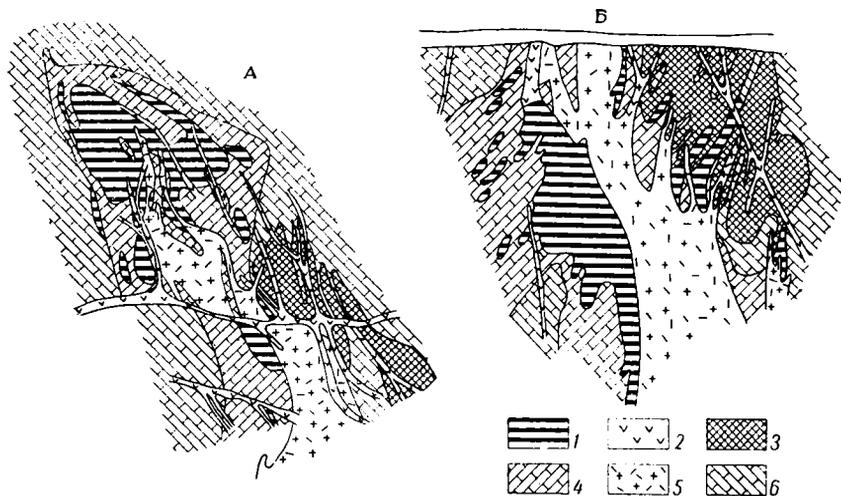


Рис. 25. Существенно сфалеритовые руды в отличие от более ранних олово-содержащих апокарбонатных (слюдисто-флюоритовых) грейзенов несколько удалены от рудоносного интрузива и избирательно приурочены к скарнам; основная масса грейзенов развита за пределами рисунка (по Э. И. Шкурко и Ю. Г. Иванову)

1 — сфалеритовые руды; 2 — дайки порфиритов; 3 — оловоносные апокарбонатные (слюдисто-флюоритовые) грейзены; 4 — скарны; 5 — грейзенизированные рудоносные граниты; 6 — известняки. А — план; Б — геологический разрез

а на удалении от интрузива развиваются касситерит-турмалин-кварцевые руды, локализованные в зонах дробления известняков и образованные метасоматическим путем среди песчано-сланцевых пород. По-видимому, это связано с различной степенью подвижности фтор- и борсодержащих оловянных соединений.

Таким образом, при развитии оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы, как и оруденения силикатно-кварцевой группы, возникает генетически связанный ряд измененных пород с постепенным ослаблением интенсивности и масштабов проявления метасоматоза по мере развития постмагматического процесса.

Прямые поисковые признаки на оловянное орудение силикатно-карбонатной группы — турмалинизированные и грейзенизированные алюмосиликатные породы и флюоритизированные и флогопитизированные карбонатные породы. К косвенным признакам может

быть отнесена гидротермальная доломитизация карбонатных пород и скарнирование. Характерно, что скарны, являющиеся ранними метасоматическими породами, изначательно оторванными во времени от формирования собственно оловянных руд, часто вмещают оловянное и другие типы оруденения, в связи с чем они могут служить не только генетическим, но и литологическим индикатором оруденения.

Силикатно-сульфидная группа

Данная группа оловянных месторождений не имеет такой определенной связи с интрузивными породами, как месторождения двух предыдущих групп. Поэтому для месторождений силикатно-сульфидной группы, обычно удаленных от интрузий, характерно развитие измененных пород, связанных главным образом с гидротермальным этапом постмагматической деятельности, когда формируется основная масса оловянных руд. Вместе с тем в пределах целого ряда месторождений выделяются и дорудные метасоматические образования, связанные со становлением на глубине или в приповерхностных условиях оловоносных интрузий, не вскрытых или лишь частично вскрытых эрозией и с которыми оловянное оруденение парагенетически связано. Изучение таких метасоматических образований иногда дает более или менее убедительные доказательства о наличии определенных связей оловянного оруденения силикатносульфидной группы с изверженными породами.

В результате воздействия оловоносных интрузий, с которыми парагенетически связывается оруденение силикатно-сульфидной группы, вмещающие породы, обычно представленные в Приморье песчано-сланцевыми отложениями, подвергаются более или менее интенсивным контактово-метасоматическим изменениям. В подавляющем большинстве случаев эти изменения выражаются в образовании биотитовых, реже других по составу роговиков.

Роговики представлены типичными контактово-метасоматическими образованиями, которые ореолами непостоянной мощности окаймляют конкретные интрузивные тела. В связи с однообразным составом вмещающих пород состав контактово-метасоматических образований более или менее постоянный. Характерно при этом, что состав их является близким не только тогда, когда они возникают в связи с гранитоидными интрузиями главной фазы, но и тогда, когда они образуются в связи с внедрением интрузий первой фазы, представленных диоритами и монцонитами. Различия заключаются только в том, что в составе первых плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, а во вторых калишпат несколько преобладает над плагиоклазом, и дополнительно появляются повсеместные, но редкие порфиробласты турмалина, имеющего бурую окраску в шлифах (Изох и др., 1957).

Непосредственно в экзоконтактах оловоносных интрузий обычно располагаются биотитовые роговики, образующие сравнительно

неширокую оторочку вокруг интрузий (до 0,5 км). Эти роговики с удалением от контактов интрузий сменяются уже более широкими ореолами узловатых, а затем очень слабо перекристаллизованных биотитизированных пород. В составе роговиков внутренней зоны контактовых ореолов отмечаются кварц, биотит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит или альбит-олигоклаз), реже гранат (альмандин), серицит, турмалин и изредка андалузит и кордиерит. Отдельные фации биотитовых роговиков иногда располагаются вокруг интрузий зонально. Так, В. П. Шашкина (1966) для интрузий района месторождения Зимнего отмечает, что на непосредственном контакте с интрузией развиты кварц-гранат-биотитовые роговики, которые сменяются кварц-калишпат-биотитовыми, а затем кварц-серицит-биотитовыми роговиками. Для Верхне-Молодежного месторождения А. А. Толлок указывает, что внутренняя зона контактово-метасоматических пород сложена кварц-полевошпат-биотитовыми роговиками, средняя — пятнистыми и узловатыми кордиеритсодержащими сланцами и внешняя — биотитизированными породами. В заключительную стадию приконтактового метасоматоза в условиях более низкой температуры биотитовые роговики подверглись серицитизации, при которой андалузит и кордиерит замещаются серицитом, плагиоклазы — серицитом и альбитом, а биотит-хлоритом и магнетитом. По-видимому, в это же время происходила и автометасоматическая грейзенизация самих гранитоидов, выразившаяся в замещении плагиоклазов серицитом и гидрослюдой, а биотита — мусковитом.

Формирование контактово-метасоматических роговиков происходило от поздних стадий магматического этапа до ранней стадии гидротермального этапа. При этом характерна повышенная щелочность магматических дистиллятов, выразившаяся в обогащенности их калием, привнос которого наряду с кремнием отмечается при образовании роговиков и автометасоматическом изменении гранитов. Это свидетельствует о щелочном характере магматических и ранних пневматолито-гидротермальных растворов (раннещелочная стадия). Последующая серицитизация биотитовых роговиков предшествовала кислотной стадии, метасоматоз которой, как и последующей позднещелочной стадии, обычно проявлен в незначительной степени. Стадию кислотного выщелачивания и более низкотемпературный щелочной метасоматоз характеризуют нешироко распространенные актинолит-хлорит-эпидотовые, кварц-турмалин-хлоритовые и хлорит-кальцитовые образования (Толлок, 1959₂). С этими стадиями иногда связано образование мелких кварцевых прожилков, содержащих касситерит, вольфрамит и молибденит или касситерит и турмалин. Прожилки эти располагаются зонально. Первые из них обычно залегают непосредственно в интрузиях гранитного состава, вторые (касситерит-турмалиновые) — в зоне экзоконтактов интрузий, среди роговиков.

Особую роль на многих оловорудных месторождениях силикатно-сульфидной группы Приморья играют биотитизированные поро-

ды, не связанные непосредственно с конкретными интрузивными телами. Многими исследователями поля этих пород отождествлялись с контактово-метаморфическими ореолами интрузии, не вскрытых современным эрозионным срезом. Однако исследования, проведенные Н. Н. Васильковой и А. Б. Павловским (1960), позволили им прийти к выводу о том, что биотитизация представляет собой самую раннюю стадию общего гидротермального процесса, в связи с которым формируются месторождения силикатно-сульфидной группы. Для ряда оловорудных месторождений Приморья (Дальне-таежное, Дальнее, группа Октябрьских месторождений и др.) этот вывод основывается на том, что послегранитные дайки порфириров, секущие дайки гранит-порфириров и сами в свою очередь пересекающиеся рудными жилами, часто местами интенсивно биотитизированы. Раннегидротермальные биотитизированные породы имеют широкое площадное развитие, что, по-видимому, объясняется высокой подвижностью «биотитизирующих» растворов. При этом пространственное положение биотитизированных пород определяется не трещинными, а складчатыми структурами. В связи с существенным уплотнением исходных пород биотитизированные породы слагают жесткие блоки, обычно ориентированные согласно с простираем складчатых структур. Эти блоки в дальнейшем стали мало благоприятными для развития разрывных нарушений, вследствие чего продукты последующей гидротермальной деятельности, несущие оловянное оруденение, были локализованы в основном за пределами этих блоков биотитизированных пород. Н. Н. Василькова и А. Б. Павловский в качестве характерных признаков биотитизированных пород отмечают:

1. Полное отсутствие явлений перекристаллизации исходных пород.

2. Тесную ассоциацию биотита с кварцем, пирротинном, реже с турмалином, флюоритом, хлоритом и иногда с мусковитом; эти минералы или рассеяны в биотитизированных породах, или слагают мелкие гнезда и прерывистые прожилки мощностью не более первых миллиметров.

3. Присутствие в биотите примесей фтора (0,63—0,76%), бора (0,15—0,20%) и следов олова.

Биотитизация в песчано-сланцевых породах сопровождалась привнесением SiO_2 , F, B, S, CO_2 , Sn и небольшого количества Na, выносились Al_2O_3 и K. В порфиритах происходило обратное — резкий вынос Na и некоторый привнос K. При привносе и выносе перечисленных компонентов одновременно происходило значительное перераспределение при биотитизации других пороодообразующих компонентов, особенно железа и магния.

Раннегидротермальная биотитизация соответствует кислотной стадии постагматического процесса, при завершении которой всегда возникают «жилы осаждения», залегающие или среди самих метасоматических (выщелоченных) пород, или на небольшом удалении от них (Коржинский, 1958). На месторождениях силикатно-

сульфидной группы им соответствуют, по-видимому, вышеупомянутые прожилки, содержащие кварц, турмалин, хлорит и некоторые другие минералы. Степень оловоносности таких прожилков и жил зависит, очевидно, от первичной концентрации серы в рудогенерирующем очаге, которая, по мнению С. С. Смирнова (1937), способствует удержанию олова в этом очаге. При небольших концентрациях серы гидротермальные растворы начальных стадий постмагматического процесса выносят большую часть олова и формируют малосульфидные месторождения, примером которых может служить группа Октябрьских месторождений. В случаях же повышенного содержания серы в металлогенном очаге минеральные ассоциации ранних гидротермальных стадий олова практически не содержат, и основная масса его выносится уже при последующей гидротермальной деятельности. Примером этого могут служить месторождения Дальнее, Дальнетаежное, Лифудзинское и др.

Практическое значение выявления и изучения ореолов гидротермально биотитизированных пород заключается в том, что по пространственному соотношению этих ореолов и рудных тел может быть дана предварительная перспективная оценка того или иного оловорудного месторождения. Это основывается на том, что, как уже отмечалось, в пределах ореолов биотитизированных пород локализуются лишь отдельные крайне не выдержанные и не имеющие практической ценности жилы и прожилки, сложенные минеральными ассоциациями ранних высокотемпературных гидротермальных стадий. М. П. Материков и другие исследователи отмечают, что иногда биотитизация слабо проявляется на поверхности, но резко усиливается с глубиной, причем с усилением биотитизации выклиниваются и рудные тела. Глубина оруденения при этом определяется степенью эрозионного среза ореола биотитизированных пород. Оловянное оруденение в этом случае относится преимущественно к хлоритовому типу с образованием заметного количества мусковита и топаза в составе ранней минеральной ассоциации. Это оруденение формируется в одну, реже в две стадии и в связи с небольшой глубиной распространения не имеет практического значения.

Основная же масса оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы локализуется за пределами ореолов биотитизации. Для этого оруденения характерна многостадийность минерализации, иногда с зональным расположением отдельных типов руд относительно ореолов биотитизации. Рудные тела и зоны иногда прослеживаются на сотни метров по падению без существенного изменения состава руд (месторождение Дальнетаежное и др.), в других же случаях отчетливо проявляется зональность (месторождения Лифудзинское, Хрустальное и др.).

Биотитизированные породы в последнее время особенно полно изучаются Ю. Н. Размахниным (Размахнин, Размахнина 1966), который придает им большое металлогеническое значение и с учетом особенностей размещения полей этих пород намечает некоторые региональные закономерности в размещении эндогенного, в том

числе и оловянного, оруденения. Ю. Н. Размахнин отмечает, что эти породы, не имея признаков связи с конкретными интрузиями гранитоидов, слагают региональные поля, которые названы им криптобатолитами. Ю. Н. Размахнин на территории Приморья наметил два таких криптобатолита — Бикино-Вакский и Имано-Улахинский. Он полагает, что эти криптобатолиты возникли под влиянием потоков так называемых сквозьмагматических растворов (в понимании Д. С. Коржинского), волна которых несколько предшествовала внедрению оловоносных интрузий. При влиянии этих растворов возникшие биотитизированные породы уплотнились, стали монолитными, а криптобатолиты приобрели характер жестких геологических структур. Разрядка последующих тектонических напряжений произошла в основном по окраинам криптобатолитов, которые в то же время приобрели и блоково-глыбовое строение. Рудная минерализация, по представлениям Ю. Н. Размахнина, локализовалась в основном во внешней зоне криптобатолитов. В частности, им отмечается, что вокруг Бикино-Вакского криптобатолита устанавливается субконцентрическое развитие золото-ртутной и, по-видимому, полиметаллической минерализации; оловянное же оруденение локализуется преимущественно на юго-восточном отрезке внешней зоны, находящемся в пределах Главного синклиория Сихотэ-Алиня. На приведенной на рис. 21 схеме металлогенического районирования Приморья этот отрезок соответствует сопряжению Иманской и Кемской металлогенических подзон Главного синклиория.

Оруденение силикатно-сульфидной группы, как уже отмечалось, в основном развивается за пределами ореолов биотитизированных пород, после внедрения даек пород среднего и иногда основного состава. Оно многостадийное, проявляется в зонах дробления большой протяженности и глубины и сопровождается формированием разнообразных метасоматических пород. В размещении последних, как и отдельных типов собственно рудных образований, нередко устанавливается четкая горизонтальная и вертикальная зональность.

Естественно, что изменения вмещающих пород на различных типах оловянных месторождений силикатно-сульфидной группы разные, но вместе с тем они имеют и много общих особенностей, позволяющих дать им сводную характеристику.

Различия в характере измененных пород на разных месторождениях силикатно-сульфидной группы наиболее контрастно проявляются в связи с разным литологическим и химическим составом вмещающих пород, а также в зависимости от первоначального состава рудоносных растворов, сформировавших то или другое месторождение. Определенное значение имеют физико-механические свойства вмещающих пород и структурные условия циркуляции растворов. Изменения физического состояния последних (в частности, падение температуры), их кислотно-щелочная дифференциация

ция и некоторые другие факторы обуславливают зональное расположение отдельных фаций измененных пород.

В обобщенном виде для месторождений силикатно-сульфидной группы Приморья, залегающих в песчано-сланцевых осадочных толщах, может быть намечен следующий последовательно проявленный ряд изменений вмещающих пород: калишпатизация, турмалинизация, серицитизация (мусковитизация), хлоритизация, окварцевание, карбонатизация и аргиллитизация. Для отдельных месторождений этот ряд наиболее широко проявленных изменений вмещающих пород дополняется более локальным и незначительным развитием альбитизации, аксинитизации, цеолитизации, сульфидизации и некоторыми другими.

Калишпатизация и альбитизация характеризуют собой дорудную щелочную стадию гидротермального процесса. Эти изменения вмещающих пород проявились в очень незначительных масштабах и на многих месторождениях вообще не устанавливаются, несмотря на значительный вынос щелочей (в частности, натрия) при последующей широко проявленной серицитизации.

Калишпатизированные и альбитизированные породы обычно встречаются во внешних зонах измененных пород. Так, по данным Н. Н. Васильковой, на месторождении Дальнетаежном редкие и мелкие прожилки альбита встречаются в зальбандах кварц-хлоритовых прожилков и гнезд. На месторождении Горном В. И. Кузьминым установлена гнездовая и прожилковая калишпатизация и альбитизация, развитые во внешней части ореола гидротермальноизмененных пород. В. П. Шашкина (1966) для месторождения Зимнего отмечает, что калиевый полевой шпат иногда почти нацело замещает породы в контактах с наиболее ранними кварц-арсенопиритовыми и кварц-пирротиновыми рудами. При этом вблизи жил, сложенных такими рудами, устанавливается четкая зональность (рис. 26).

Внешняя часть зоны гидротермальноизмененных пород сложена серицитизированным калиевым полевым шпатом. По направлению к жиле калиевый полевой шпат замещается серицитом, а последний в зальбандах жилы — хлоритом. По наблюдениям В. П. Шашкиной, хлорит развивается не только по серициту, но и иногда и по калиевому полевному шпату и в этом случае «содержит повышенное количество адсорбированного калия». Если же калий частично входит в решетку вновь образованного минерала, то вместо хлорита

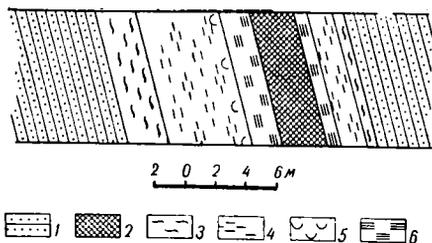


Рис. 26. Схема зональности околорудных изменений в зальбандах пирротиновой жилы (по В. П. Шашкиной, 1966)

1 — неизменный песчаник; 2 — массивный пирротин; 3—6 — типы околорудных изменений: 3 — калишпатизация, 4 — серицитизация, 5 — образование ссадопгита, 6 — хлоритизация

возникает селадонит. Вместе с калишпатом отмечается новообразование биотита и цеолита (ломонтита). Последний в ассоциации с калиевым полевым шпатом является существенной составной частью оловянных руд заключительного этапа наиболее ранней кварц-арсенопиритовой стадии минерализации Дальнетаежного месторождения (Василькова, 1959).

Вследствие слабого развития альбитизированные и калишпатизированные породы не могут быть рекомендованы в качестве надежного признака при поисках месторождений олова силикатно-сульфидной группы.

Следующим по времени изменением вмещающих пород является турмалинизация, характеризующая начало продуктивной кислотной стадии гидротермального процесса. Преимущественное развитие турмалинизации получила на месторождениях касситерит-силикатной формации, где степень ее проявления заметно ослабевает от более высокотемпературных касситерит-турмалиновых месторождений к касситерит-хлоритовым месторождениям этой формации, формирующимся уже при более низких температурах. На месторождениях касситерит-сульфидной формации турмалинизация местами хотя и проявляется, но распространена сравнительно ограниченно. На удалении от рудных тел турмалинизация проявляется в новообразовании турмалина по цементу песчано-сланцевых пород или же турмалин замещает обломочные зерна полевых шпатов и темноцветных минералов. На непосредственных контактах с рудными телами возникают почти мономинеральные турмалиновые метасоматиты. По данным И. Н. Кигая (1966), на наиболее хорошо изученном Лифудзинском месторождении, интенсивная турмалинизация была проявлена только в связи с рудами первой кварц-касситерит-турмалиновой стадии оруденения. Около жил, сложенных этими рудами, здесь была сформирована следующая колонка метасоматитов: мономинеральный турмалиновый, кварц-турмалиновый, кварц-серицитовый, кварц-серицит-хлоритовый и кварц-серицит-хлорит-полевошпатовый, за которым следуют неизменные алевролиты или песчаники. Общая мощность призальбандовых мономинеральных турмалиновых и следующих за ними кварц-турмалиновых метасоматитов составляют 50—60 см, иногда более. В метасоматитах, связанных с последующими стадиями оруденения, турмалин практически отсутствует. На малосульфидных турмалиновых месторождениях (Верхне-Арминское, Горное и др.) при турмалинизации, сопровождающей первую, наиболее продуктивную стадию оруденения, были сформированы мощные зоны турмалиновых метасоматитов, содержащих касситерит-турмалин-кварцевые и касситерит-кварцевые прожилки.

Турмалинизированные породы иногда развиваются также в ореолах контактового метаморфизма оловоносных интрузий и в этом случае могут рассматриваться как косвенные индикаторы оловянного оруденения. Развитие же мощных зон турмалинизации во вме-

щающих породах служит уже прямым поисковым признаком на оловянное оруденение касситерит-силикатной формации.

Серицитизация представляет следующий по времени широко проявленный на многих месторождениях силикатно-сульфидной группы процесс изменения вмещающих пород. В подавляющем большинстве случаев серицитизация пространственно тесно связана с минерализованными рудными зонами и отдельными жилами, сопровождая большинство рудных тел на месторождениях силикатно-сульфидной группы. Вместе с тем она проявляется и вне связи с собственно рудными образованиями вдоль интенсивно нарушенных зон, которые по тем или иным причинам оказались неблагоприятными для проникновения собственно рудоносных порций гидротермальных растворов. При отсутствии турмалинизации серицитовые породы представляют наиболее ранние метасоматические образования, формирующие широкие ореолы вокруг раствороподводящих каналов. Общая мощность зон серицитизации на некоторых месторождениях достигает нескольких сот метров. Однако степень серицитизации вмещающих пород быстро убывает с удалением от рудных тел. Наиболее интенсивно она развивается непосредственно в зальбандах рудных тел, где возникает зона мощностью 10—15 см, сложенная почти мономинеральным серицитом. Следующий затем кварц-серицитовый метасоматит характеризуется развитием серицита по цементу осадочной породы, а также по обломочным зернам полевых шпатов и частично кварца с сохранением первичной структуры замещаемой породы. Еще далее серицит развивается только по цементу осадочной породы. В участках длительной циркуляции гидротермальных растворов, особенно при характерном для силикатно-сульфидных месторождений многостадийном оруденении, ранняя серицитизация обычно загущевывается более поздними хлоритизацией и окварцеванием. Серицитизации наиболее подвержены песчаники, в алевролитах и сланцах она развивается менее интенсивно. Серицитизированные породы, тесно связанные с оловяными телами, хорошо выделяются своей светлой окраской и низкой прочностью, что позволяет рассматривать их в качестве надежного признака оловянного оруденения.

Хлоритизация, как и серицитизация, является широко проявленным изменением вмещающих пород на многих месторождениях силикатно-сульфидной группы. В. П. Шашкина (1966) на примере месторождения Зимнего выделяет два вида хлоритизации: хлоритизацию, сопутствующую серицитизации, и хлоритизацию, проявленную в зальбандах рудных жил, где она связана с привнесом железа рудоносными растворами.

Хлоритизация первого вида, сопутствующая серицитизации, являлась на многих месторождениях. Она выражается в развитии небольшого количества хлорита, образующего в массе серицитизированных пород мелкие скопления или отдельные чешуйки или входящего в состав микропрожилков кварц-серицит-хлоритового или мономинерального хлоритового состава. Хлорит здесь, иногда

сопровожаемый эпидотом, возникает за счет перегруппировки вещества исходных пород при их серицитизации. По данным В. П. Шашкиной (1966), хлориты в этом случае представлены рядом от пеннина—клинохлора до делессита—прохлорита, т. е. преобладающие магнезиальными и магнезиально-глиноземистыми разновидностями.

Второй тип хлоритизации, развитый более локально, связан непосредственно с рудными телами, особенно с теми, которые характеризуются существенно сульфидным составом, где хлоритизация предшествует выделению сульфидов. Хлорит развивается обычно по цементу песчано-сланцевых пород. При наиболее интенсивной хлоритизации возникают кварц-хлоритовые породы, иногда содержащие зерна цоизита и карбоната. Мощность интенсивно хлоритизированных пород в зальбандах жил обычно небольшая (до 10 см), слабее же хлоритизированные породы широким ореолом оконтуривают рудные тела. В. П. Шашкина (1966) отмечает, что при зальбандовых хлоритах от хлоритов, сопровождающих серицитизацию, отличаются общей повышенной железистостью, достигающей максимального значения при образовании хлоритов (рипидолит) в зальбандах существенно пирротиновых жил (Зимнее месторождение). Повышенная железистость поздних хлоритов отмечена также И. Н. Кигаем (1966) для Лифудзинского месторождения, где они представлены тюрингитом вместо более ранних алабандина и афросидерита.

Хлоритизированные породы имеют как косвенное, так и прямое поисковое значение. Однако в качестве прямого поискового признака в связи с относительно небольшой мощностью зон околорудных хлоритсодержащих метасоматитов их роль ограничена. Следует также иметь в виду, что хлоритизация вмещающих пород иногда развивается только за счет перегруппировки вещества этих пород под влиянием безрудных постмагматических растворов. При этом зеленая окраска пород не всегда указывает на их хлоритизацию.

Как отмечает В. П. Шашкина (1966), «нередко участки гидротермально переработанных пород, окрашенные в зеленоватые тона и макроскопически принимаемые за хлоритизированные, в действительности состоят из серицита и гидрослюд с примесью нонтролита и монтмориллонита, а хлорита не содержат».

Окварцевание — широко проявленный тип изменения вмещающих пород на многих месторождениях силикатно-сульфидной группы, особенно на месторождениях касситерит-силикатной формации. В той или иной степени окварцованные породы обнаруживают часто пространственную и генетическую связь со многими рудными оловоносными зонами. При окварцевании песчано-сланцевых пород замещению кварцем в первую очередь подвергается цемент этих пород, затем возникают реакционные каемки вокруг кластических зерен кварца, происходит замещение кварцем зерен полевых шпатов и темноцветных минералов. При интенсивном окварцевании в результате полной перекристаллизации вмещающих пород

иногда возникают гидротермальные кварциты гранобластовой или мостовой структуры. Мощность зон окварцованных пород может достигать нескольких десятков метров, но наиболее интенсивно окварцевание проявляется в зальбандах рудных жил, где и возникают почти мономинеральные кварцевые метасоматиты мощностью, обычно измеряемой сантиметрами.

Гидротермальные окварцованные породы, по данным В. П. Шашкиной (1966), отличаются от окварцованных пород, возникших при контактовом метафоризме, тем, что в последних кварц сопровождается новообразованием биотита и железо-магnezиальных слюд, а в первых — бесцветными глиноземистыми слюдами. Различаются они также по окраске и структуре. Для гидротермальных окварцованных пород характерны светлые окраски и колломорфные структуры, свидетельствующие о метакolloидном происхождении кварца. Контактво окварцованные же породы отличаются коричневатой или сиреневой окраской и сохраняют структуру первичной породы с частичной перекристаллизацией цемента, приводящей к образованию лепидогранобластовой структуры. Окварцевание легче всего развивается по песчаникам, слабее — по алевролитам и наименее интенсивно по глинистым сланцам. В последних оно обычно проявляется в виде серий тонких кварцевых прожилков.

Место окварцевания в ходе гидротермального метасоматоза отдельными исследователями определяется по-разному. Так, В. П. Шашкина (1966) для Зимнего месторождения считает, что окварцевание следует за серицитизацией, предшествуя хлоритизации вмещающих пород. И. Н. Кнгай (1966), детально изучавший Лифудзинское месторождение, полагает, что окварцевание здесь проявилось циклично, завершая каждую стадию гидротермального процесса. По его представлениям, окварцевание на этом месторождении происходило в условиях понижения кислотности рудоносных растворов в результате перееотложения кремнезема, выщелоченного при предшествующей хлоритизации и серицитизации.

Интенсивно окварцованные породы могут служить прямым признаком оловянного оруденения, так как характерны для многих оловорудных месторождений. Менее окварцованные и биотитизированные породы часто фиксируют не вскрытые эрозией интрузии словоносных гранитов.

Карбонатизация вмещающих пород на месторождениях силикатно-сульфидной группы отвечает уже послерудной щелочной стадии гидротермального процесса. Этот тип изменения вмещающих пород проявлен локально в связи с формированием безрудных карбонатных прожилков. Карбонатизация обычно охватывает узкую зону экзоконтактов прожилков (мощностью в несколько сантиметров), где возникают гнездообразные и неправильные выделения метасоматического карбоната, обычно отвечающего составу карбоната прожилка, который замещает глинистые минералы, иногда полевые шпаты и реже кварц боковых пород.

Аргиллизация, как и карбонатизация, проявилась локально и в небольших масштабах. Она выражается в развитии глинистых минералов (монтмориллонит, галлуазит и др.) по серициту и хлориту вмещающих пород. Эти минералы иногда сопровождаются халцедоновидным кварцем, а также замещением пирротина марказитом и мельниковитом. Д. С. Коржинский (1955) считает, что возникновение подобных минеральных комплексов обусловлено приповерхностным окислением растворов «...либо в результате смешения восходящих послемагматических вод с поверхностными водами, богатыми кислородом, либо в результате диффузии кислорода сверху через поры пород». Однако отмеченный минеральный комплекс иногда фиксируется на значительных глубинах (до 180 м от поверхности на месторождении Дальнетаежном) в зоне развития первичных сульфидных руд, не затронутых окислением, что, по-видимому, может рассматриваться как свидетельство позднегидротермального происхождения аргиллизированных пород.

И. Н. Кига́й (1966) отмечает, что «минерализация подобного типа характерна для самых поздних стадий на многих неглубоко формировавшихся эндогенных сульфидных месторождениях, где трещины в ходе своего прогрессивного развития могли достигать поверхности».

Кратко охарактеризованные типы гидротермальных изменений вмещающих пород на оловорудных месторождениях Приморья проявляются не одноактно. В связи с многостадийным оруденением некоторые из этих типов изменений, особенно серицитизация, хлоритизация и окварцевание, развиваются циклически, сопровождая каждую стадию оруденения с постепенным уменьшением масштабов этих процессов по мере развития гидротермального оруденения. Циклическое проявление однотипных измененных пород наиболее детально изучено И. Н. Кигаем (1966) для Лифудзинского месторождения, отмечалось Н. Н. Васильковой для Дальнетаежного месторождения, А. А. Толоком — для Октябрьской группы месторождений и, по-видимому, характерно для многих других месторождений силикатно-сульфидной группы. Для трех первых продуктивных стадий оруденения Лифудзинского месторождения И. Н. Кигаем установлена последовательность и цикличность в формировании гидротермальноизмененных пород (табл. 16).

Как видно из табл. 16, общая направленность процесса изменения вмещающих пород на Лифудзинском месторождении сходна для всех трех стадий оруденения с постепенным уменьшением количества фаций метасоматитов и масштабов их проявления. Вслед за формированием околорудных метасоматитов каждой стадии происходило отложение в жилах минералов в последовательности, указанной на рис. 27. Отложение этих минералов в жилах сопровождалось окварцеванием вмещающих пород и ранее образованных метасоматитов. При этом во II и III стадии оруденения, когда отложение сульфидных минералов проходило в основном метасоматическим путем, кварц также развивался метасоматически, за-

меща и сульфиды и окolorудноизмененные породы с образованием мономинеральных кварцевых метасоматитов непосредственно в зальбандах рудных жил и гнезд. На основании изучения минерального состава метасоматитов, анализа баланса привноса и выноса вещества при метасоматозе И. Н. Кига́й (1966) пришел к выводу о том, что рудообразующие растворы при формировании руд Лифудзинского месторождения характеризовались общим пониже-

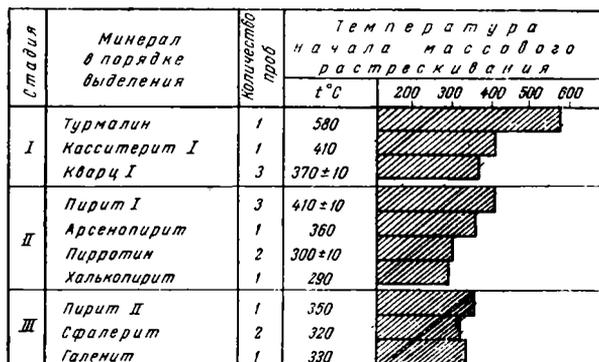


Рис. 27. Температура декрепитации главных минералов Лифудзинского месторождения (по И. Н. Кигаю, 1966)

нием кислотности от стадии к стадии. При этом в начале каждой стадии во время образования метасоматитов, перечисленных в табл. 16, кислотность растворов повышалась, в результате чего ряд породообразующих компонентов выщелачивался из вмещающих пород. Выщелачивание этих компонентов происходило в порядке понижения их основности (Na_2O , K_2O , CaO) — MgO — SiO_2 — (Al_2O_3 , TiO_2).

В конце процесса окolorудного метасоматоза в каждую стадию понижалась кислотность растворов, что вызывало отложение рудных минералов и переотложение ранее выщелоченных компонентов в обратном порядке, т. е. в порядке увеличения их основности. И. Н. Кига́й отмечает, что «кислотность растворов в начале каждой последующей стадии была ниже, чем в начале предыдущей... по выше, чем в конце предыдущей стадии». Такое изменение кислотности растворов в ходе гидротермального процесса происходило при изменяющейся температуре этих растворов, что иллюстрируется диаграммой температур декрепитации главных минералов Лифудзинского месторождения (см. рис. 27). Из диаграммы видно, что закономерность изменения температуры растворов совершенно аналогична закономерности изменения кислотности растворов как по отношению ко всему гидротермальному процессу, так и к отдельным его стадиям.

На примере изучения Лифудзинского месторождения И. Н. Кига́й в противоположность представлениям Д. С. Коржинского по-

Последовательность и цикличность формирования гидротермально измененных пород Лифудзинского месторождения (по И. Н. Кигаю, 1966)

Стадии оруденения		
I стадия — Касситерит-турмалино-кварцевая	II стадия — Арсенопирит-пирротин-халькопиритовая	III стадия — сфалерит-галени-товая
Мономинеральный турмалиновый метасоматит		
Кварц - турмалиновый метасоматит		
Кварц-серицитовый метасоматит	Мономинеральный* серицитовый (или кварцевый в случае последующего окварцевания) метасоматит	
	Кварц-серицитовый метасоматит	
Кварц-серицит-хлоритовый метасоматит	Кварц-серицит - хлоритовый метасоматит	Мономинеральный хлоритовый (или кварцевый при последующем окварцевании) метасоматит
		Кварц-хлоритовый метасоматит
Кварц-серицит-хлорит-полевошпатовый метасоматит	Кварц -серицит - хлорит-полевошпатовый метасоматит	Кварц-хлорит-полевошпатовый метасоматит
Неизменный алевролит или песчанник	Неизменный алевролит или песчанник	Неизменный алевролит или песчанник

казал, что кислотно-основная дифференциация рудоносных растворов не охватывает в целом весь гидротермальный процесс, обуславливая этим стадийность оруденения, а проявляется в каждую стадию этого процесса, свидетельствуя о последовательном поступлении в зону рудоотложения отдельных порций растворов из металлоносного очага. Активизация этого очага, вызывавшая поступление новых порций растворов, была по-видимому, вызвана главным образом периодическими оживлениями тектонической деятельности, которые обуславливали последовательное раскрытие и центробежное наращивание ранее заложенных рудоносных разрывных структур.

тур и создавали новые структуры. В связи с последовательным развитием рудовмещающих структур минеральные комплексы каждой стадии оруденения и сопровождающие их гидротермальные метасоматиты в участках приоткрывания ранее заложённых трещин накладывались друг на друга, а в участках наращивания происходило их пространственное обособление. Этим можно объяснить характерную для ряда оловорудных месторождений силикатно-сульфидной группы Приморья (Лифудзинское, Хрустальное, Левицкое и др.) концентрическую зональность в пространственном распределении руд и метасоматитов отдельных стадий.

Эта зональность (рис. 28) выражается в том, что в плоскости рудных тел руды и метасоматиты I стадии оруденения обособляются в центральных частях жил, а руды и метасоматиты последующих стадий последовательно сменяют друг друга по направлению к флангам жил. Последовательным развитием рудовмещающих структур И. Н. Кигаё (1966) объясняет и образование в плоскости рудных тел обогащённых оловом рудных столбов. В результате этого обогащённые рудные столбы и центральные части жил, в целом сложенные кварц-касситеритовыми рудами, облекаются вначале «чехлом» сульфидных руд, а затем кварц-карбонатными безрудными образованиями, завершающими гидротермальное минералообразование. Возникающая таким образом пульсационная (полиасцендентная) зональность имеет симметричный характер как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. При этом в зависимости от степени эрозионного среза вертикальная зональность будет «прямой» для верхних частей жил и «обратной» — для нижних. Установление такого типа зональности помогает более объективной оценке перспектив оруденения на глубину, даже при обнаружении с поверхности безрудных кварц-карбонатных минеральных образований, слагающих фланги оловоносных жил (Левицкий, Смирнов, 1959, 1963; Дубровский, 1963; Дубровский, Полохов, 1959).

Примером циклического проявления однотипных гидротермальных изменений вмещающих пород и их зонального распространения может служить группа Октябрьских оловорудных месторож-

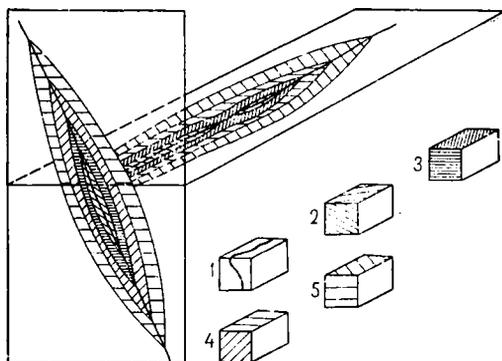


Рис. 28. Идеализированная схема зональности околорудных метасоматитов в вертикальном и горизонтальном разрезах, проходящих через центр жилы; вертикальный разрез приведен полностью, горизонтальный — наполовину, мощности зон даны вне масштаба (по И. Н. Кигаё, 1966)

1 — жила; 2—5 — последовательные зоны метасоматической колонны, начиная от внутренней

дений хлоритового типа (Октябрьское, Нижне-Молодежное, Буреломное и др.), детально изучавшаяся А. А. Толоком (1959). В табл. 17 показаны типы измененных пород на месторождениях этой группы и зональность в распределении отдельных минеральных фаций этих пород.

В пространственном распределении гидротермальных метасоматитов (см. табл. 17) устанавливается зональность, выражающаяся в том, что вверх по восстанию рудных тел слюдистые метасоматиты сменяются слюдисто-турмалин-хлоритовыми, переходящими затем в хлоритовые метасоматиты. В горизонтальном направлении зональность проявляется в локализации существенно хлоритовых руд в центральной части рудного поля, объединяющего группу Октябрьских месторождений, которые к флангам сменяются хлорит-сульфидными, а затем галенит-сфалеритовыми оловоносными рудами. В этом, как и на других месторождениях, проявляется пульсационная зональность.

Кроме четко выраженных явлений пульсационной зональности, на многих месторождениях олова силикатно-сульфидной группы Приморья проявляются и другие типы зональности, в частности, фильтрационная зональность и зональность отложения.

Фильтрационная зональность выражается в колонках гидротермальных околорудных метасоматитов, возникающих в условиях дифференциальной подвижности компонентов гидротермальных растворов. Большая подвижность ионов ряда элементов по сравнению с ионами олова обуславливает широкое развитие отдельных типов метасоматитов, бедных или даже совсем лишенных олова. На составе жильных рудных образований фильтрационная зональность не отражается. Для последних характерна уже зональность отложения, обусловленная пространственным обособлением минералов или их генераций отдельных стадий рудообразующего процесса. В наиболее полном виде эта зональность выражается в образовании почти мономинеральных прожилков, сложенных минералами отдельных стадий: касситеритовых, турмалиновых, хлоритовых, кварцевых арсенопиритовых и т. д.

Зональность отложения проявляется также в составе элементов-примесей в тех или других минералах. Для Лифудзинского месторождения И. Н. Кигай (1966) отмечает, например, что касситериты ранних генераций, развитые в центральных частях жил или в жилах, располагающихся в центральных частях рудных полей, обогащены элементами-примесями, в то время как касситериты из фланговых частей жил, развитых в центральных частях рудных полей, и из периферических жил рудных полей обеднены элементами-примесями.

При формировании оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы постмагматическому метасоматозу подвергаются не только рассмотренные выше осадочные песчано-сланцевые породы, но также эффузивы и различные дорудные и внутрирудные дай-

Таблица 17
 Типы гидротермально измененных пород Октябрьской группы месторождений и их зональность (по А. А. Толоку, 1959₂).

Стадии оруденения			
I—касситерит-арсенопирит-кварцевая	II—кварц-пирротин-хлоритовая (с галенитом и сфалеритом)	III—кальцитовая (с хлоритом и пиритом)	
Слюдасто-хлоритовые метасоматиты	Рудная жила	Отсутствуют	
			Кварц, мусковит, турмалин, топаз, гематит
			Кварц, мусковит, турмалин, гематит
			Кварц, мусковит, турмалин, хлорит, магнетит
			Кварц, турмалин, хлорит, магнетит
			Кварц, хлорит, магнетит
Хлоритовые метасоматиты	Хлоритовые метасоматиты	Отсутствуют Рудная жила	
			Кварц, хлорит
Хлоритизированные сланцы)	Хлоритизированные породы (песчаники, сланцы)	Хлоритизированные породы (песчаники, сланцы)	Отсутствуют
Хлоритизированные сланцы)	Хлоритизированные породы (песчаники, сланцы)	Хлоритизированные породы (песчаники, сланцы)	Рудные прожилки. Хлоритизированные и карбонатизированные породы (песчаники, сланцы)

ковые образования, иногда широко развитые в пределах рудных полей.

Наиболее ранние контактово-метасоматические изменения в различных по составу эффузивах проявляются по-разному. Для средних и основных эффузивов и их туфов и для даек аналогичного состава характерны интенсивные биотитизация и актинолитизация с образованием непосредственно в зоне экзоконтактов интрузий типичных роговиков. В кислых же эффузивах биотитизация проявляется слабо, но зато широко развита серицитизация. В качестве одной из особенностей раннего метасоматоза Э. П. Изох и др. (1957) отмечают, что в районах, где широко развита актинолитизация (бассейн р. Бачелазы, Таборное рудное поле и др.), почти не проявляется последующая турмалинизация, в то время как в районах интенсивного проявления последней (Адинское, Левое, Ленинградское и другие рудопроявления) актинолит распространен ограниченно.

К числу ранних же метасоматических преобразований эффузивов, субэффузивных образований и даек относятся пропицитизация и образование метасоматитов типа вторичных кварцитов.

Более интенсивно метасоматическое изменение рассматриваемых пород проявляется уже в связи с воздействием рудоносных растворов, когда оруденение развивается в толщах эффузивов и их туфов или когда дайки непосредственно контактируют с рудными телами, локализуясь в пределах рудоносных разрывных структур. В зависимости от конкретных условий, в первую очередь от типа оруденения, гидротермальные изменения выражаются в турмалинизации, окварцевании, хлоритизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации, сульфидизации и в некоторых других более редких типах. Обычно эти гидротермальные изменения накладываются на контактово- или автосоматически измененные породы.

В заключение краткой характеристики измененных пород оловяно-рудных месторождений Приморья следует подчеркнуть, что одни из этих пород могут рассматриваться как косвенные, другие — как прямые признаки оловянного оруденения. С этой точки зрения измененные породы могут быть разбиты на три основные группы:

1. Измененные породы, не имеющие прямой связи с оруденением.
2. Измененные породы, сопряженные с оруденением.
3. Собственно рудовмещающие измененные породы.

При оценке поискового значения тех или других типов измененных пород необходимо иметь в виду, что однотипные измененные породы в одних случаях будут косвенными, в других — прямыми признаками оловянного оруденения. Это, например, относится к биотитизированным, хлоритизированным и окварцованным породам, которые, с одной стороны, возникают в контактовых ореолах интрузий, а с другой — связаны с различными стадиями гидротер-

мального процесса. Задача дальнейших исследований — выявление надежных критериев различия контактовых и гидротермальных метасоматитов.

СВЯЗЬ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ДРУГИМИ ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Выше отмечалось, что одной из основных особенностей оловянного оруденения Приморья является тесное сочетание здесь всех генетических групп оловорудных месторождений. Это сочетание носит не только пространственный, но и генетический характер, и следует отметить еще раз, что с разными генетическими группами оловорудных месторождений в целом связаны и разные полезные ископаемые. В табл. 18 с использованием данных М. П. Материкова показаны наиболее характерные ассоциации элементов, один из которых наряду с касситеритом дают в рудах самостоятельные минеральные формы, другие же присутствуют только в качестве примесей в отдельных минералах оловянных руд. При этом первые из них образуют не только самостоятельные минералы, но и примеси в других минералах. Однако и в том и в другом случае они играют определенную роль, отмечая специфические особенности отдельных типов и формаций руд или являясь связующим звеном между месторождениями различных формаций и типов полезных ископаемых, подчеркивая их генетическое единство.

Перечисленные в табл. 18 ассоциации элементов, дающие самостоятельные минеральные виды, развиваются часто вместе с оловом в одних и тех же месторождениях и рудных телах, но нередко они обособляются в самостоятельные месторождения или рудопроявления, являясь при этом членами генетически родственных рудных комплексов, сформированных в определенную металлогеническую эпоху. Подобные рудные комплексы, объединяющие оруденение различных формаций и разных типов полезных ископаемых, в наиболее контрастной форме возникают при формировании оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы, когда вмещающие карбонатные породы оказывают активное влияние на весь ход постмагматического рудообразующего процесса. В Приморье к числу таких рудных комплексов, представляющих пример группы совмещенных рудных формаций (Томсон, Константинов, 1961), относится своеобразный рудный комплекс, развитый в южной части Ханкайского массива, где он связан с интрузивной деятельностью байкальской металлогенической эпохи (см. стр. 36—41). Последовательно сформированные рудные образования этого комплекса включают оловорудные месторождения и рудопроявления различных формаций и типов, которые на небольшой площади пространственно ассоциированы с железорудными скарнами, флюоритовыми, цинковыми и свинцово-цинковыми рудами и с некоторыми редкими металлами. Характерно, что все рудные образования комплекса в той или иной степени оловоносны, что наряду с другими общими минералого-

Основные ассоциации олова с другими элементами в оловорудных месторождениях Приморья

Генетические группы	Основные ассоциации элементов, дающие совместно с касситеритом самостоятельные минеральные формы										Основные ассоциации элементов, присутствующие в качестве примесей в минералах оловянных руд					
	Ta, Nb	W, Mo	Bi	As	Fe	Zn Pb (Cu) Ag	Sn Sb Hg	F	In (Cd)	Hg Sb	Bi	Ag	Ta Nb	Sc Y	Ba Sr	
Силикатно-кварцевая	Оловорудные формации															
	Оловоносные пегматиты															
	В	Г	В	В				Г			В		В	В		
Силикатно-карбонатная	Оловоносные скарны															
	Касситерит-флю-силикатная															
	В	В	В	В	В	В	В	Г			В		В	В	В	
Силикатно-сульфидная	Касситерит-карбонатно-сульфидная															
	Касситерит-силикатная															
		В	В	Г	Г	Г	В			В	Г	Г	Г	Г	В	
Силикатно-сульфидная	Касситерит-сульфидная															
	Касситерит-сульфидная															
			В	Г	Г	Г	Г	В	Г	Г	Г	Г	Г	Г	В	

Примечание. Г—главные, В—второстепенные.

геохимическими чертами является свидетельством генетического единства этого комплекса, связанного пространственно и генетически с обнажающимися интрузиями так называемых вознесенских гранитов.

Кроме олова, самостоятельное промышленное значение в составе комплекса получили флюорит, цинк, в меньшей степени — железо, свинец, вольфрам и некоторые другие металлы. Месторождения и рудопроявления всех этих полезных ископаемых обычно локализируются в непосредственных экзоконтактах интрузий вознесенских гранитов или внутри последних. В размещении отдельных типов оруденения при этом устанавливается некоторая зональность, но чаще наиболее крупное оруденение того или иного типа пространственно обособляется, что, по-видимому, может быть объяснено отчетливой специализацией локальных рудоносных очагов. Подобная специализация, очевидно, и обусловила возникновение обособленных рудных формаций, одни из которых непосредственно связаны с конкретными интрузиями гранитов, другие же имеют своим источником более глубинные рудоносные очаги, находясь с этими интрузиями в парагенетической связи. Локальные рудоносные очаги, возможно, характеризовались различным режимом и временем отделения летучих компонентов и располагались на разной глубине, о чем, в частности, может свидетельствовать разный вертикальный размах оруденения, неизменно возрастающий по мере развития общего рудообразующего процесса. Так, например, ограниченное распространение по вертикали имеют кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы чапаевского и оловоносные грейзены Пограничного месторождений, генетически связанные непосредственно с вмещающими их интрузиями вознесенских гранитов. Более позднее оруденение касситерит-флюо-силикатной формации Ярославского месторождения, локализованное в экзоконтакте интрузий, имеет уже значительно большую глубину, а наиболее удаленное от интрузии оруденение этой же формации Первомайского месторождения характеризуется максимальным распространением на глубину (свыше 500 м).

Таким образом, при развитии оловянного оруденения в районах, сложенных толщами карбонатных пород, это оруденение, с одной стороны, приобретает свои специфические отмеченные выше особенности, а с другой — тесно ассоциирует с другими типами оруденения. Эта характерная черта металлогении олова, представленного оруденением силикатно-карбонатной группы, должна учитываться при разного рода прогнозно-металлогенетических построениях, так как даже слабооловоносные проявления других полезных ископаемых могут служить индикаторами собственно оловянного оруденения.

Генетически связанные рудные комплексы возникают и при формировании оловянного оруденения силикатно-сульфидной группы, особенно ее касситерит-сульфидной формации, когда это оруденение развивается среди толщ песчано-сланцевых пород. Месторождения касситерит-сульфидной формации в Приморье часто являются комп-

лексными олово-свинцово-цинковыми и дают непрерывный переход от существенно оловянных до слабооловоносных или вообще не содержащих олова свинцово-цинковых месторождений. Существенно свинцово-цинковые рудные тела, иногда характеризующиеся повышенным содержанием серебра и присутствием ртути, обычно локализируются на периферии оловоносных полей или же формируют самостоятельные слабооловоносные рудные поля. В том и другом случаях подобное оруденение, обычно имеющее небольшое промышленное значение по свинцу и цинку, может являться указанием на наличие в районе и более интересного с практической точки зрения касситерит-сульфидного оруденения.

Среди касситерит-сульфидных месторождений Приморья, кроме олово-свинцово-цинковых, иногда также отмечаются и олово-медные месторождения (Тернистое), в рудах которых медь имеет попутное промышленное значение. И хотя медь не очень характерный элемент металлогении Приморья, безоловянные медные проявления в отдельных случаях, по-видимому, генетически связаны с оруденением касситерит-сульфидной формации и должны соответствующим образом учитываться при рассмотрении металлогении олова Приморья.

В рудах месторождений силикатно-кварцевой группы Приморья наиболее постоянными спутниками олова являются вольфрам (главным образом, вольфрамит), менее молибден, висмут, мышьяк. Минералы этих металлов развиваются вместе с касситеритом в одних и тех же месторождениях, иногда обнаруживая при этом зональность отложения, или же получают развитие монометалльные рудопроявления, обязанные своим происхождением локальным металлоносным очагам.

Следует отметить, что для оловянного и вольфрамового оруденения в Приморье устанавливается одна характерная особенность, которая заключается в следующем. В специфически оловоносные байкальскую и альпийскую металлогенические эпохи олово и вольфрам проявились вместе в месторождениях силикатно-кварцевой и силикатно-карбонатной групп и в значительно меньшем масштабе — в месторождениях силикатно-сульфидной группы. При этом в подавляющем большинстве случаев вольфрам присутствует в форме вольфрамита, который иногда подвергается гипогенному замещению шеелитом. Масштабы вольфрамового оруденения по сравнению с оловянным менее значительны, в связи с чем вольфрам в основном является попутным компонентом оловянных руд (Первомайское месторождение), а в большинстве же случаев (силикатно-сульфидная группа месторождений) представляет лишь минералого-геохимический интерес. В киммерийскую же (тихоокеанскую) металлогеническую эпоху олово проявилось очень слабо, но зато большое значение приобрел вольфрам, основные концентрации которого заключены в шеелитовых скарнах в ассоциации с золотом и медью и с примесью никеля. В безоловянных рудопроявлениях кварцевой формации этой эпохи вольфрам отмечается также в

форме шеелита, который сопровождается небольшим количеством золота и молибденита. В таких рудопроявлениях молибден иногда почти полностью сосредоточивается в виде изоморфной примеси в шеелитах, где содержание его достигает 6—7% (Ю. Г. Иванов, 1966_{1,2}).

Соотношение оловянного оруденения и менее типичных для Приморья молибденового, сурьмяно-ртутного и золотого оруденения характеризуется следующими особенностями.

В условиях специфически оловоносной, менее полиметаллической и вольфрамоносной области Приморья молибденовое оруденение пользуется ограниченным распространением и практического значения не имеет. По-видимому, это является следствием общей особенности металлогении молибдена, который, как показали Н. А. Хрущов и В. Г. Покалов (1960), не характерен для оловорудных и вольфрамовых провинций, за исключением некоторых металлогенических областей герцинской складчатости (Восточная Австралия, Горный Алтай, Казахстан). В качестве попутного компонента молибденит иногда присутствует в рудах месторождений и рудопроявлений силикатно-кварцевой и отчасти силикатно-карбонатной групп. Более же заметные концентрации молибдена, образующего самостоятельные рудопроявления часто в ассоциации с медью, локализованы за пределами собственно оловоносных зон и сосредоточены в прибрежной части Приморья, где они связаны с конечными кислыми дериватами позднемелового интрузивного и эффузивного магматизма. На существование в прибрежной части Приморья обособленного медно-молибденового рудоносного (или металлогенического) пояса указывали Е. А. Радкевич, М. П. Материков и другие исследователи. Заслуживает внимания также и тот факт, что именно в прибрежной части Приморья устанавливается достаточно четкая существенно молибденовая специализация отдельных интрузивов гранитоидов.

Золотое оруденение в Приморье, как и основная масса молибденового оруденения, развито пространственно обособленно от оловянного. Лишь в единичных случаях, отмеченных выше, устанавливается совместное присутствие в рудах золота и олова. По-видимому, основная масса золотого оруденения связана с герцинской и киммерийской (тихоокеанской) металлогеническими эпохами, для которых олово в Приморье не характерно. Для золота наиболее типична ассоциация его с вольфрамом, особенно в составе руд формации шеелитоносных скарнов.

Соотношение оловянного и сурьмяно-ртутного оруденения в Приморье изучено недостаточно из-за общего слабого развития здесь сурьмы и ртути. Как полагают З. В. Сидоренко и С. Н. Петровский, обобщившие в недавнее время материалы по сурьмяно-ртутному оруденению Приморья, это оруденение, замыкая здесь общий процесс эндогенной минерализации альпийской эпохи, оторвано во времени от проявления более раннего оловянного и полиметаллического оруденения. Это, по их мнению, подтверждает

структурно-металлогеническая разобщенность между сурьмяно-ртутной и другими типами минерализации, причем эта пространственная разобщенность является следствием связи сурьмяно-ртутного с одной стороны и олово-полиметаллического оруденения — с другой с различными металлоносными очагами, находившимися на разных уровнях глубинности.

Несколько ранее к аналогичному выводу о соотношении касситерит-сульфидной и кинноварной формаций Сихотэ-Алиня пришли И. Н. Томсон и Р. М. Константинов (1961). Присутствие ртути, установленное в рудах ряда месторождений Приморья (Тернистое, Силинское, Кимовское и др.), а также проявление на некоторых месторождениях (Кимовском) поздней кварц-антимонитовой стадии, немногочисленные прожилки которой занимают изолированное пространственное и структурное положение, по мнению указанных исследователей, может рассматриваться как результат наложения сурьмяно-ртутной формации на обособленные более ранние оловополиметаллические формации.

Вместе с тем Ю. Н. и Э. М. Размахнины (1966) отмечают, что зональное расположение оловянной и сурьмяно-ртутной минерализации по отношению к Бикино-Вакскому криптобатолиту может свидетельствовать о генетической связи между оловорудными и сурьмяно-ртутными формациями, проявленной на разных стадиях единого рудообразующего процесса.

По мнению автора, основная масса ртутного оруденения в Приморье не имеет генетической связи с оловянным оруденением. Наиболее позднее проявление ртути в общем рудообразующем процессе, структурная обособленность этого оруденения, связь ртути в других районах с крупными разломами, контролирующими интрузии ультрабазитов, специфические геохимические особенности ртути, выражающиеся в высокой подвижности ее соединений, — все это, вместе взятое, скорее говорит о том, что ртутное оруденение в Приморье, по-видимому, является предвестником тех базальтовых излияний, которые завершили собой магматическую деятельность этой территории. Иными словами, основная масса ртутного оруденения имеет своими источниками наиболее глубинные очаги, сравнимые по глубине залегания с источниками базальтовых излияний, в то время как оловоносные рудные очаги располагались на значительно более высоком уровне. При этом не исключается, что какая-то часть ртути, по-видимому, весьма незначительная, могла проявиться и на заключительной стадии олово-свинцово-цинкового оруденения Приморья, дав своего рода «пыль» на флангах олово-свинцово-цинковых рудных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Приморья отчетливо вырисовываются многие важные особенности металлогении олова и геологии месторождений различных оловорудных формаций.

1. В истории развития рудоносности Приморья олово принадлежит к числу сквозных элементов, что выражает главную региональную особенность металлогенической специализации в целом всего Сихотэ-Алиня. При этом максимумы концентрации олова устанавливаются только в связи с байкальской и в большей степени — с заключительной альпийской металлогеническими эпохами. На примере Приморья значительно расширен возрастной диапазон оловянного оруденения Тихоокеанского рудного пояса, для которого, начиная с работ С. С. Смирнова, принимался преимущественно мезозойский возраст оловянной и других типов минерализации. Вместе с тем это не нарушает отмечавшуюся рядом исследователей тенденцию к увеличению масштабов оловянного оруденения от древних к более поздним металлогеническим эпохам. Домезозойское оловянное оруденение, кроме Приморья, где оно локализовано в южной части Ханкайского массива — наиболее древней геотектонической структуре, известно также на Буреинском массиве, где палеозойские граниты сопровождаются оловоносными пегматитами, а также залегающими в известняках и доломитах оловоносными скарнами, буланжеритовыми залежами и оталькованными касситеритсодержащими доломитами (месторождение Биджанское).

2. Основная масса оловянного оруденения в Приморье, как и в других районах Тихоокеанского пояса, была сформирована в конечные (послескладчатые) стадии соответствующих геосинклинальных циклов, в то время как рудоносность ранних стадий здесь почти не проявлена, а для средних стадий (киммерийская эпоха) характерно развитие шеелитоносных скарнов, сопровождаемых золотом и содержащих лишь незначительную примесь олова.

3. Для территории Приморья характерна региональная зональность в размещении различных интрузивных комплексов и связанных с ними оловорудных месторождений разных генетических групп и формаций, что давно уже отмечалось рядом исследовате-

лей (Г. П. Волярович, Е. А. Радкевич, М. П. Материков, Э. П. Изох и др.). Развитие подобной зональности, сходной, как это показал М. П. Материков (1964), с металлогенической зональностью Северо-Западной Якутии и некоторых других районов, позволяет установить специфические условия формирования тех или других генетических групп оловянного оруденения и наметить существование определенных связей между этими группами. На примере Приморья отчетливо устанавливается, что различные группы оловянного оруденения проявляются в разной тектоно-магматической обстановке, которая и обуславливает специфику этого оруденения. Общепризнанные элементы региональной поясовой зональности в Приморье — металлогенические зоны, в пределах которых локально сконцентрированы месторождения и рудопроявления с одной стороны силикатно-кварцевой, с другой — силикатно-сульфидной групп. Основная масса месторождений и рудопроявлений олова силикатно-кварцевой группы сосредоточена в металлогенической подзоне Центрального структурного шва¹. Последний служит границей, отделяющей Главной антиклинорий от Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Центральный структурный шов вместе с оперяющимися его разломами вмещает достаточно многочисленные батолитоподобные интрузии биотитовых гранитов и гранодиоритов, сопровождающихся дополнительными более мелкими интрузиями мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, аплитов и других кислых пород. С этими гранитоидами пространственно и генетически связаны многочисленные месторождения и рудопроявления олова (иногда с вольфрамом, молибденом и некоторыми другими металлами) силикатно-кварцевой группы, преимущественно касситерит-кварцевой формации, которые чаще локализируются внутри интрузивных тел. В экзоконтактах интрузий иногда развивается оруденение переходной касситерит-кварц-сульфидной формации, которое, как подчеркивает М. П. Материков (1964₂), обычно сопровождается лампрофировыми дайками и является более поздним, чем оруденение касситерит-кварцевой формации.

К востоку от Центрального структурного шва, в Главном синклинории, крупные разломы затухают в мощных толщах мезозойских песчано-сланцевых пород, и в связи с этим на смену крупным батолитоподобным интрузиям приходит многочисленные «малые» интрузии, сложенные пестрым комплексом изверженных пород. Эти интрузии обычно группируются в линейно вытянутые разнонаправленные цепочки, которые, по мнению большинства исследователей, являются отражением скрытых разломов фундамента, слабо проявленных в верхнем структурном этаже. Одновременно с изменением характера магматизма происходит смена и характера оловянного оруденения. В удалении от структурного шва получают широкое развитие месторождения и рудопроявления силикатно-

¹ В работах Е. А. Радкевич (1956₂, 1958₂) эта подзона названа Сидатунской олово-вольфрамово-золотоносной подзоной Центрального структурного шва, в работах М. П. Материкова (1964₂) — Центральной оловянно-вольфрамовой зоной.

сульфидной группы как касситерит-силикатной (в основном хлоритового, менее турмалинового типов), так и касситерит-сульфидной формации. На еще большем удалении от структурного шва развиваются уже свинцово-цинковые слабо- или вообще неоловоносные месторождения и рудопроявления (Материков, 1960₃, 1964₂). По представлениям Е. А. Радкевич и М. П. Материкова, отмеченные месторождения образуют здесь линейно вытянутые субпараллельные Центральному шву Главную оловоносную и Прибрежную олово-полиметаллическую зоны¹.

Как показали региональные металлогенические работы автора, проведенные совместно с А. И. Бурдэ и Ю. Н. Размахиним, подобные представления о региональной зональности отражают лишь самые общие тенденции в размещении оловянного оруденения. В действительности же линейно вытянутые металлогенические зоны не представляют полос непрерывного или хотя бы равномерно распределенного в пространстве оруденения. Наоборот, площади с концентрированным оловянным оруденением по простиранию металлогенических зон сменяются значительными безрудными или слаборудоносными площадями. На территории Приморья решающую роль в распределении основной массы оловянного оруденения сыграл не сам по себе Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, а его отдельные внутренние структуры, которые были сформированы в ходе всего геосинклинального цикла развития этой территории. Такими внутригеосинклинальными структурами, в пределах которых сосредоточено основное оловянное оруденение, здесь явились Иманская и Прибрежная структурно-формационные зоны, представляющие собой в различной степени выраженные поднятия, особенно отчетливо обособившиеся в предрудную позднюю стадию геосинклинального цикла. В пределах же зон опусканий, к числу которых в Приморье относятся Кемская и частично Верхне-Бикинская структурно-формационные зоны, оловянное оруденение развито слабо, особенно во внутренней части Кемской зоны.

Характерно при этом, что и вдоль Центрального структурного шва оловянное оруденение силикатно-кварцевой группы локализовано преимущественно на тех отрезках этого шва, которые пересекают зоны поднятий, причленяющиеся по диагонали ко шву с востока.

4. Зоны поднятий и опусканий Главного синклинория разделяются глубинными разломами, которые представляют собой системы надвигов, характеризующихся общим падением на юго-восток (в сторону моря). Такими разломами здесь являются Колумбинский и Прибрежный (Тетюхинский), отделяющие соответственно Иманскую и Прибрежную зону от Кемской зоны. Эти разломы имеют важное рудоконтролирующее значение, так как именно вблизи них во внутригеосинклинальных поднятиях локализовано наиболее

¹ Е. А. Радкевич (1956₂) называет Главную зону Восточно-Сихотэ-Алинской оловоносной зоной, выделяя в ее составе Водораздельную олово-полиметаллическую подзону.

важное оловянное оруденение силикатно-сульфидной группы. К Колумбинскому разлому тяготеют месторождения Зимнее, Дальнетаежное, Тернистое, Средне-Микулинское, Трапедия, Верхне-Арминское, а к Прибрежному — месторождения Синанча, Смирновское, Левицкое, Хрустальное, Верхнее, Лифудзинское, Новогорское, Нижнее, Юбилейное и др. С удалением от разломов интенсивность оловянного оруденения значительно уменьшается.

5. Приуроченность оловянного оруденения преимущественно к зонам внутригеосинклинальных поднятий, особенно к границам их с соседними зонами опусканий, является следствием особенностей глубинного строения этих участков земной коры, что выражается в наличии определенной зависимости между характером гравитационного и геомагнитного полей и участками максимального развития оловоносности. При анализе карт региональных гравитационного и геомагнитного полей Приморья устанавливается, что зоны поднятий выделяются четко выраженными (иногда интенсивными) минимумами силы тяжести, проявленными на общем отрицательном гравитационном поле, характерном в целом для всего Главного синклинория. Эти минимумы, по мнению Р. Г. Кулинич, фиксируют главные магматические центры, выражающиеся в наличии на глубине скрытых крупных интрузий гранитных пород. На основании специально проведенных расчетов глубина залегания кровли этих интрузий определяется не превышающей 1000 м. Пространственное положение скрытых интрузий определяется приуроченностью их к разломам, разделяющим зоны поднятий и опусканий. Эти разломы четко фиксируются протяженными гравитационными ступенями, падение величины силы тяжести по которым происходит в сторону скрытых интрузий, локализованных со стороны лежачего бока разломов. Установленные по геолого-геофизическим данным эти разломы, сопряженные (или пересекающиеся) с Центральным структурным швом, сыграли, таким образом, первостепенную роль как главные магмо- и рудоконтролирующие структуры глубокого заложения.

6. В зонах разломов, разделяющих внутригеосинклинальные поднятия и опускания Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Ю. М. Викуловым, И. О. Антушевичем и А. И. Бурдэ отмечена еще одна характерная особенность в пространственном распределении оловянного оруденения. Устанавливается, что некоторые оловянные месторождения (Зимнее, Средне-Микулинское и другие около Колумбинского разлома, Смирновское, Новогорское, Лифудзинское и Тумбайцинское около Прибрежного разлома) удалены от самих зон разломов в сторону их лежачего бока на расстояние до 25—30 км. При этом они оказываются приуроченными к субмеридиональным сдвигам, оперяющим со стороны лежачего бока северо-восточные разломы (надвиги). Эти субмеридиональные сдвиги отмечаются локальными гравитационными ступенями, фиксирующими какие-то глубинные структуры земной коры, природа которых в настоящее время не выяснена.

7. Развитие магматизма, с которым связано оловянное оруденение, в зоне Центрального структурного шва и в зонах внутригеосинклинальных разломов шло неодинаковыми путями. В пределах Центрального шва, представлявшего хорошо проработанную структуру, оловоносная магма получила доступ в верхний структурный этаж, где были образованы батолитоподобные интрузии, с которыми пространственно и генетически связано оловянное оруденение силикатно-кварцевой группы. В связи с относительно быстрым подъемом магмы последняя не испытала существенной контаминации, и влияние вмещающих пород на состав магматических пород проявилось лишь в сравнительно неширокой зоне эндоконтактов интрузий. По этой же причине магма не испытала и длительной глубинной дифференциации, которая отмечалась лишь на месте становления интрузий и выразилась в отщеплении продуктов, давших дайки кислых пород и пневматолито-гидротермальные дистилляты, сформировавшие в апикальных частях интрузий или в близких надинтрузивных зонах оруденение силикатно-кварцевой группы. В противоположность этому разломы, разделявшие зоны поднятий и опусканий Главного синклинория, в верхнем структурном этаже были развиты слабо, в связи с чем доступ оловоносной магмы к поверхности был затруднен. Это обусловило то, что, находясь в глубинных условиях, оловоносная магма имела длительный контакт с вмещающими породами, ассимилировала последние и приобрела гибридный характер. Вместе с этим очаги гибридной оловоносной магмы испытали и длительную глубокую дифференциацию, результатом которой явилось возникновение пестрого по составу комплекса «малых» интрузий, представленных основными и средними по составу породами и более поздними гранитами, вплоть до ультракислых аляскитовых разновидностей, а также многочисленного ряда дайковых пород. Эти же очаги оловоносной гибридной магмы дали и рудоносные растворы, сформировавшие в верхнем структурном этаже оловянное оруденение силикатно-сульфидной группы, которое, таким образом, находится в парагенетическом соотношении с «малыми» интрузиями. Это оруденение, имея своим источником глубоко залегающие рудоносные очаги, отличается большим вертикальным размахом, в то время как оруденение силикатно-кварцевой группы, связанное с конкретными интрузиями, характеризуется обычно небольшим распространением на глубину. С кислыми породами ряда «малых интрузий» генетически ассоциируется лишь слабо проявленное оловянное оруденение, по типу относящееся к силикатно-кварцевой группе.

Таким образом, в альпийскую металлогеническую эпоху оловянное оруденение Приморья, относящееся к силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной группам, было сформировано на близких глубинах, но имело своим источником рудоносные очаги, находившиеся на разной глубине, что и является главной причиной различной протяженности оловянного оруденения этих двух групп по вертикали. Глубина становления оловоносных интрузий и образования

оловорудных месторождений, по данным Ю. Н. Размахнина и других исследователей, колебалась от 500 до 3500 м от древней поверхности.

8. Территория Приморья представляет характерный пример пространственного совмещения оловянного оруденения различных генетических групп, локализованных в разных тектоно-магматических зонах. При этом устанавливается генетическое родство оловянного оруденения различных формаций, связанного с общим глубинным оловоносным магматическим источником, как это было только что показано для силикатно-кварцевого и силикатно-сульфидного оруденения альпийской металлогенической эпохи.

Специфическое по своим особенностям оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы по характеру связей с магматизмом может рассматриваться как промежуточное между оруденением силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной групп.

В Приморье оруденение силикатно-карбонатной группы проявилось главным образом в связи с байкальской металлогенической эпохой. Оловянное оруденение этой группы здесь входит в состав длительно развивавшегося сложного рудного комплекса, генетически связанного с вознесенским интрузивным комплексом. Олово в составе этого рудного комплекса представлено различными рудными формациями, сформированными на разных стадиях развития общего постмагматического процесса. Наиболее близкую генетическую связь с интрузивными гранитами здесь обнаруживает оловянное оруденение, относящееся к силикатно-кварцевой группе и проявленное главным образом в апикальных частях интрузий и реже в песчано-сланцевых породах их экзоконтактов. Более позднее оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы, связанное с более глубинными рудоносными очагами тех же интрузий и отделенное от силикатно-кварцевого оруденения внедрением даек порфириров, характеризуется многими специфическими особенностями, связанными с формированием его в карбонатных вмещающих породах.

Основные особенности оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы Приморья следующие:

а) тесная пространственная связь оловянного оруденения, вплоть до наиболее позднего, с выходами рудоносных вознесенских гранитов, что сближает оруденение этой группы с оруденением силикатно-кварцевой группы;

б) частое наложение или совмещение различных типов оруденения в пределах локальных рудоносных участков или даже в отдельных рудных телах;

в) богатство многих типов руд минералами фтора и бора, свидетельствующими о высокой насыщенности летучими рудоносными очагов; характерно при этом, что в Приморье фтор является типоморфным элементом для оловянного оруденения силикатно-кварцевой группы, в то время как бор наиболее характерен для оруденения силикатно-сульфидной группы;

г) сложная общая морфология рудных тел, подчеркиваемая не менее сложным внутренним строением этих тел;

д) широкое развитие метасоматоза при формировании собственно рудных оловоносных образований;

е) сложный минеральный состав руд, обладающий чертами сходства с составом руд как силикатно-кварцевой, так и силикатно-сульфидной групп, причем по валовому минеральному составу оруденение этой группы ближе стоит к оруденению силикатно-сульфидной группы в связи с относительно широким развитием железистых силикатов и сульфидов;

ж) своеобразный характер изменений вмещающих пород, не свойственный в связи с иным составом вмещающих пород двум другим группам оловянного оруденения.

Эти и некоторые другие особенности оловянного оруденения силикатно-карбонатной группы, как показал М. П. Материков (1964), характерны не только для Приморья, но и для других оловоносных районов, где такое оруденение развивается в толщах карбонатных пород (провинции Гедзю в Южном Китае, Аляска, Средняя Азия и др.). Наиболее сходными чертами с оловоносным районом Гедзю Южного Китая (при несколько более высокотемпературном общем облике рудной минерализации) обладает оловянное оруденение силикатно-карбонатной группы Приморья.

Отмеченные особенности оруденения силикатно-карбонатной группы являются следствием влияния карбонатных пород, которые, как было показано выше, с одной стороны, обуславливают зарождение в глубинных условиях своеобразного рудоносного очага, где происходила ассимиляция магмой карбонатных и железо-магнетитовых пород, нарушившая нормальный ход дифференциации магмы и способствовавшая возникновению рудных очагов, богатых летучими соединениями, а с другой — карбонатные породы уже в верхнем структурном ярусе, на месте становления интрузий, оказали быстрое нейтрализующее влияние на рудоносные растворы при выходе их из интрузий в зону рудоотложения.

Таким образом, приведенные данные по металлогении и некоторым общим вопросам геологии месторождений олова Приморья дают основание для более целеустремленного планирования и направления дальнейших поисковых работ на олово. Исходы из степени изученности территории Приморья наиболее надежной научной базой для проведения этих работ следует считать крупномасштабные прогнозно-металлогенические карты.

ЛИТЕРАТУРА

Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. Изд-во «Книжное дело», Хабаровск — Владивосток, 1928.

Антушевич И. И., Лахнюк В. С., Николаев М. М., Сапрыкин Е. П. Геологические предпосылки расширения сырьевой оловорудной базы в Кавалеровском рудном районе. В сб. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.

Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. Докл. АН СССР, т. 109, № 3, 1956.

Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). «Геохимия», 1966, № 2.

Бурдэ А. И. Структурно-магматические факторы контроля редкометаллового и полиметаллического оруденения в Арму-Иманском районе. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. I. Владивосток, Примиздат, 1960.

Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г. О связи разрывной тектоники различных структурных этажей Приморья. «Советская геология», 1964, № 5.

Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г. О структурно-фаціальном и металлогеническом районировании Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Сб. «Вопросы геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса», ДВ геол. ин-т СО АН СССР. Владивосток, Примиздат, 1966.

Бурдэ А. И., Мостовой В. К. Структурно-фаціальное районирование средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», 1965, № 4.

Беляевский Н. А. К геологии и оловоносности среднего Сихотэ-Алиня. Мат-лы по геол., минер. и полезн. ископ. СССР. Тр. ВСЕГЕИ, 1953.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.

Беляевский Н. А., Ицксон М. И. Очерк региональной металлогении олова Юго-Западного Приморья. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2, 1955.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А. История тектонического развития Сихотэ-Алиня. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. I. Владивосток, Примиздат, 1960.

Берсенева И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10. Владивосток, Примиздат, 1959.

Берсенева И. И. Западно-Приморский структурный шов. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Тезисы докл. на годичной сессии ДВ фил. СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1966.

Благодарева Н. С. Благодатненское месторождение как пример гидросиликатного типа оловорудной минерализации в скарнах. В сб. «Геохимия и минералогия магматогенных образований». Изд-во ДВ фил. СО АН СССР, Владивосток, 1966.

Василькова Н. Н. Метастабильный калевый полевой шпат и цеолит в рудах Дальнегаежного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1959.

Василькова Н. Н., Павловский А. Б. Изменения вмещающих пород на сульфидно-касситеритовых месторождениях Приморья. «Минеральное сырье», вып. I. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Василькова Н. Н., Теремецкая А. Г., Шацкая В. Т. Оловорудные месторождения, связанные с субвулканическими телами. «Советская геология», 1959, № 10.

Волярович Г. П. К проблеме редких и малых металлов Сихотэ-Алиня. Тр. ДВ геол. треста, вып. 63, 1935.

Волярович Г. П. Значение рудного поля Ольга — Тетюхе и дальнейшие задачи его изучения. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 33(1), 1939.

Волярович Г. П. Основные фазы складчатости ДВК. Тр. МГК, XVII сессия, т. 2, 1939.

Волярович Г. П. Типы оловорудных месторождений южной части Советского ДВ и их геологическая позиция. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1940.

Говоров И. Н. Метасоматическая зональность десиликатора при грейзенизации известняков. Докл. АН СССР, т. 119, № 3, 1958.

Говоров И. Н. Физико-химические особенности процессов грейзенизации карбонатных пород. В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1958.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интродуцирующих их гранитов. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Говоров И. Н. К геохимии высокотемпературных рудообразующих процессов. Бюлл. Тихоокеанск. ком. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1, Владивосток, 1962.

Говоров И. Н. Об изменении состава рудоносных дистиллятов в процессе кристаллизации гранитной магмы. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, Изд-во Чехословацкой АН, 1965₁.

Говоров И. Н. Физико-химические свойства водных растворов в глубинных условиях и пневматолитовая стадия в рудообразующем процессе. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, Изд-во Чехословацкой АН, 1965₂.

Говоров И. Н., Благодарева Н. С. Метасоматическая зональность в рудах флюоритовых месторождений Дальнего Востока. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10, Владивосток, Примиздат, 1959.

Готман Я. Д. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.

Готман Я. Д. О роли вмещающих пород при образовании магматогенных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Готман Я. Д., Руб М. Г. Сравнительная характеристика разновозрастных оловоносных гранитоидов Южного Приморья и некоторых других оловодных районов. «Советская геология», 1960, № 2.

Готман Я. Д., Фирсова О. П., Малахова В. М. Околожильные изменения в связи с процессом рудообразования касситеритово-сульфидных месторождений (на примере месторождения Хрустального). «Минеральное сырье», вып. 5, 1962.

Гречихин Н. А. и др. Месторождения олова капиталистических стран. М. Л., Гос. научн.-тех. изд-во нефть и горючотоплив. лит-ры, 1940.

Григорьев Ив. Ф. О характерных признаках оловоносных гранитов в районе Ононского и Зун-Ундурского оловянных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. МГРИ, вып. 20, 1940.

Григорьев Ив. Ф. Генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Геологическое положение, петрографические и петрохимические особенности мезозойских гранитоидов Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.

Громов Ю. Я. Дальний Восток. Декабрь. Геологическое строение СССР, т. 1, Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958₁.

Громов Ю. Я. Стратиграфия синяя и кембрия Южного Приморья. «Советская геология», 1958₂, № 6.

Громов Ю. Я. Метаморфизованные эффузивы в протерозое Южного Приморья и их геологическое значение. Бюлл. научн.-техн. инф. ВИМС, № 1(18), 1959₁.

Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. «Советская геология», 1959₂, № 12.

Громов Ю. Я. Кайнозойские наложенные мулдьы Уссури-Ханкайского срединного массива в Южном Приморье. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 27, 1960.

Гуров Л. П., Кондрашечкин В. Н. Зональность в распределении минералов на одном из оловянно-полиметаллических месторождений Приморья. В сб. «Геохимия и минералогия магматогенных образований». Изд-во ДВ фил. СО АН СССР, Владивосток, 1966.

Дубровский В. Н. Стадии минерализации и зональность касситерит-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток). В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, Изд-во Чехословацкой АН, 1963.

- Дубровский В. Н., Полохов В. П. Некоторые особенности структуры и зональность Хрустального оловянного месторождения. Мат-лы по геол. рудн. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Есин О. А. Расплавленные силикаты как микротетерогенные электролиты. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 6, 1948.
- Есин О. А. О строении расплавленных силикатов. «Успехи химии», т. 26, вып. 12, 1957.
- Ефимова М. И. Минеральные фации околорудных метасоматитов некоторых жильных оловянно-свинцово-цинковых месторождений Тетюхинского района. В сб. «Вопросы геол. северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Тезисы докл. на годичн. сессии ДВ фил. СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1966.
- Залищак Б. Л., Толлок А. А., Рачинская И. П., Кулдошин В. М. Щелочные породы Приморья. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.
- Знаменский Г. Б., Пополитов З. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в гранитоидах. В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов Б. А. Структурно-фацциальное районирование Южного Сихотэ-Алиня. «Советская геология», 1959, № 9.
- Иванов Б. А. Схема стратиграфии, регионального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
- Иванов Ю. Г. Структурные особенности одного оловорудного месторождения Приморья. Сообщ. ДВ фил. АН СССР, вып. 10, 1959.
- Иванов Ю. Г. Основные черты металлогении Ханкайского рудного района. Сообщ. ДВ фил. АН СССР, вып. 10, 1959.
- Иванов Ю. Г. О возрасте гранитоидов Приханкайского района. Инф. бюлл. Примгеолупр., № 2, 1961.
- Иванов Ю. Г. О возможной золотоносности некоторых докембрийских образований Приморья. Инф. бюлл. Примгеолупр. № 3, 1962.
- Иванов Ю. Г. Особенности магматизма и рудообразования в районах развития карбонатных толщ на примере Ханкайского рудного района Приморья. Тезисы докл. III Всесоюзн. петрограф. совещ., 1962.
- Иванов Ю. Г. Металлогенетические эпохи Приморья и их вольфрамоносность. В сб. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, Примиздат, 1966.
- Иванов Ю. Г. О вольфрамоносности и типах вольфрамового оруденения Приморья. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, Примиздат, 1966.
- Иванов Ю. Г., Бурдэ А. И. О структурно-формационном и металлогенетическом районировании Главного синклинория Сихотэ-Алиня. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, Примиздат, 1966.
- Иванов Ю. Г., Левашев Г. Б. Древние золотоносные конгломераты Приморья. «Советская геология», 1963, № 11.
- Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В., Олейник Ю. Н. К стратиграфии кембрия Приморья. Инф. бюлл. Примгеолупр. № 1, 1960.
- Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В. Минералогия Ханкайского района Приморского края. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.
- Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В. Минералогия Ханкайского рудного района Приморья. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов Ю. Г., Шкурко Э. И. Благодатненское месторождение олова. Ежегодник по результатам работ организ. МГиОН за 1956 г., вып. 4, 1958.
- Иванов Ю. Г. и др. Принципы и методика составления мелкомасштабной карты по олову и свинцу. В сб. «Принципы и методика составления металлогенетических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Изох Э. П. Малые интрузии Сихотэ-Алиня и их роль в размещении оловянного оруденения. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 2, 1955.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). («Советская геология», 1960, № 4.

Изох Э. П., Савченко Д. И. Геологическое строение и вопросы металлогении Верхнебикинского рудного района. Тр. ВСЕГЕИ, геол. и полезн. ископ. ДВ, вып. 1, 1955.

Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Ицксон М. И. Об оловоносности Дальнего Востока. Мат-лы ВСЕГЕИ, сер. полезн. ископ., вып. № 6, 1948.

Ицксон М. И. О пространственном размещении проявления оловоносности в южной части Советского Дальнего Востока. Тр. ВСЕГЕИ, сер. полезн. ископ., вып. 5, 1949.

Ицксон М. И. Основные черты металлогении Советского Дальнего Востока. «Советская геология», 1953, № 2.

Ицксон М. И. Распределение оловянных месторождений в складчатых областях. «Советская геология», 1953, № 1.

Ицксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в пределах северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1963, № 2.

Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 1.

Ицксон М. И. Некоторые черты геохимии и металлогении подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 1.

Ицксон М. И. Геохимические и металлогенетические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 11.

Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1966, № 1.

Ицксон М. И. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Ицксон М. И., Русаков А. К. Элементы-примеси в касситеритах месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.

Ицксон М. И., Русаков А. К. Индий в оловянных месторождениях Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 53, № 7, 1946.

Ицксон М. И. и др. Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.

Кабаков О. Н. Коренные и россыпные рудопоявления олова, вольфрама и молибдена Изм.-Сикчинского рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 2, 1955.

Кига́й И. Н. Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловянного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.

Кига́й И. Н. О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании на примере Лифудзинского месторождения. Мат-лы конф. молодых ученых Москно-рецкого р-на г. Москвы, посвящ. 40-летию ВЛКСМ, вып. 4. М., 1958.

Кига́й И. Н. Геологическая структура, минерализация и зональность оруденения Лифудзинского рудного поля. В сб. «Мат-лы по геол. рудн. месторожд. петрографии, минералогии и геохимии». М., изд-во АН СССР, 1959.

Кига́й И. Н. Особенности изменения минерального состава оловянных месторождений с глубиной на примере Лифудзинского рудного узла (Приморский край). Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1958—1959 гг. М., изд-во АН СССР, 1960.

Кига́й И. Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональности. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, изд-во Чехословацкой АН, 1963.

- Кига́й И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., изд-во «Наука», 1966.
- Кига́й И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., изд-во «Наука», 1966.
- Кига́й И. Н., Николаев С. В. О влиянии физических свойств гидротермально измененных пород на метасоматическое рудоотложение. «Геология рудных месторождений», т. 7, № 2, 1965.
- Кисляков Б. А. Месторождения оловянной руды в системе р. Имана в местности Сидатуи. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. ДВ, Изд-во ДВ фил. АН СССР, № 53, 1928.
- Кокорин А. М., Коростелев П. Г. Особенности околорудных метасоматитов Комсомольского района. Мат-лы ко II конф. по околорудному метасоматозу. ВСЕГЕИ, 1966.
- Колбин М. Ф., Смирнов А. М., Шехоркина А. Ф., Шехоркина И. А. Кембрийские и докембрийские отложения Южного Приморья и сопредельных территорий. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. М., изд-во АН СССР, 1960.
- Конюхов З. А. Картунский оловоносный район. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 14, 1935.
- Коренбаум С. А. Некоторые вопросы формирования оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализации в грейзеновых месторождениях. В сб. «Мат-лы ко II конф. по околорудному метасоматозу», ВСЕГЕИ, 1966.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. 2. М., изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов. Мат-лы ко II Всесоюзн. петрограф. совещ., 1958.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, изд-во Чехословацкой АН, 1965.
- Костерин А. В., Кизюра В. Е., Качановский В. М. Цирконий и гафний в касситеритах некоторых дальневосточных месторождений. В сб. «Геохимия и минералогия магматогенных образований». Изд-во ДВ фил. СО АН СССР, Владивосток, 1966.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. Докл. АН СССР, т. 117, № 3, 1957.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. Сб. тр. Вост.-Сиб. экп. М., изд-во АН СССР, 1953.
- Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. Элементы тектоники Ханкайского массива и его обрамления по геофизическим данным. «Геология и геофизика», 1967, № 1.
- Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. «Советская геология», 1959, № 2.
- Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., изд-во «Недра», 1965.
- Луговской Г. П., Матнас В. В., Тимофеев И. Н. Внутреннее строение массивов танталоносных гранитоидов и вопросы их метасоматической природы. В сб. «Мат-лы ко II конф. по околорудному метасоматозу». ВСЕГЕИ, 1966.

Лю Цзинь-синь, Ли Си-цзи. Характерные черты и закономерности минералообразования в месторождениях олова Гедзю провинции Юннань (на китайск. яз. с англ. резюме). Acta Geol. Sinica, v. 37, № 4, 1957.

Маракучиев А. А., Смирнов А. М. Рудно-петрологические комплексы докембрия северо-восточного выступа Китайской платформы. Мат-лы к I Всесоюз. конф. по металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 2. Владивосток, Примиздат, 1960.

Материков М. П. Россыпи оловянного камня в районе хребта Сихотэ-Алиня. «Советская геология», сб. 26, 1947.

Материков М. П. О некоторых различиях в формах связи касситерито-сульфидных месторождений с интрузиями (на примере Приморья). В сб. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Материков М. П. Особенности оловорудных месторождений Тихоокеанского рудного пояса в районах развития карбонатных толщ. Мат-лы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.

Материков М. П. Структурно-металлогенетические зоны и некоторые геологические особенности оловорудных месторождений Приморья. «Минеральное сырье», вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Материков М. П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород. «Советская геология», 1961, № 9.

Материков М. П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений. «Советская геология», 1964, № 11.

Материков М. П. Геологические условия появления специализированных оловоносных интрузий. В кн. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов». М., изд-во Недра, 1964.

Материков М. П. Группировка месторождений олова по промышленным типам. «Советская геология», 1966, № 8.

Материков М. П., Павловский А. Б. К вопросу о магматических источниках оруденения и об относительной глубине формирования месторождений касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций. «Советская геология», 1959, № 9.

Материков М. П., Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. М., изд-во «Недра», 1964.

Некрасов И. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях Северо-Восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). В сб. «Генетические проблемы руд», 1960.

Остроумов Р. Е. Дугообразные разломы Ольга-Тетюхинского района Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. Мат-лы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.

Павловский А. Б. Региональная зональность и зональность отдельных месторождений олова. В кн. «Проблемы постмагматическ. рудообразования», т. II. Прага, изд-во Чехословацкой АН. Прага, 1965.

Павловский А. Б., Василькова Н. Н. Происхождение биотитизации на касситерито-сульфидных месторождениях Приморья. Бюлл. ОНТИ ВИМСа, № 3(27), 1960.

Петрунь В. Ф. О тонкоигльчатом касситерите из Южного Приморья. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Радкевич Е. А. Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 134, сер. рудн. месторождений (№ 15), 1951.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.

Радкевич Е. А. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956₂.

Радкевич Е. А. Металлогения рудных районов или новое направление металлогенических исследований. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1958₁.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 19, 1958₂.

Радкевич Е. А. Опыт изучения металлогении рудных районов на примере Приморья. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1958₃.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1959₁.

Радкевич Е. А. О сульфостаннатах в касситеритово-сульфидном Синанчинском месторождении Южного Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 18, 1959₂.

Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. «Советская геология», 1960, № 10.

Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Тихоокеанской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. Мат-лы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960₂.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий. Прикладная геология. Вопросы металлогении (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 20). М., Госгеолтехиздат, 1960₃.

Радкевич Е. А. О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960₄.

Радкевич Е. А. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960₅.

Радкевич Е. А. Разрывные нарушения разных типов и их влияние на металлогенические особенности рудоносных территорий Тихоокеанского рудного пояса. Мат-лы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960₆.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и олово-полиметаллических месторождениях. Тезисы докл. на юбилейн. сессии, посвящ. 30-летию ДВ фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. II. Владивосток, 1962.

Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963₁.

Радкевич Е. А. Поиски скрытого оруденения в рудных районах разных типов. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963₂.

Радкевич Е. А. О химизме растворов при образовании оловорудных месторождений различных генетических типов. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, изд-во Чехословацкой АН, 1965.

Радкевич Е. А. Особенности метасоматоза в оловорудных и олово-полиметаллических месторождениях различных генетических типов. В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд-во «Недра», 1966.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н. О проявлениях динамометаморфизма руд в касситеритово-сульфидных месторождениях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н. Наложение слюдисто-флюоритово-голазовой минерализации на сульфидную минерализацию в Щербаковском рудном поле. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1959.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. «Советская геология», сб. 53, 1953.

Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. «Советская геология», 1966, № 3.

Размахнин Ю. Н. Некоторые особенности тектоники, магматизма и металлогении района среднего Имана в Центральном Сихотэ-Алине. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10, 1959.

Размахнин Ю. Н. К вопросу о литолого-фациальном контроле в размещении золоторудных, полиметаллических и редкометалльных рудопоявлений Арму-Иманского района Приморья. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.

Размахнин Ю. Н. О гранитизации северной части Ханкайского массива. В кн. «Первая научная сессия ДВ Совета по координации и планированию научных исследований», вып. 3 (геология и петрография). Владивосток, 1962.

Размахнин Ю. Н. О герцинской и киммерийской гранитизации в северной части Ханкайского массива. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 17. Владивосток, Примиздат, 1963.

Размахнин Ю. Н. К вопросу о выделении сипо-кембрийского интрузивного комплекса в северной части Ханкайского массива. Инф. сб. Прим. геол. упр., № 5. Владивосток, Примиздат, 1964.

Размахнин Ю. Н. Некоторые особенности магматизма зон активизации азиатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса (на примере Приморья). Докл. АН СССР, сер. геол., т. 169, № 1, 1966.

Размахнин Ю. Н. Татибе-Синанчинский интрузивный комплекс Среднего Сихотэ-Алия. В сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». Тезисы докл. на I ДВ Петрографическом совещании. Хабаровск, 1967.

Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алия и их структурно-металлогеническом значении. В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М. изд-во «Наука», 1966.

Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальная подзоны Среднего Сихотэ-Алия и разделяющий их дуговой разлом. «Советская геология», 1967, № 1.

Размахнин Ю. Н. и др. Троицкий телеорогенный интрузивный комплекс Приморья. В сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». Тезисы докл. на I ДВ Петрографическом совещании. Хабаровск, 1967.

Руб М. Г. Граниты гродековского и марьяновского комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ, вып. 3, 1956.

Руб М. Г. Взаимоотношение жильных пород с оруденением в юго-западной части Приморского края. «Советская геология», сб. 51, 1956.

Руб М. Г. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1956.

Руб М. Г. Влияние вмещающей среды на формирование интрузивных пород и постмагматических образований в Приханкайском районе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.

Руб М. Г. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 5, 1957.

Руб М. Г. Закономерности формирования верхнепалеозойских гранитоидов Юго-Западного Приморья в связи с оруденением. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21, 1958.

Руб М. Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере Южного Приморья). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.

Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.

Руб М. Г. О щелочных интрузивных породах Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

Руб М. Г., Готман Я. Д. О связи оруденения с интрузивными породами (на примере Приханкайского района). В кн. «Магматизм и связь с ним оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Руб М. Г., Онихимовский В. В. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 62, 1962.

Русаков М. П. Основные черты геологии, тектоники и металлогении Южного Приморья ДВК. «Проблемы советской геологии», 1937, № 5—6.

Рябов В. К. Парагенетические ассоциации турмалина в оловорудных месторождениях Приморья. Мат-лы ко II конф. по околорудн. метасоматозу. ВСЕГЕИ, 1966.

Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.

Смирнов А. М. Особенности развития области стыка Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат, 1960.

Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., изд-во АН СССР, 1963.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. (Докл. советск. геологов на XXI сессии Международн. геол. конгресса. Проблема 16) М., Госгеолтехиздат, 1961.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Особенности металлогении Северо-Западной части Тихоокеанского пояса. Вестн. Московск. ун-та, № 5, 1966.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1937.

Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. «Советская геология», сб. № 3, 1941.

Смирнов С. С. Некоторые задачи дальнейшего изучения вольфрамово-оловянного оруденения Забайкалья. «Советская геология», сб. № 3, 1941.

Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.

Смирнов С. С. К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья. Избранные труды. М., изд-во АН СССР, 1955.

Степанов Б. Л. Роль Восточно-Сибирского края в оловянной проблеме СССР. Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 4, 1933.

Толок А. А. Особенности пространственного размещения и генезиса месторождений Октябрьского рудного поля. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10. Владивосток, Примиздат, 1959.

Толок А. А. Геология, структура, минералогия и генезис месторождений Октябрьского рудного поля (автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. г-м. наук). Владивосток, 1959.

Толок А. А. Изменение плана деформации в процессе формирования структур Нижне-Молодежного месторождения. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10. Владивосток, Примиздат, 1959.

Толок А. А. Вторичные изменения изверженных пород в зоне Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Тезисы докл. на годичной сессии ДВ фил. СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1966.

Толок А. А., Размахнин Ю. Н. Контактво-метасоматические и метасоматические роговики Сихотэ-Алиня и их парагенетический анализ. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Тезисы докл. на годичной сессии ДВ фил. СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1966.

Толок А. А., Федчин Ф. Г. Метасоматическая зональность на оловорудных месторождениях Дальнего Востока. Мат-лы ко II конф. по околорудному метасоматозу. ВСЕГЕИ, 1966.

Томсон И. Н., Полохов В. П. Сравнительная характеристика месторождений касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций Кавалеровского рудного района. Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса. Владивосток, 1960.

Томсон И. Н., Константинов Р. М. О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного поля. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Фаворская М. А. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий монзонитового типа некоторых районов Дальнего Востока. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.

Фаворская М. А. О связи оловянного оруденения с магматизмом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.

Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.

Фаворская М. А. Отношение редкометалльного и полиметаллического оруденения к интрузивным и эффузивным формациям в некоторых районах Тихоокеанского пояса. «Советская геология», 1959, № 12.

Фаворская М. А. и др. Новые данные о связи магматизма с оруденением в пределах Тихоокеанского рудного пояса. «Мат-лы к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 2. Владивосток, 1960.

Фаворская М. А. Роль магматизма в образовании редкометалльного и полиметаллического оруденения. В кн. «Петрограф. провинц., изверж. и метаморфич. гор. породы». МГК, XXI сессия. Изд. АН СССР, 1960.

Фаворская М. А. К вопросу о взаимоотношениях эндогенного оруденения с эффузивными формациями. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Фаворская М. А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 45, 1961.

Федчин Ф. Г., Толок А. А., Федчина Г. Н. О метасоматической зональности на оловорудных месторождениях Дальнего востока. В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Тезисы докл. на годичной сессии ДВ фил. СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1966.

Флеров Б. Л. Особенности околожильного метасоматизма на месторождениях касситерито-сульфидной формации Северо-Востока СССР. Мат-лы ко II конф. по околорудному метасоматозу. ВСЕГЕИ, 1966.

Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. Типы зональности в оловорудных узлах и месторождениях Якутии. В сб. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.

Хетчиков Л. Н. О некоторых особенностях структур руд Силинского оловяно-полиметаллического месторождения. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 10, Владивосток, Примиздат, 1959.

Хрущов Н. А., Покалов В. Г. Некоторые закономерности размещения месторождений молибдена в связи с другими полезными ископаемыми. Докл. советских геологов на XXI сессии МГК. В сб. «Генетические проблемы руд», 1960.

Шапошников К. К. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии на Северо-Востоке СССР. Докл. АН СССР, т. 141, № 3, 1961.

Шашкина В. П. и др. Гидротермальные изменения алюмо-силикатных вмещающих пород на примере одного оловянно-сульфидного рудопроявления. Тезисы докл. на юбилейной сессии, посвященной 30-летию ДВ фил. АН СССР, сер. II. Владивосток, 1962.

Шашкина В. П. Зависимость околорудных изменений вмещающих пород от особенностей химизма интрузивных пород на примере одного касситерит-сульфидного месторождения Приморья. В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., изд-во «Наука», 1966.

Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.

Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1955.

Шипулин Ф. К. О малых интрузиях юго-восточного Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.

Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.

Шипулин Ф. К. Дайки гранитоидов и особенности генезиса рудоносных растворов. В сб. «Петрографические провинции, изверженные и метасоматические горные породы». М., изд-во АН СССР, 1960.

О г л а в л е н и е

	Стр.
Предисловие	3
Г л а в а I. Очерк истории поисков, разведки и изучения оловянного оруденения Приморья	4
Г л а в а II. Структурно-формационное районирование Приморья	17
Область палеозойской складчатости	19
Область мезозойской складчатости	22
Позднемеловые и кайнозойские структуры	28
Г л а в а III. Металлогенические эпохи Приморья, их интрузивные образования и оловоносность	30
Дорифейские эпохи	31
Байкальская металлогеническая эпоха	36
Каледонская эпоха	41
Герцинская металлогеническая эпоха	42
Киммерийская (тихоокеанская) эпоха	47
Альпийская металлогеническая эпоха	52
Г л а в а IV. Формации и типы оловянного оруденения Приморья	64
Силикатно-кварцевая группа	67
Формация оловоносных пегматитов	67
Касситерит-кварцевая формация	70
Касситерит-кварц-сульфидная формация	78
Силикатно-карбонатная группа	80
Формация оловоносных скарнов	81
Формация касситерит-флюо-силикатная	92
Касситерит-карбонатно-сульфидная формация	118
Силикатно-сульфидная группа	119
Касситерит-силикатная формация	127
Касситерит-сульфидная формация	131
Г л а в а V. Металлогеническое районирование Приморья и его оловоносность	138
Общие черты металлогении Приморья	138
Металлогенические зоны Приморья и их оловоносность	141
Западно-Приморская металлогеническая зона	142
Ханкайская металлогеническая зона	143
Даубинхинская зона	153
Алчанская и Бикинская зоны	157
Центральная зона	158
Южно-Приморская зона	161
Главная металлогеническая зона	168
Г л а в а VI. Некоторые вопросы геологии олова Приморья	180
Изверженные породы и оловянное оруденение	180
Дайки и оловянное оруденение	194
Структурно-литологический контроль оловянного оруденения	203
Изменения вмещающих пород и вопросы зональности постмагматических образований	219
Связь оловянного оруденения с другими полезными ископаемыми	249
Заключение	255
Литература	261