

Tom 2

SIX MECTOPOHLAEHNŇ



Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизине и геохимии

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Том 2





ECONOMIC GEOLOGY

Seventy-Fifth Anniversary Volume 1905—1980

BRIAN J. SKINNER, editor

Organizing Committee PAUL K. SIMS, Chairman,

P. B. Barton, Jr.,	V.E.McKelvey,	W. C. Prinz,
G. E. Becraft,	A. J. Naldrett,	B. J. Skinner,
DeV. Harris,	E. L. Ohle,	T. Tatsumi,
P. F. Howard,	D. A. Pretorius,	J. C. Wilson

науни					
0	земле				

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

75 ЛЕТ ЖУРНАЛУ ECONOMIC GEOLOGY (1905—1980) ЮБИЛЕЙНЫЙ ВЫПУСК

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ 2 Б. СКИННЕР, редактор

«Мир» Москва 198 4 Перевод с английского

д-ра геол.-мин. наук Н. И. Еремина, И. В. Карлиной и канд. геол.-мин. наук И. Н. Кигая под редакцией

акад. В. И. Смирнова

Авторы: Д. А. Преториус, Дж. М. Франклин, Дж. У. Лайдон, Д. Ф. Сангстер, А. Дж. Налдретт и Дж. П. Голайтли

Генезис рудных месторождений: В 2-х томах. Т. 2. Пер. с англ./Под ред. Б. Скиннера. — М.: Мир, 1984. — 405 с., ил. — (Науки о Земле).

Избранные статьи из юбилейного тома, посвященного 75-летию известного американского геологического журнала Economic Geology, в котором самые авто-ритетные геологи-рудники мира излагают новейшие достижения в изучении рудных месторождений и проблем их генезиса. На высоком научном уровне описаны усло-вия формирования месторождений урана, золотоносных конгломератов, стратифор-мных м&торождений меди, свинца и цинка, медно-порировых, скарновых, колче-данных, никелевых и других рудных месторождений. Для геологов-рудников, поисковиков, металлогенистов, сотрудников научно-исспеловате цьских геологических организаций преводавате с асчиольнов к сту-

исследовательских геологических организаций, преподавателей, аспирантов и студентов геологических специальностей.

Г <u>1904050000—360</u> сводный план подписных изданий 1984 г. 041(01) - 84

Редакция литературы по геологии

^{© 1981} by The Economic Geology Publishing Company

⁽с) Перевод на русский язык, «Мир», 1984

ЗОЛОТО И УРАН В КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТАХ

Д. А. Преториус

Краткое содержание

Важнейшим мировым источником золота являются конгломераты нижнепротерозойского возраста; из месторождений этого типа добывается также значительное количество урана. Самые крупные запасы обоих металлов содержатся в кварцевых конгломератах и ассоциирующихся с ними грубозернистых аренитах. Важным побочным продуктом является пирит, извлекаются также металлы платиновой группы, торий и серебро. Минерализованные конгломераты открыты во многих формациях на всех континентах, но можно назвать только четыре района, в которых длительное время ведется добыча руд из конгломератов: Витватерсранд в ЮАР, Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк в Канаде, Тарква в Гане и Жакобина в Бразилии. Наиболее значительным среди них, намного превосходящим остальные, является бассейн Витватерсранд, изучением геологии которого заложены основы понимания процессов рудообразования, сформировавших все эти месторождения.

Нижняя возрастная граница образования рудоносных конгломератов 3100 млн. лет, а верхняя граница 1900 млн. лет. Рудиты из типичных архейских зеленокаменных комилексов не эксплуатируются, а верхнепротерозойские конгломераты (700—1600 млн. лет) явно лишены рудных месторождений. Развитие среднепротерозойских железистых кварцитов и красноцветов (1600—2200 млн. лет) поставило предел металлогеническию эпохам, в течение которых формировались золотоносные и ураноносные конгломераты. Толщи, содержащие рудиты, сохраняются на флангах стабильных блоков поднятого архейского фундамента. В еще более приподнятых центральных частях таких блоков залегающие непосредственно на фундаменте нижнепротерозойские образования были уничтожены эрозией, тогда как в сравнительно погруженных участках, окружающих эти блоки, сохранился верхнепротеровойский чехол.

Первичные бассейны, в которых накапливались конгломераты, имели большие размеры, по крайней мере 600 км в длину и 250 км в ширину, и образовывались внутри кратонов или на континентальном шельфе. В них накапливались толщи осадочных образований и вулканитов до 15 тыс. м мощностью. Типичными являются речные, дельтовые, неритовые и мелководно-морские осадки, а глубоководные турбидиты п мощные хемоген-ные осадки отсутствуют. Конгломераты являются продуктами речных систем, обладавших слабой извилистостью русла, высокой энергией, малой глубиной и разветвленностью потока. Гравий и несок, содержащие тяжелые минералы, накапливались или в палеодолинах на эрозионной поверхности архейского фундамента, или в речных конусах выноса и в дельтовых конусах, развивавшихся там, где главные речные системы впадали в большое озеро или внутреннее море. Структура региона оказывала решающее влияние на характер осадконакопления и осадочные фации. Геоморфология фундамента отразила картину наложенных интерферирующих складчатостей и сопряженного разломообразования; сформировавшиеся в такой обстановке структурные купола влияли на расположение речных конусов выноса. Неоднократные поднятия диапироподобных куполов п систем антиклиналей, на которых они расположены, приводили к росту крутизны палеосклона, на котором отлагались осадки, усиленному развитию эрозионных процессов на поверхностях несогласия и к образованию дуговых разломов по периферии куполов п вдоль крыльев антиклиналей. Все это благоприятствовало процессам переотложения и промывания песка и гравия, а следовательно и концентрации тяжелых минералов. Переработка еще более усиливалась там, где трансгрессия отлагавших осадки вод на речные конусы выноса вследствие действия воли приводила к переотложению осадков на поверхности конусов. Очень тонкозернистая фракция золота и уранинита, которая перемещалась за пределы средней части конуса выноса, где условия наиболее благоприятны для накопления русловых минерализованных конгломератов, изредка захватывалась водорослевыми зарослями, которые растут ниже основания волн в более спокойной обстановке подножия

D. A. Pretorius. Economic Geology Research Unit, University of the Witwatersrand, 1 Jan Smuts Avenue, Johannesburg 2001, South Africa.

конусов выноса. Поверхности несогласия представляют собой места максимальной концентрации тяжелых минералов, независимо от того, находятся ли они в остаточном гравии, перемытых песках или водорослевых зарослях.

Большинство конгломератов слагают базальные пачки или входят в состав самой нижней части стратиграфических серий. Такие отложения больше отвечают типу седиментации, связанному с заполнением палеодолин; они, по-видимому, имеют меньшее экономическое значение, чем накопления речных конусов выноса. В базальных конгломератах уран обычно более распространен, чем золото. Отложения конусов выноса в стратиграфических колонках развиваются по направлению вверх, и наиболее значительная минерализация была обнаружена в верхних половинах полных стратиграфических циклов. Там, где вторая половина истории бассейна осадконакопления характеризуется уменьшением площади бассейна и вообще регрессивными условиями, создается оптимальная обстановка для многократного перемыва материала и образования высоких концентраций золота и урана в грубообломочных осадочных породах.

Благодаря широким литологическим, минералогическим и геохимическим исследованиям в течение последних 25 лет получены очень веские доказательства россыпного происхождения минерализации в нижнепротерозойских конгломератах и песках. Ремобилизация золота и урана и преобразование последнего являются следствием диагенеза и метаморфизма. Тесная связь участков максимальной концентрации тяжелых минералов с определенными литологическими особенностями порол, многие из которых обусловлены тектоническими условиями, указывает на сингенетическое происхождение минерализации. Установлено, что источником обломочных минералов во всех случаях был архейский гранитно-зеленокаменный фундамент, на котором закладывались седиментационные бассейны. Источником золота и пирита была вулканогенная рулная минерализация в зеленокаменных породах. Для урана источником служила палеопочва, которая образовывалась по реголиту, развитому на молодых богатых калием и кремнием гранитоидах архейского комплекса. Степень тектонического воздымания области сноса и интенсивность последуюшей эрозни определяли относительную долю обломков гранитных и зеленокаменных пород и, следовательно, преобладание соответственно урана или золота в конгломератах и песках таких нижнепротерозойских бассейнов, как Жакобина, Тарква, Гурон, Понгола, Трансвааль и Витватерсранд.

Введение

Вполне вероятно, что самые первые рудные тела, отрабатывавшиеся человеком для извлечения металлов, представляли собой овражные или речные галечники с россышным алювиальным золотом. Полжно было пройти много столетий прежде, чем люди поняли, что подобные рудные тела встречаются и в хорошо консолидированных древних породах и что речные и другие галечники по всей сводной стратиграфической колонке являются потенциальными объектами для поисков месторождений определенных металлов и минералов. Согласно имеющимся сведениям, еще в 1745 г. золото в очень малом масштабе с применением примитивной техники добывалось из докембрийских конгломератов вдоль хребта Серра-да-Жакобина в штате Баия (северо-восточная Бразилия). Золотоносные конгломераты были обнаружены в 1878 г. в Таркве, в том месте, которое затем стало называться Золотым Берегом Западной Африки, но только открытие в марте 1886 г. золотоносного банкета¹ в Витватерсранде (ЮАР) принесло конгломератам всемирное признание как важнейшему типу рудных месторождений. Несмотря на интенсивные поиски аналогичных отложений во всех частях света, ничего не было найдено вплоть до 1953 г., когда было сделано другое, крупнейшее по экономическому эффекту открытие в районе Блайнд-Ривер (провинция Онтарио, Канада). Между 1886 и 1953 гг. и позже признаки минерализации были встречены в очень многих толщах конгломератов различного возраста, но выгодных для эксплуатации и крупных по размерам месторождений за пределами известных площадей в Южной Африке, Канаде, Гане и Бразилии обнаружено не было.

¹ В Витватерсранде тела золотоносных конгломератов называются рифами, а промышленно рудоносные, богатые рифы — банкетами. — Прим. перев.

Золото и уран — только эти два элемента образуют первичные рудные скопления в древних галечниках. К побочным продуктам относятся серебро, металлы платиновой группы, пирит, торий и алмазы. Согласно предположительной оценке, из конгломератов извлечено около 50% всего золота, которое человек добыл из недр Земли в течение последних 5000 лет. Источником подавляющей части добытого золота были рудники Витватерсранда в Южной Африке, которые в совокупности представляют крупнейшую из до сих пор открытых минеральных провинций. Конгломераты также дают значительную долю мировой добычи урана. Запасы золота и урана в таких образованиях впечатляюще велики. Среди всех товарных ценностей, добытых из древних галечников, по отношению к общему объему мировой минеральной добычи конгломераты, безусловно, заслужили завидную репутацию источника богатства.

Убедительным показателем степени важности рудных тел в конгломератах служат масштабы горных работ в Южной Африке и Канаде. С 1886 по конец 1979 г. из конгломератов и ассоциирующихся с ними пород Витватерсранда было добыто примерно 35 500 т (1137 млрд. унций) золота. Количество размолотой для получения этого золота руды составляет 3585 млрд. т. В разные периоды работало до 155 рудников. С 1952 по 1979 г. в результате обработки 400 млн. т руды, извлеченной 34 рудниками, было добыто также больше 100 000 т окиси урана. Добыча в настоящее время идет на глубинах до 3500 м ниже земной поверхности. В районе Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк — Эгнью-Лейк (Канада) эксплуатация конгломератов в период 1955—1979 гг. дала 120 000 т окиси урана, извлеченных из примерно 100 млн. т руды. Руда добывалась на тринадцати рудниках, работавших в разное время.

Неполнота имеющихся сведений мешает оценить количество золота, добытого из конгломератов Ганы и Бразилии, но цифры должны быть незначительными по сравнению с количеством золота, извлеченного в бассейне Витватерсранд. Минимальная оценка для золота Тарквы может составлять 250 т (8 млн. унций), а для Жакобины — 25 т (805 000 унций). Еще меньшее количество золота было извлечено из конгломератов блока Пилбара в Западной Австралии. Нет никаких данных по разработке очень бедных золотоносных и ураноносных конгломератов, открытых в других (кроме ЮАР, Канады, Ганы, Бразилии и Австралии) странах.

Золотоносные и ураноносные конгломераты

во времени

Конгломераты широко развиты в стратиграфических сериях, которые накапливались от архея до четвертичного периода, но по объему они значительно уступают другим осадочным породам — песчаникам, сланцам и карбонатным породам. Рудиты ¹ с признаками оруденения количественно являются лишь небольшой частью общей массы конгломератов всего разреза стратиграфической колонки, а доля рудитов, содержащих промышленное оруденение, мала, а иногда почти ничтожна. Однако некоторые из этих рудных тел можно отнести к важным источникам золота и урана среди открытых до настоящего времени. В крайне редких случаях в особый период геологической истории формирование осадочного покрова земной коры, сопровождав-

¹ Приобретающие ныне широкое распространение термины «рудиты» и (см. ниже) «арениты» являются синонимами терминов «псефиты» и «псаммиты», обозначающих соответственно грубообломочные (конгломераты, галечники) и среднеобломочные (песчаники) породы. — Прим. перев.

шееся осаждением аномально высоких концентраций золота и урана, происходило в условиях, благоприятных для накопления конгломератов.

Наиболее крупные залежи конгломератов с повышенными количествами золота и урана, которые были обнаружены (главным образом на поверхности) и исследованы, представлены в табл. 1. Главными источниками информации являются работы Роско [20], Смирнова [25], Робертсона [18], Бойда [2]. Хаустона и Карлстрома [7]. Из 29 формаций или групп осадочных образований 11 (28%) были объектами экономически выгодной добычи, но только в 7 из них (14%) руды оказалось достаточно для добычи в больших масштабах и в течение длительного срока: в группе Банкет (надгруппа Тарква) Ганы, формации Блэк-Риф (надгруппа Трансвааль) в Южной Африке, формации Матиненда (надгруппа Гурон) Канады, а также в формациях Турффонтейн, Иоханнесбург, Иеппестаун и Реностерспрейт (надгруппа Витватерсранд) в Южной Африке. В сравнительно небольших масштабах и в течение коротких периодов с перерывами различной длительности велась добыча конгломератов из отложений группы Жакобина в Бразилии, группы Фортескью (комплекс Маунт-Брюс) в Австралии, группы Мозан (надгруппа Понгола) и группы Уиткик (надгруппа Питерсбург) в Южной Африке.

Табл. 1 ясно показывает приуроченность минерализованных конгломератов к нижнему протерозою — закономерность, которую комментировали Роско [20] и Робертсон [18]. Кроме минерализованных конгломератов первого и второго разряда в таблицу включены другие нижнепротерозойские рудиты, в которых отмечались очень малые количества золота и урана: формация Питанги, к северо-западу от Белу-Оризонти, Бразилия [17]; формация Мунана, Габон; толща Донгарга, штат Мадхья-Прадеш, Индия [2]; горизонты Южного Саяна, Енисейского кряжа, района Воронежа, Западного Прибайкалья, Витимо-Патомского нагорья и Анабаро-Оленёкского района Сибири, СССР [24].

Рудопроявления урана и золота отмечались также в архейских конгломератах формации Эльдорадо в районе Синоя, Зимбабве [2], и в группе Мудиз в горах Барбертон, ЮАР [22]. Из-за спорности возрастной границы между археем и нижним протерозоем вполне возможно, что конгломераты Саками-Лейк в Квебеке, Канада, также имеют архейский возраст [17]. Породы групиы Уиткик в Южной Африке, которые считаются наиболее древними из протерозойских толщ, содержащих рудоносные конгломераты, также могут иметь архейский возраст и, аналогично породам группы Мудиз, представлять завершающую седиментационную фазу развития архейского зеленокаменного пояса.

Хорошая сохранность разрезов протерозойских бассейнов в Южной Африке и согласующиеся результаты датирования времени перехода от архейского к протерозойскому типу тектонического развития земной коры позволяют разделить протерозойский период на три подраздела: нижний протерозой (2200—3100 млн. лет), средний протерозой (1600—2200 млн. лет) и верхний протерозой (700—1600 млн. лет). Все рудоносные конгломераты Канады, Южной Африки и Бразилии относятся к нижнему протерозою, тогда как конгломераты Ганы — к среднему протерозою. Слабоминерализованные рудиты во всех других странах мира залегают в толщах нижнепротерозойского возраста. Средний протерозой является периодом глобального образования формации железистых кварцитов, важнейшими представителями которой являются месторождения района озера Верхнего в США, Кадрилатеру-Ферриферу в Бразилии, Трансвааля и северной части Капской провинции в Южной Африке и хребта Хамерсли в Австралии. В среднем протерозое также имело место отложение значительных масс карбонатных пород с образованием обильных водорослевых строматолитов. Атмосферные условия изменялись в течение этого периода от бескислородных (восстановительных),

	Руд	овмещающая толп			
Возраст, млн. лет	Формация	Группа	Надгруппа	Регион	Страна
От 700 до 1600	Золотоносные и (или) ураноносные конгломераты не обнаружены				
1900	* 5	Банкет	Тарква	Тарква	Гана
От 1900 до 2200	Время форм	Весь мпр			
2200	? Падлей	Читрадурга Гурвиц	Дхарвар ?	Майсур Северо-Запад- ные терри- тории	Индия Канада
	Папаскуосати Ивдикейтор Моэда *Блэк-Риф	Отпш Отпш Карака Малмани	? ? Мпнас Трансвааль	Квебек Квебек Мпнас-Жерайс Трансвааль	Канада Канада Бразилия ЮАР
	?	Бабабудан Монтгомери- Лейк	Дхарвар ?	Майсур Северо-Запад- ные терри-	Индпя Канада
2300	Миссиссаги *Серра-ду-Кор- регу Грин-Хоул	Хок-Лейк Жакобина Фортескью	Гурон ? Маунт-Брюс	Онтарио Баня Пилбара	Канада Бразилия Австралия
2400	Кайну ? Магнолия Эстес *Матиненда *Бптонс-Крцк	Ятулийская Сегозерская Дпп-Лейк ? Эллиот-Лейк Фортескью	Карельская Карельская ? ? Гурон Маунт-Брюс	Оулу Карелия Вайоминг Южная Да- кота Онтарио Пилбара	Финляндия СССР США США Канада Австралия
2500	? ? ? Джэк-Крпк *Турффонтейн	Тунгуда Криворожская Курская Фантом-Лейк Сентрал-Ранд	Карельская Карельская Карельская Ратватерсранд	Карелия Украина Курская об- ласть Вайоминг Трансвааль Оранжевая провинция	СССР СССР СССР США ЮАР ЮАР
2600	Сакамп-Лейк *Йоханнесбург	? Сентрал-Ранд	? Витватерсранд	Квебек Трансвааль Оранжевая провпнция	Канада ЮАР ЮАР

Таблица 1. Возраст известных золотоносных и (или) ураноносных конгломератов

Продолжение табл. 1

	Рудо	эвмещающая толш			
Возраст, млн. лет Формация	Формация	Группа	Надгруппа	Регион	Страна
2700	*Йеппестаун	Уэст-Ранд	Битватерсранд	Трансвааль	ЮАР
2800	*Реностерспрейт	Доминион	Витватерсранд	Трансвааль	ЮАР
3000	*Денни-Далтон	Мозан	Понгола	Наталь	ЮАР
3100	*Маунт-Роберт	Уиткик	Питерсбург	Трансвааль	ЮАР
					•

* Конгломераты, с выгодой отрабатывавшиеся.

характерных для нижнего протерозоя, до кислородных (окислительных), типичных для верхнего протерозоя.

Урановая минерализация в конгломератах, в которой важную роль играет обломочный уранинит, не выходила за пределы верхней границы нижнего протерозоя и заключительных стадий бескислородных условий. В это же самое время обломочный пирит, являющийся гораздо более распространенным, чем все прочие тяжелые минералы в конгломератах, перестает играть в них заметную роль. Среднепротерозойские конгломераты Ганы содержат только золото; урана в них нет, и распространенным тяжелым минералом является обломочный гематит, а не пирит. Таким образом, золотая минерализация еще формировалась в среднем протерозое, но в обломочных фациях многих стратиграфических разрезов верхнего протерозоя золото и уран практически отсутствуют. На смену сидерофильным рудам в грубозернистых осадках приходит халькофильная минерализация в более тонкозернистых обломочных и хемогенных породах, и некоторые из крупнейших в мире стратиформных месторождений меди, кобальта, кальция, свинца, цинка и ванадия размещаются именно в верхнепротерозойских формациях. Урановая минерализация в толщах этого возраста резко отличается от минерализации нижнепротерозойских формаций, а в некоторых крупных месторождениях рудные тела приобретают форму залежей, приуроченных к поверхностям несогласий. Все типы золотой минерализации в верхнепротерозойских осадочных толщах сравнительно редки.

Возраст границы между археем и протерозоем обычно принимается равным 2500 млн. лет, исключая Южную Африку, где отчетливая смена архейского типа тектонического развития земной коры протерозойским произошла около 3100 млн. лет назад. Таким образом, в течение долгого периода в 600 млн. лет в Южной Африке уже формировались протерозойские бассейны, в то время как во всем остальном мире все еще развивались комплексы зеленокаменных пород и гранитов. Это могло быть одной из причин развития золото- и ураноносных нижнепротерозойских конгломератов в Южной Африке в более широком масштабе, чем где бы то ни было еще. Не исключено также, что многие метаморфизованные осадочные толщи, которые считаются архейскими в других частях мира, могут фактически быть нижнепротерозойскими образованиями, более интенсивно измененными во время заключительных фаз гранитного магматизма, растянувшихся на период от 3100 до 2500 млн. лет назад, что может иметь место и в Южной Африке. Конгломераты СакамиЛейк Квебека вполне могут быть нижнепротерозойскими, хотя считаются архейскими, так как были вовлечены в кеноранскую орогению. По возрасту их можно считать архейскими, если 2500 млн. лет принять за верхнюю границу этого эона, но по составу они ближе к нижнепротерозойским образованиям.

И золоторудная, и урановая минерализация в конгломератах снова появляются в фанерозое. В табл. 2 представлены некоторые из золотоносных

Эра	Период	Месточахождение минерализованных конгломератов	Литера- турный источник
		Миоцен, Северный Памир, СССР Миоцен, Северный Куньлунь, КНР	[2] [2]
		Эоцен, Клондайк, Юкон, Канада	[2]
Кайнозой	Третичный	Эоцен, конгломераты Уинд-Ривер, Вайоминг, США	[2]
		Палеоцен, конгломераты Пиньон, Вайоминг, США	[2]
		Нерасчлененные, Южный остров, Новая Зелан- дия	[2]
		Нерасчлененные, Япония	[10]
	Мел	Формация Хейрбелл, Вайоминг, США Район Отаго, Южный остров, Новая Зеландия	[2] [2]
Мезозой -	Юра	КНР	
		Нерасчлепенные, Калифорния Нерасчлененные, восточный Узбекистан, СССР	[10] [10]
~	Пермь	Река Лаба, Кавказ, СССР Руве, Шаба, Запр	[10] [2]
Палеозой	Карбон	Группа Хортон, Новая Шотландия, Канада	[2]
	Кембрий	Формация Хужир, Восточный Саян, СССР Формация Дедвуд, Блэк-Хилс, Южная Дакота, США	[21] [2]

Таблица 2. Золотоносные и ураноносные конгломераты фанерозойского возраста

и ураноносных конгломератов, обнаруженные в осадочных бассейнах, сформировавшихся в течение последних 700 млн. лет.

Подавляющее большинство этих конгломератов содержат скопления аллювиального россыпного золота. Уран, по имеющимся данным, встречается только в двух случаях: в третичных конгломератах Японии и кембрийских конгломератах СССР. В большинстве приведенных примеров источниками металлов для фанерозойских рудитов служили непосредственно подстилающие или залегающие неподалеку докембрийские золото- и урансодержащие толщи. Эти молодые конгломераты нигде не содержат крупных рудных залежей.

Распределение золотоносных и ураноносных конгломератов во времени можно резюмировать следующим образом:

Фанерозой: главным образом золотая минерализация с немногочисленными предполагаемыми концентрациями урана; промышленный потенциал гораздо ниже, чем у протерозойских конгломератов.

Верхний протерозой: явное отсутствие вообще каких-либо значительных месторождений золота или урана в конгломератах возрастом 700—1600 млн. лет.

Средний протерозой: очень ограниченное развитие золотоносных конгломератов в период 1600—2200 млн. лет назад, урановой минерализации не известно; наиболее распространенные рудные минералы — обломочные окислы железа, а не сульфиды железа; золотоносные конгломераты фактически исчезают сразу после завершения формирования глобально распространенных железистых кварцитов; оптимальное время для минерализованных конгломератов типа Тарква.

Нижний протерозой: широко распространены золотоносные и ураноносные конгломераты; фации с промышленными рудами очень ограниченны и по латерали, и по вертикали; обломочные золото, уранинит и пирит — характерные компоненты матрицы конгломератов; в отложениях возрастом 2200— 2500 млн. лет концентрации урана явно преобладают надконцентрациями золота, но в более древних слоях (2500—3100 млн. лет) концентрации золота возрастают; оптимальное время для минерализованных конгломератов гуронского и витватерсрандского типов.

Архей: очень ограниченное развитие золото- и ураноносных конгломератов с пиритом в завершающую стадию формирования зеленокаменных поясов; эти архейские образования с трудом отличимы от наиболее ранних нижнепротерозойских.

Золотоносные и ураноносные конгломераты

в пространстве

Поскольку рудоносные конгломераты обнаруживают явную зависимость от времени и заключены большей частью в нижнем протерозое, их распределение в пространстве оказывается ограниченным определенными геологическими провинциями земной коры. Нижнепротерозойские минерализованные конгломераты были открыты и в дальнейшем разрабатывались только в тех регионах, где фанерозойские и верхнепротерозойские покровы уничтожены эрозией. В табл. 3 представлены группы и надгруппы осадочных образований, содержащие наиболее значительные горизонты минерализованных конгломератов, а также максимальные остаточные мощности этих разрезов и положения районов развития и сохранности продуктивных толщ в пределах тектонических провинций.

Почти все известные поля развития конгломератов расположены на флангах положительных структур, которые воздымались в течение продолжительных интервалов времени. В литературе участки развития рудовмещающих комплексов обычно относят к краям щитов или кратонов, но применение термина «кратон» в данном случае не согласуется с точным значением этого понятия — приподнятый регион за пределами щита правильнее называть блоком или провинцией, составляющей вместе со щитом и сателлитными блоками и провинциями кратон континентального или субконтинентального размера.

В случае кратона Южной Африки Преториус [16] показал, что собственно щит, занимающий центральное положение, окружен чередующимися синеклизами и антеклизами, аналогичными развитым вокруг Балтийского

Страна	Надгруппа или группа	Максималь- ная сохра- нившаяся мощность, м	Положение относительно поднятой докембрийской структурной провинции
	Криворожская	5 500	Южный фланг Украннского щита
CCCP	Курская	2 0 0 0	Южный фланг Украинского щита
	Карельская	8 000	Юго-восточный фланг Балтийского щита
Финляндия	Карельская	5 500	Западвый фланг Балтийского щита
	Отпш	1 500	Юго-восточный фланг провинции озера Верх- него
Канада	Гурвиц	5 500	Северо-западный фланг провинции озера Верхнего
	Гурон	15 000	Южный фланг провинции озера Верхнего
	Саками-Лейк	?	Центральная часть провинции озера Верхнего
	Дип-Лейк	5 000	Юго-восточный фланг провинции Вайоминг
США	Фантом-Лейк Эстес	3 000 ?	Юго-восточный фланг провинции Вайомпнг Восточный фланг провинции Вайоминг
Бразилия	Моэда Жакобина	9 000 7 500	Южный фланг блока Сан-Франсиско Северный фланг блока Сан-Франсиско
Гана	Тарква	2 500	Юго-восточный фланг Западно-Африканского щита
	Трансвааль	11 000	Юго-восточный фланг блока Каапвааль
ЮАР	Вптватерсранд	14 000	Юго-восточный фланг блока Каапвааль
10111	Понгола	11 000	Юго-восточный фланг блока Каапвааль
	Уиткик	6 000	Центральная часть блока Каапвааль
Австралия	Фортескью	12 000	Южный фланг блока Пилбара
Индия	Бабабудан	?	Западный фланг блока Карнатака

Таблица 3. Структурная позиция известных залежей золотоносных и (или) ураноносных конгломератов

и Алданского ¹ щитов в СССР. Воздымание антеклиз приводило к поднятию и эрозии более молодых пород платформенного чехла и, следовательно, к обнажению докембрийского фундамента. В блоках и провинциях, которые развивались вдоль этих антеклиз, часто сохраняются нижнепротерозойские образования. При значительном воздымании щита уменьшается вероятность сохранения реликтов протерозойских толщ среди повсеместных выходов архейских гранитов и зеленокаменных пород, представляющих самые древние породы фундамента. Если воздымание щита было умеренным, то нижнепротерозойские толщи могли сохраниться вдоль внешних краев щита, в зоне регионального погружения от центра максимального поднятия. Окружающие щит антеклизы обычно подняты в меньшей степени, что повышает воз-

¹ В оригинале он ошибочно назван Ангарским. — Прим. перев.

можность сохранения в них нижнепротерозойских отложений. Антеклизы, наиболее близкие к щиту, испытывают большее воздымание, чем более далекие, вследствие чего последние сохраняют свои более молодые покровные образования при ограниченной обнаженности докембрийских толщ, тогда как первые часто представляют собой идеальные места для наблюдений сравнительно обширных обнажений средне- и нижнепротерозойских образований.

Примером влияния тектоники на относительное распространение разновозрастных отложений может служить Южно-Африканский кратон, где Родезийский щит приподнят до уровня, при котором максимально обнажены архейские гранитно-зеленокаменные толши, а развитые ограниченно протерозойские образования представлены лишь средним протерозоем. С юга шит обрамлен синеклизой Лимпопо, а еще южнее фанерозойский чехол всиучен блоком Каанвааль. Этот блок характеризуется широкими полосами средне- и нижнепротерозойских осадочных пород, залегающих на обнажившемся архейском фунламенте, плошаль выхолов которого меньше, чем наблюдаемая на Родезийском шите. Все золотосодержащие и урансодержащие конгломераты развиты лишь в пределах юго-восточного фланга этого блока. В ядре Северо-Американского кратона расположен весьма обширный Канадский шит, а на южном фланге — гуронские образования. Структурная провинция Вайоминг является приподнятым блоком, который, возможно, представлял собой антеклизу, окаймляющую щит, и отделялся от последнего провинцией Гренвилл — возможной синеклизой. В таком случае минерализованные конгломераты Блэк-Хилс Южной Дакоты и Мелисин-Боу-Маунтинс и Сьерра-Мадре Вайоминга в блоке Вайоминг подобны конгломератам Витватерсранда и другим нижнепротерозойским конгломератам блока Каапвааль в отношении их тектонической позиции, но не обязательно по возрасту или рупоносности.

В табл. З показаны также сохранившиеся максимальные мощности различных стратиграфических серий, содержащих минерализованные конгломераты. Чем больше тектоническое воздымание, которое претерпел регион, тем меньшая часть первоначального разреза слагающих его комплексов сохранилась; следствием этого могло быть уменьшение экономического потенциала из-за возможного удаления эрозией минерализованных рудитов, располагавшихся в верхних частях стратиграфического разреза. Вполне вероятно, что на участках, обрамляющих приподнятые структурные провинции и блоки, под фанерозойским чехлом, мощность которого увеличивается в синеклизах, могут быть полностью скрыты нижнепротерозойские отложения. В таких крупных отрицательных тектонических структурах может быть захоронен полный разрез протерозойских образований, если, разумеется, он вообще здесь присутствовал.

В бассейне Витватерсранд (и только там) разведочные выработки достигли глубины почти 5000 м и при этом обнаружилось, что истинные масштабы нижнепротерозойского осадконакопления гораздо больше тех, которые предполагались на основании картирования земной поверхности. Там, где минерализованные конгломераты найдены в верхах нижнепротерозойских толщ (2200—2500 млн. лет), под чехлом более молодых отложений, окружающих поднятую структурную провинцию, могут залегать еще не обнаруженные толщи, отвечающие по возрасту низам нижнего протерозоя (2500—3100 млн. лет). Наличие всех типов пород, вмещающих нижнепротерозойские минерализованные конгломераты, установлено в таких районах, где на границе между площадями, испытавшими слишком большие тектонические воздымания, приведшие к нодъему и эрозии части разреза, и площадями, испытавшими слишком малые воздымания, вследствие чего нижнепротерозойские толщи там все еще покрыты чехлом фанерозойских и других образований, сформировались узкие переходные зоны, з которых породы архейского фундамента, нижне- и среднепротерозойские толщи, а также породы верхнепротерозойского и фанерозойского платформенного чехла более или менее равномерно представлены в поверхностных обнажениях.

Морфология седиментационных бассейнов,

содержащих рудоносные конгломераты

Из многих перечисленных в табл. 1 надгрупп и групп нижне- и среднепротерозойских отложений, содержащих золотоносные и ураноносные конгломераты, лишь очень немногие изучены с детальностью, достаточной для того, чтобы прийти к определенным заключениям относительно природы бассейна, в котором накапливались осадки, и условий концентрации рудного вещества. В табл. 4 указаны размеры бассейнов, на площади которых кон-

Бассейн	Возраст. млн. лет	Максималь- ная сохра- нившаяся мощность, м	Установлен- ная длина, км	Установлен- ная Ширина, км
Тарква	1600-1900	2500	250	30
Трансвааль	1900-2200	11 000	1100	230
Жакобина	22002500	7 500	230	10
Гурон	2200-2500	15 000	520	160
Витватерсранд	2500-2800	14 000	480	180
Понгола	2800-3100	11 000	150	50

Таблица 4. Размеры седиментационных бассейнов, содержащих разрабатывавшиеся или разрабатываемые горизонты конгломератов

гломераты в той или иной степени эксплуатировались. Вследствие перекрытия более молодыми отложениями истинные длина по простиранию и ширина залежей могут быть гораздо больше тех, которые установлены на основании изучения поверхности и подземных горных выработок. Мощность сохранившейся части толщи также может быть значительно меньше первоначальной вследствие воздымания и эрозии.

По всей видимости, общая мощность осадков и вулканитов в протерозойских бассейнах достигает порядка 15 тыс. м. Максимальная длина по простиранию могла достигать 1200 км, а ширина 250 км, так что бассейны в плане имели отчетливо удлиненную форму. Там, где сохранились лишь части первоначальных бассейнов, например в Таркве, Жакобине, Понголе, площади выходов накопившихся там толщ гораздо меньше, а стратиграфический разрез представлен только нижней частью.

Более обширные бассейны деформировались в соответствии с характером интерференции наложенных пересекающихся складок, оси которых ориентированы круто одна к другой. В настоящее время такие бассейны имеют форму широких дуг, осложненных складками меньшего порядка, и трассируются на поверхности в виде извилистых линий, в целом подчиненных общему региональному простиранию толщ. Дуга бассейна Гурон протягивается от района Су-Сент-Мари на юго-западе к району Норанды на северовостоке, будучи вогнутой к северо-западу, в согласии с положением оси регионального воздымания, протягивающейся в северо-западном направлении через район Садбери. Бассейн Витватерсранд дугообразно окаймляет поднятие, ось которого ориентирована на северо-запад и проходит через купол Вредефорт. Эта дуга, вогнутая к юго-западу, простирается от золоторудного поля Велком на юге до золоторудного поля Эвандер на востоке. Длина по простиранию, измеренная вдоль внешних дуг деформированных бассейнов, равна 520 км для бассейна Гурон и 480 км для бассейна Витватерсранд. Вполне вероятно, что линейные пояса Тарква, Жакобина и Понгола являются остаточными сегментами первоначально дугообразных седиментационных впадин.

Только для раннепротерозойских бассейнов Витватерсранд и Трансвааль имеется достаточно количественных стратиграфических и литологических данных для их реконструкции в пространстве. Южная часть бассейна Γ урон переработана гренвиллским метаморфизмом, так что невозможно установить природу и площадь распространения исходных осадков, которые накапливались вдоль внешней периферии дуги. Кроме того, очень ограниченное число глубоких скважин за пределами района Эллиот-Лейк — Блайнд-Ривер не позволило составить карту изопахит, структурную и другие карты, по которым можно было бы оценить первоначальную форму седиментационной впадины. В случае бассейнов Витватерсранд и Трансвааль хорошая поверхностная обнаженность, большой объем подземных горных выработок и разведочного бурения позволили построить их профили. Эти два бассейна асимметричны по форме, с узким крылом, соответствующим седиментационной оси, характеризующейся накоплением более энергоемких осадков, и широким крылом, где отлагалось менее энергоемкое вещество. Узкое крыло бассейна, по-видимому, было тектонически более активным, и первоначально границы бассейна могли контролироваться развитием протяженных продольных сбросов, более или менее параллельных седиментационной оси прогиба. Для стиля деформации более инертного широкого крыла бассейна могло быть типичным прогибание, а не опускание по сбросам.

На рис. 1 представлена обобщенная модель формы и стратиграфического разреза типичного нижне- и среднепротерозойского южноафриканского бассейна. Кроме асимметричной формы для бассейна характерна зеркально-симметричная структура стратиграфического разреза: базальная группа вулканитов и грубообломочных пород и нижняя группа грубообломочных и мелкообломочных пород как бы зеркально отображаются в верхней части разреза, где имеются завершающая группа вулканитов и грубообломочных пород и верхняя группа грубообломочных и мелкообломочных пород. Плоскостью симметрии служит срединная группа мелкообломочных и необломочных пород, которая располагается примерно в средней части разреза. Асимметрия бассейна благоприятствует длительному развитию регрессии (offlap) в узком крыле и трансгрессии (onlap) в пределах широкого крыла.

Минерализованные конгломераты могут развиваться во всех группах, исключая служащую плоскостью симметрии разреза толщу неэнергоемких осадочных пород. В общем конгломераты шире распространены и имеют бо́льшие концентрации тяжелых минералов, содержащих золото и уран, в узком крыле бассейна, где более высокоэнергетическая обстановка обусловливала интенсивное отложение грубообломочных фаций в пределах стратиграфического разреза и в большей мере способствовала перемыву осадков. В широком крыле, вследствие трансгрессивных соотношений между пачками, залегающими стратиграфически выше, и подстилающими их толщами оруденелыми в связи с перемывом нижележащих пород оказываются преимущественно базальные конгломераты (базальные лишь по отношению к данной трансгрессивной серии, а не ко всему стратиграфическому разрезу в целом). Золотоносные и ураноносные конгломераты бассейнов Тарква, Трансвааль, Жакобина, Гурон и Понгола локализуются в нижней части разреза, ниже



Рис. 1. Морфология и схематический зеркально-симметричный стратиграфический разрез типичного протерозойского осадочно-вулканогенного бассейна на Южно-Африканском кратоне.

срединной группы мелкообломочных и, возможно, необломочных пород. В бассейне Витватерсранд горизонты, расположенные в этой части разреза, тоже эксплуатировались, но рудные тела здесь менее значительные по сравнению с конгломератами в верхней группе грубо- и мелкообломочных пород и в завершающей группе вулканитов и грубообломочных пород. В отношении стратиграфического положения наиболее оруденелых пачек конгломератов Витватерсранд отличается от всех других нижнепротерозойских месторождений, и в этом может заключаться второе объяснение (первым является более древний возраст) исключительно высоких концентраций золота в нем.

Золоторудное поле Тарква в Гане

В юго-западном секторе Ганы, на юго-западной оконечности 250-километрового пояса, сложенного породами надгруппы Тарква, расположено золоторудное поле Тарква, занимающее площадь, вытянутую примерно на 20 км в северо-северо-восточном направлении при ширине около 4 км, на которой одновременно работало до 12 больших рудников. Далее к северовостоку на большом протяжении пояс лишен минерализованных конгломератов, н лишь около северо-восточной его оконечности, где он скрывается под чехлом более молодых пород, снова появляются минерализованные конгломераты, но они имеют ограниченное промышленное значение. В пределах площади, охваченной горными работами, пояс пород Тарква имеет форму синклинория шириной 25 км, вмятого в нижележащие бирримийские зеленокаменные породы позднеархейского или раннепротерозойского возраста. Общее направление погружения структур — северо-северо-восточное. Конгломераты хорошо минерализованы лишь в самой восточной синклинали. Общая протяженность выхода пластов минерализованных рудитов вдоль крыльев и вокруг замыкания складки около 70 км.

Источниками информации для этого краткого обзора геологии золоторудного поля Тарква послужили работы Джаннера [8], Херста [6], Сестини [23] и Бойла [2].

Золотоносные конгломераты локализуются в пределах группы Банкет надгруппы Тарква. Мощность этой группы до 700 м, залегает она на породах группы Кавере мощностью 400 м, которая в свою очередь покоится на бирримийском фундаменте, содержащем золоторудные залежи архейского типа. В пределах зоны, имеющей среднюю мощность 40 м и располагающейся в 900 м выше подошвы надгруппы Тарква, известны три горизонта конгломератов. Таким образом, конгломераты минерализованных горизонтов не являются базальными. Группа Банкет сложена в основном энергоемкими грубообломочными породами — конгломератами, диамиктитами, крупнозернистыми песчаниками и кварцитами, испытавшими метаморфизм низкой ступени до хлорит-серицитовой стадии (мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. — *перев.*). Наиболее оруденелым из трех горизонтов является самый нижний. Мощность его не более 10 м, и он содержит до 10 прослоев рудита.

Конгломераты олигомиктовые, галька более чем на 90% представлена жильным кварцем, остальные 10% приходятся на кварцит и кристаллический сланец. Матрица состоит главным образом из кварца и черных песков (в основном гематит с подчиненными ильменитом, магнетитом и рутилом), а также небольших количеств серицита, хлорита, хлоритоида, эпидота, турмалина, циркона, граната, пирита и золота. В состав кварцитов лежачего бока входят полевые шпаты и глинистое вещество, а группа Кавере сложена аркозовыми породами. В отличие от этого конгломераты и переслаивающиеся с ними кварциты относительно чистые и зрелые, что свидетельствует о перемывании, тогда как ранее упомянутые породы остаются плохо отсортированными. В толще конгломератов, как в самих конгломератах, так и в переслаивающихся с ними кварцитах, широко развита мульдовая косая слоистость. Передовые слои часто очерчены обломочными зернами гематита. Гематит и другие окислы железа также рассеяны в матрице.

Золото концентрируется главным образом в первых 20 см самого нижнего горизонта, и наиболее высокие содержания его связаны с обогащенными гематитом хорошо отсортированными пластами конгломератов, в которых валуны хорошо подогнаны друг к другу и мощность которых не превышает 2 м. Вообще, чем меньше мощность горизонта, чем крупнее валуны и чем больше в нем гематита, тем выше концентрация золота. Золото очень тонкозернистое, средний размер зерен 40—60 мкм. Кварциты из прослоев в конгломератах также содержат обломочный гематит и золото. Обогащенные пласты имеют форму линз, сложенных лучше развитыми и лучше отсортированными конгломератами, шириной до 150 м и длиной до 1000 м в направлении палеопотока. Средние размеры обогащенных пластов: ширина 80 м и длина 400 м. Содержание золота и число пластов конгломерата в среднем горизонте меньше, чем нижнем, и еще меньше в самом верхнем горизонте.

Зона конгломератов включает несколько речных седиментационных циклов, в каждом из которых крупность обломков в породах уменьшается снизу вверх. Наличие таких циклов, а также мульдообразной косой слоистости, эрозионных каналов, знаков ряби и обилие несоприкасающихся галек в песчаной массе указывает на то, что накопление рудовмещающих толщ происходило в условиях предгорья путем слияния речных конусов выноса. Промышленно-рудоносные пласты конгломератов представляют собой остаточные русловые галечники или переработанные русловые и косовые (point-bar) рудиты, в которые просачивался песок, содержавший обломочное золото, гематит, черный песок и другие тяжелые минералы. Рыхлый гравий накапливался в разветвленных, многорусловых речных системах. Палеопотоки текли с востока на запад, от антиклинального поднятия бирримийского фундамента, которое расположено непосредственно к востоку от синклинали Тарква, содержащей минерализованные конгломераты. Когда потоки достигали осевой зоны синклинали, они поворачивали на северо-северо-восток и текли параллельно структуре рельефа (fabric). Влияние тектонических структур на палеопотоки иллюстрируется также радиальной ориентировкой водотоков, стекающих с периклинального замыкания антиклинали Анантанфром, расположенной к западу от синклинали Тарква.

По имеющимся признакам, источником золота были бирримийские сланцы, на которых залегают породы надгруппы Тарква. Вопрос об источнике гематита, тесно связанного с золотом, до сих пор однозначно не решен. Воздымание складок к востоку от пояса Тарква создавало наклон палеосклона к западу, в сторону линейных депрессий, развитых на синклиналях. Эрозионный обломочный материал, сносившийся с поднятых участков, аккумулировался в синклинальных бассейнах, и в определенный момент процессы седиментации приводили к перемыву и сортировке гравийно-песчаной массы с образованием в итоге значительных концентраций золота в матрице галечников.

В контексте литологической модели, показанной на рис. 1, весь разрез золоторудного поля Тарква, вероятно, соответствует нижней пачке грубои мелкообломочных пород. Вследствие трансгрессивного налегания или изначальной неразвитости базальная пачка вулканитов и грубообломочных пород здесь отсутствует.

Золоторудное поле Жакобина в Бразилии

Минерализованные конгломераты добывались в южной части хребта Серра-да-Жакобина, длина которого 250 км. Пояс, где обнаружены золото и уран, протягивается на ~ 45 км в направлении с севера на юг при ширине до 10 км, постепенно уменьшающейся к югу. На двадцатикилометровом отрезке вдоль пояса были разведаны четыре месторождения. Породы группы Жакобина слагают длинный узкий, ограниченный сбросами блок, имеющий форму полуграбена, окруженный гнейсами предположительно архейского возраста, хотя существует вероятность, что некоторые гнейсы могут быть метаморфизованными эквивалентами пород группы Жакобина. Пояс на востоке ограничен меридиональным разломом Итаиту, тогда как западный его край представлен выходом подошвы базальной пачки группы Жакобина, трансгрессивно залегающей на породах фундамента. Таким образом, породы пояса образуют наклоненный клин, погружающийся к востоку, так что западное продолжение толщи Жакобина было поднято и эродировано.

Информация, которая приведена в данном кратком описании золоторудного поля Жакобина, частично заимствована у Бейтмана [1], Кокса [3], Гросса [5], Робертсона [18], Бойла [2] и Хаустона и Карлстрома [7].

Стратиграфия группы Жакобина по соседству с промышленными рудными телами такова (сверху вниз):

Формация Крус-даз-Алмас — глинистые сланцы и слюдистые кварциты с хорошо выраженной слоистостью, мощность 2000 м.

Формация Риу-ду-Ору — слоистые тонко- и среднезернистые кварциты с базальными конгломератами, мощность 2000 м.

Формация Серра-ду-Коррегу — кварциты и конгломераты, мощность 900 м.

Ранее считалось, что эти формации несогласно залегают на породах формации Бананейра, сложенной глинистыми сланцами, кварц-мусковитовыми

2 *

сланцами и слюдистыми кварцитами, но теперь установлено, что формации Бананейра и Крус-даз-Алмас представляют собой одну и ту же толщу обломочных пород, мощность которой удвоена складкообразованием. В западном направлении наблюдается появление все более молодых формаций, трансгрессивно налегающих на более древние толщи. Вверх по стратиграфическому разрезу происходит постепенное уменьшение среднего размера зерна кварцитов. В восточном направлении формация Крус-даз-Алмас трансгрессивно налегает на более древние формации, соотношения между которыми отвечают регрессии. Фундамент обеих сторон пояса — восточной и западной — сложен разнообразными гранитами и гнейсами. Породы группы Жакобина метаморфизованы до амфиболитовой фации, т. е. гораздо интенсивнее, чем это имеет место в районах Тарквы, Гурона или Витватерсранда.

В группе Жакобина имеются три зоны развития конгломератов: нижняя зона в формации Серра-ду-Коррегу, примерно на 100 м выше подошвы толщи Жакобина; средняя зона, в той же самой формации, примерно на 300-500 м выше фундамента и верхняя зона, отвечающая базальной пачке формации Риу-ду-Ору, примерно на 900 м выше подошвы разреза. Породы нижней зоны отлагались на крайне неровной поверхности фундамента, с превышениями, местами постигающими 200 м, мошность ее по 150 м. Средняя зона — самая мощная из трех и достигает 320 м, тогда как мошность верхней зоны наименьшая, не более 20 м. Наилучшее оруденение найдено в Главном рифе. вблизи основания нижней зоны, имеющей злесь мошность от 5 по 30 м. и в рифе Канавиейрас в нижней части средней зоны. Пачки межлу отдельными слоями конгломератов в трех зонах и между самими зонами сложены в основном параллельно-слоистыми и косослоистыми кварцитами, содержащими большое количество слюпы и нерелко имеющими зеленоватый цвет из-за присутствия фуксита. Все три зоны конгломератов представляют седиментационные циклы с уменьшением размера обломков вверх по разрезу.

Отдельные слои конгломератов имеют мощность до одного метра и разделяются чистыми кварцитами, серицитовыми кварцитами и аркозовыми песчаниками. Вследствие метаморфизма высокой ступени, наложенного на осадочные породы, кварциты заметно перекристаллизованы. Рудоносные конгломераты — олигомиктовые, причем бо́льшая часть обломков в них сложена жильным кварцем, а остальные — кварпитами и сланцами. Нижняя зона сложена крупногалечными конгломератами с линзовидными прослоями мелкогалечных рудитов, в то время как в средней зоне размер гальки изменяется от большого до среднего, а в верхней зоне галька мелкая. Матрица различных конгломератов состоит главным образом из кварца, серицита (15-20%) и пирита (2-5%). Второстепенные составляющие: хлорит, турмалин, циркон, рутил, кианит, фуксит, халькопирит, пирротин, сфалерит, ильменит и молибденит. Золото содержится внутри пиритовых зерен, а уран присутствует в виде уранинита и браннерита. Наиболее высокие концентрации рудных минералов обнаруживаются в русловых и остаточных донных конгломератах, особенно там, где промывание косослоистых песков привело к образованию мелкогалечных рудитов. Линзы такого мелкогалечного конгломерата в Главном рифе нижней зоны образуют прослои в пластах крупногалечного конгломерата. Промышленные содержания золота встречаются также в начках козослоистых кварцитов, разделяющих слои конгломератов.

Золоторудная минерализация в группе Жакобина представлена тремя типами: золото в интрузивных дайках, в участках пересечения последними оруденелых осадочных пород; золото в кварцевых жилах, которые образовались в золотоносных пиритовых кварцитах формации Риу-ду-Ору, и золото в слоях конгломератов во всех трех зонах, но с промышленными концентрациями в основном в породах формации Серра-ду-Коррегу. Размер частиц золота очень мал — 50 — 100 мкм, а максимальные концентрации золота обнару• живаются в матрице конгломератов с хорошо «упакованной» галькой у основания маломощных прослоев остаточных галечников и в подошвах передовых слоев в косослоистых кварцитах или конгломератах. Вследствие метаморфизма золото претерпело значительную ремобилизацию. Все золотосодержащие рудиты несут пирит, но связи между количеством золота в руде и интенсивностью пиритовой минерализации не наблюдается.

По сушествующим представлениям, осадки группы Жакобина накапливались в виде кластического клина, примыкающего к крупному продольному разлому, образующему один из бортов внутрикратонного бассейна. Разлом неоднократно подновлялся в процессе заполнения прогиба, и существует тесная связь между тектонической историей и процессами осадконакопления. Область сноса, сложенная, вероятно, архейскими гнейсами, лежит к востоку от раздома, и эропированный обломочный материал с расположенной на востоке возвышенности переносился на запад реками и отлагался в речных конусах выноса, которые образовывались непосредственно западнее граничного разлома. Конгломераты формировались в разветвленно-русловой системе на конусах выноса, более энергоемкие фации отлагались непосредственно у разлома, а периферические фации — на различных расстояниях к западу от него. Так как впоследствии толща была наклонена к востоку, большинство периферических фаций были подняты и эродированы. Со временем уровень общей энергии потоков постепенно уменьшался, приводя к уменьшению размеров обломков вверх по разрезу. Осадконакопление распространялось на все большие и большие площади, в результате чего вышележащие толщи обнаруживают трансгрессивные соотношения со стратиграфически более нижними, особенно в западном крыле бассейна. Речные осадки формаций Серра-ду-Коррегу и Риу-ду-Ору сменяются кверху морскими трансгрессивными отложениями формации Крус-даз-Алмас.

Эволюция бассейна Жакобина хорошо согласуется с обобщенной моделью, представленной на рис. 1. Формации минерализованных конгломератов, наблюдавшиеся в рассмотренном регионе, можно рассматривать как эквивалентные нижней пачке грубо- и тонкообломочных пород и начальным стадиям развития пород осевой пачки неэнергоемких отложений. Стратиграфическое положение группы Жакобина и сокращенная мощность сохранившихся образований приводят к выводу, что верхние члены полного разреза здесь отсутствуют.

Ураноносное рудное поле Эллиот-Лейк в Канаде

Вогнутую к северо-западу дугу длиной в 520 км, сложенную породами надгруппы Гурон в Южной провинции Канадского пита, можно разделить на два основных сегмента. К северу от оси поднятия первого порядка, ориентированной на северо-запад и проходящей через Садбери, расположен сегмент Кобальт, а к юго-западу и западу от этой оси — сегмент Блайнд-Ривер. Ураноносное рудное поле Эллиот-Лейк расположено примерно посредине между Су-Сент-Мари на западной оконечности второго сегмента и Садбери. Оно занимает квадрат 35 imes35 км и протягивается от северного берега озера Гурон через озеро Эллиот до озера Кверке. В разные годы на 11 рудниках здесь добывалась урановая руда из нижнепротерозойских конгломератов. Примерно в 70 км восточнее находится небольшое изолированное месторождение промышленно-рудоносных конгломератов Эгнью-Лейк, тоже в пределах сегмента Блайнд-Ривер. Довольно малозначительные проявления урановой и золотой минерализации есть и в сегменте Кобальт, но промышленные рудные тела в этом отрезке пояса выходов пород надгруппы Гурон пока еще не обнаружены.

Поле Эллиот-Лейк приурочено к горсту между разломами Флэк-Лейк на севере и Марри на юге. В горсте имеется синклинорий, который полого погружается к западу. Синклиналь, пересекающаяся разломом Марри, сменяется к северу антиклиналью Чиблов, а за ней еще дальше севернее следует синклиналь Кверке, которая упирается в разлом Флэк-Лейк. Шесть рупников работало на северном крыле синклинали Кверке и четыре — на южном крыле. Последний из одиннадцати рудников размещается на северном крыле самой южной синклинали; первоначальные размеры этого месторождения могли быть большими, однако сохранилась лишь небольшая его часть к северу от разлома. Так как зоны преимущественного развития минерализованных конгломератов косо секут широтно ориентированные складки, не наблюдается продолжения пластов рудитов вдоль крыльев и вокруг участков замыкания («носов») складок. Имеются также и косо ориентированные складки с осями северо-северо-восточного и северо-западного простирания. Образовавшаяся в результате структура влияла на седиментацию и на расположение участков оптимального образования ураноносных конгломератов.

Источниками информации для этого общего описания рудного поля Эллиот-Лейк послужили работы Пьенаара [15], Роско [20], Ружички [22], Робертсона [19], Кимберли [9], Бойла [2], Хаустона и Карлстрома [7] и Тейса [27].

Максимальное развитие надгруппы Гурон наблюдается в районе Садбери — Эспаньола сегмента Блайнд-Ривер, где слагающие ее группы достигают следующих мощностей:

Группа Кобальт — конгломераты, аркозы, кварциты, алевролиты, аргиллиты, мощность 6000 м.

Группа Кверке-Лейк — конгломераты, аркозовые кварциты, алевролиты, известняки, доломиты, мощность 1500 м.

Группа Хок-Лейк — конгломераты, субаркозовые кварциты, алевролиты, аргиллиты, мощность 3500 м.

Группа Эллиот-Лейк — основные и кислые вулканиты, конгломераты, аркозовые крупнозернистые песчаники, кварциты, граувакки, аргиллиты, мощность 4000 м.

Все группы уменьшаются по мощности в направлении с юга на север, так что в рассматриваемом регионе общая сохранившаяся мощность надгруппы Гурон уменьшается с 15 000 м в районе Садбери — Эспаньола до 5000 м. В отложениях трех верхних групп отчетливо выражена цикличность осадконакопления: в каждой группе нижняя часть сложена наиболее энергоемкими осадками, средняя — наименее энергоемкими, а верхняя — промежуточными по энергоемкости отложениями. Эти породы на рудном поле Эллиот-Лейк претерпели слабый метаморфизм серицитовой фации, но в других местах, где мощность комплекса наибольшая, проявлен метаморфизм гораздо более высоких ступеней.

Все промышленно-рудоносные конгломераты относятся к группе Эллиот-Лейк. Ложе, на котором накапливалась эта толща вулканитов и осадков, имело очень неровный рельеф, так что базальные пачки не выдержаны и развиваются лишь местами. Это относится, в частности, к самой нижней пачке мощностью до 2000 м, сложенной базальтами, андезитами, риолитами, аркозами и конгломератами. На этой смешанной по составу толще вулканитов и грубообломочных осадочных пород залегает формация Матиненда, содержащая ураноносные конгломераты. Вследствие трансгрессивного расширения площади развития более молодых отложений в северо-западном направлении породы формации Матиненда в районе Эллиот-Лейк лежат прямо на архейском фундаменте, базальной толщи здесь нет. Формация Матиненда имеет мощность до 300 м и сложена в основном конгломератами, крупнозернистыма аркозовыми песчаниками и кварцитами. Сами конгломераты залегают в зоне субаркозов, которые типичны для нижних 150 м рассматриваемой формации. В сегменте Кобальт формация Матиненда не была встречена, и это, по-видимому, свидетельствует о более позднем начале осадконакопления в северном сегменте бассейна Гурон по сравнению с частью, лежащей западнее оси регионального воздымания, проходящего через Садбери.

Если стратиграфия надгруппы Гурон согласуется с моделью, изображенной на рис. 1, то группа Эллиот-Лейк должна соответствовать группе базальных вулканитов и грубообломочных пород. Срединной стратиграфической пачкой тогда будет формация Эспаньола (в группе Кверке-Лейк).

В формации Матиненда имеются три зоны преимущественного развития конгломератов: зона Пронто на юге; зона Нордик на южном крыле синклинали Кверке и зона Кверке на ее северном крыле. Эти зоны ориентированы на северо-запад, вкрест простирания основной складчатости. Расстояние в северо-восточном направлении, между зонами Пронто и Нордик, равно примерно 22 км, а между зонами Нордик и Кверке 10 км. Эти зоны расположены кулисно, со смещением более восточных зон к северу. Зона Кверке протягивается в юго-восточном направлении на 9700 м при ширине 2700 м, а параллельная ей зона Нордик — на 5800 м при ширине 1800 м. Истинные размеры зоны Пронто неизвестны, но и до пересечения и смещения ее разломом Марри, возможно, она была меньше зоны Нордик. Судя по развитию трансгрессии в северном направлении, в зоне Пронто седиментация происходила раньше, чем в зоне Нордик, а в последней в свою очередь раньше, чем в зоне Кверке. Отчетливая расчлененность рельефа седиментационного ложа отражала вариации состава пород архейского фундамента; в участках развития пород, менее устойчивых к эрозии, возникали палеодолины. В этих палеодолинах, ориентированных на юго-восток, наблюдается отчетливое увеличение мощности формации Матиненда. Слои конгломератов в пределах депрессий выклиниваются у выступов фундамента и трансгрессивно перекрываются более молодыми формациями. Толщи конгломератов в депрессиях постигают мощности 40 м, а отдельные линзы рудитов имеют ширину до 120 м вкрест простирания и мощность до 5 м. В целом мощность формации Матиненпа увеличивается от < 1 м вблизи озера Кверке до 210 м около рудника Пронто. В пределах зон Кверке и Нордик слои конгломератов близ северо-западных окончаний линзообразны и прерывисты, а в юго-восточных участках более устойчивы и выдержанны.

Ураноносные конгломераты являются олигомиктовыми, с галькой преимущественно жильного кварца и в подчиненном количестве — метавулканитов и кремней. Галька плохо отсортированная, плотно упакованная и хорошо окатанная. Матрица состоит главным образом из кварца, серицита, полевого шпата и пирита, причем последний слагает 10-25% матрицы. Кроме того, в конгломерате встречаются циркон, гранат, турмалин, рутил, сфен, магнетит, касситерит, хромит, ильменит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит, кобальтин, арсенопирит, монацит, уранинит, браннерит, тухолит и золото. Пирит представлен в основном крупными хорошо окатанными обломками размером с крупную дробь. Он встречается главным образом в конгломератах, и только ограниченные количества его наблюдаются в кварцитовых пластах, разделяющих слои рудитов. Тухолиты образуются в верхах сложенных конгломератами и кварцитами седиментационных циклов, с уменьшающимися вверх по разрезу размерами обломков; в этих скоплениях углеводородов, образующих мелкобугорчатые arperaты и маломощные поперечностолбчатые прослои, содержатся пирротин и уранинит; последний довольно обычен и представлен ториевой разновидностью.

В толщах конгломератов и содержащихся в них кварцитах распространена косая слоистость, нередко встречаются следы промоин. Передовые слои часто очерчены пиритовыми просечками, с таким пиритом ассоциируются зерна обломочного уранинита. В некоторых случаях передовые слоп оконтурены прослойками уранинита. Наблюдается также налегание гальки на передовые слои.

Формация Матиненда сложена главным образом конгломератами и грубозернистыми плохо отсортированными аркозовыми кварцитами и субаркозами. Для зоны Пронто характерны валунные конгломераты, валуны плохо отсортированы и довольно умеренно окатаны. Крупная галька конгломератов зоны Нордик хорошо отсортирована и хорошо окатана. Постепенное уменьшение размера обломков продолжается и выше по разрезу, так что в зоне Кверке конгломераты имеют гальку малого и среднего размера, которая хорошо отсортирована и окатана. Выше формации Матиненда чистые зрелые конгломераты уступают место параконгломератам, представляющим собой либо тиллиты, либо потоки дебриса.

Породы формации Матиненда имеют характерный грязноватый желтокоричневый цвет, свидетельствующий об отложении в бескислородных условиях, которые благоприятствовали накоплению обломочных уранинита и пирита. Выше срединной группы Кверке-Лейк цвет осадков меняется на светлозеленый, розовый и красный — признак преобладания окислительных условий. Уранинит и пирит сменяются в красноцветах монацитом и окислами железа.

Промышленные пласты (pay shoots) на рудном поле Эллиот-Лейк представляют собой заполнения широких палеодолин в отложениях зон Кверке. Нордик и Пронто. В пределах этих пластов богатые «струи» (pay streaks) приурочены к линзам конгломератов особого типа, образовавшимся в палеоруслах, которые протягивались в юго-восточном направлении вниз по палеосклону. Эти «струи» тупо обрываются на верху склона, но их юго-восточные окончания принимают форму удлиненных пальцеобразно-ветвящихся каналов. Самая богатая урановая минерализация приурочена к массивным хорошо отсортированным плотно упакованным и содержащим значительное количество «пиритовой дроби» конгломератам, в которых наблюдается заметное потемнение поверхности белой гальки жильного кварна в результате радиоактивной бомбардировки. Обычно минерализация интенсивнее у подошвы слоев рудита. Другими индикаторами повышенного содержания урана являются обилие серицита в матрице и хорошо развитая косая слоистость. Вниз по палеосклону, с северо-запада на юго-восток, отмечается зональность минерализации. Уранинит, развитый в наиболее высокой части зоны, в направлении переноса осадков уступает место браннериту, а тот в свою очередь сменяется ассоциацией браннерита и монацита, а затем, в юго-восточной оконечности зоны, — ассоциацией монацита и циркона. С изменением гидродинамического режима, обусловившим эту зональность, выраженную различиями относительных концентраций обломочных минералов в направлении на юго-восток, связаны также следующие изменения: уменьшается содержание кварцит/конгломерат, vвеурана, растут отношения торий/уран и зоны главным образом в результате увеличения личивается мощность мощности прослоев кварцитов, галька становится мельче, а упаковка обломков — хуже. Зерна уранинита в конгломератах имеют размеры 50-200 мкм, а монацита — 200—400 мкм.

Предложены два варианта интерпретации истории накопления отложений надгруппы Гурон в Южной провинции Канадского щита. Первый подразумевает неоднократные оледенения, когда образование конгломератов происходило в континентально-морских условиях, в течение нескольких длительных интервалов времени; кварциты при этом соответствуют флювиогляциальным отложениям регрессивных интервалов, когда береговая линия моря отступала, а пелиты — отложениям послеледниковых трансгрессий. Согласно второму объяснению, породы надгруппы Гурон соответствуют ряду регрессивных морских циклов, в процессе которых поверхности аккумуляции осадков редко оказывались на суше. Кварциты рассматрпваются как результат накопления регрессивных фаций, отложившихся из турбулентных потоков в мелководной обстановке речной дельты и волноприбойной зоны моря. Конгломераты, за исключением таковых формации Матиненда, являются отложениями ледников или широких обломочных потоков, выносившихся в море. Эти потоки могли активизироваться тектоническими движениями по крупным граничным разломам бассейна осадконакопления. В период образования нижней части надгруппы Гурон, вероятно, преобладал холодный климат, тогда как в верхнегуронское время могли доминпровать условия жаркого и влажного климата.

Конгломераты формации Матиненда рассматриваются как отложения быстрых и мелководных речных потоков. Ветвящиеся потоки текли вниз по палеодолинам, а латеральная миграция русел приводила к слиянию соседних гравийных плащей. Существуют доказательства того, что одна из таких речных систем впадала в прибрежную мелководную зону моря вблизи нынешиего рудника Кверке на северном крыле синклинали Кверке. В сегменте Блайнд-Ривер потоки текли к юго-востоку, тогда как в сегменте Кобальт общее направление потока было южным. Эти два направления сходились в районе Эспаньолы непосредственно южнее регионального воздымания, проходящего через Садбери, где глубина бассейна Гурон была, по-впдимому, наибольшей.

Направления палеопотоков показывают, что источник урана и тория в конгломератах Матиненды лежит северо-западнее рудного поля Эллиот-Лейк. Согласно микроседиментологическим исследованиям, уранинит, монацит, циркон и пирит являются обломочными и переносились из области питания в бассейн Гурон реками. Браннерит образовался в результате адсорбции урана на титановых коллекторах, например разложенном ильмените. Областью питания была архейская толща, обнажающаяся вдоль регионального поднятия, проходящего в северо-западном направлении через Садбери. В пределах всего этого поднятого региона должна была происходить значительная эрозия пород фундамента, которая в итоге привела к уничтожению большей части западного продолжения зеленокаменного пояса Абитиби; именно из таких пород был, вероятно, извлечен пирит. Уран и торий высвобождались при эрозии реголита, имевшегося на архейских гранитах и гнейсах, которые представлены двумя главными типами пород; розовато-серыми гранодиоритогнейсами с обильными ксенолитами зеленокаменной породы и массивными красными кварпевыми монцонитами, аномально обогащенными ураном. Уран извлекался, вероятно, из более дифференцированных калиевых гранитов, содержавших сравнительно большие количества микроклина, кремнезема, урана и тория.

Золоторудные поля бассейна Витватерсранд в Южной Африке

Сохранившаяся часть бассейна Витватерсранд в Трансваале и Оранжевой провинции ЮАР образует дугу, вогнутую к юго-востоку. Длина внешнего края дуги около 480 км, ширина дуги 180 км. Вдоль внешнего края выявлено шесть золоторудных полей и не исключена вероятность того, что еще ряд полей может быть скрыт под покровом более молодых протерозойских и фанерозойских пород, так как бассейн продолжается на восток и на



Рис. 2. Морфология бассейна Витватерсранд, выявляемая по седиментационным изонахитам группы Сентрал-Ранд. Асимметрия бассейна видна по расстояниям между нулевыми изопахитами и осью прогиба. Все шесть речных конусов, к которым приурочены главные золоторудные поля, размещаются на узком регрессивном крыле бассейна осадконакопления. 1 — изопахиты с интервалами 750 м, 2 — нулевая изопахита группы Уэст-Ранд, 3 — речной конус выноса и золоторудное поле, 4 — направление палеопотока. Золоторудные поля: ВК — Велком, КД — Клерксдори, КВ — Карлтонвилл, VP — Уэст-Ранд, иР — Ист-Ранд, ЭВ — Эвандер.

юг и нет никаких признаков, указывающих на ограничение площади осадконакопления. Положение шести золоторудных полей, дугообразный характер бассейна и изопахиты для верхней части стратиграфического разреза показаны на рис. 2.

Формой этот бассейн несколько похож на бассейн Гурон, но в зеркальном отображении, так как бассейн Витватерсранд дугообразно вогнут к юговостоку, а Гурон — к северо-западу. Ось дуги проходит вдоль регионального поднятия, протянувшегося в северо-западном направлении через купол Вредефорт. Восточнее этого поднятия находится сегмент Эватон, в котором расположены золоторудные поля Карлтонвилл, Уэст-Ранд, Ист-Ранд и Эвандер. Приблизительная длина этого сегмента бассейна 220 км. К югу от поднятия расположен сегмент Вильюнскрон длиной более 180 км, к нему приурочены золоторудные поля Клерксдорп и Велком. Речные конусы выноса, слагающие золоторудные поля, разделены следующими расстояниями, измеренными вдоль дуги бассейна: Велком — Клерксдорп — 150 км; Клерксдорп — Карлтонвилл — 120 км; Карлтонвилл — Уэст-Ранд — 50 км: Уэст-Ранд — Ист-Ранд — 70 км; Ист-Ранд — Эвандер — 100 км. Наличие шести отдельных промышленных площадей в бассейне Витватерсранд резко отличает его от бассейнов Тарква, Жакобина и Гурон, в каждом из которых имеется только по одному рудному полю.

Изопахиты осадков показывают, что с течением времени в целом происходило сокращение бассейна, так как нулевая изопахита для верхней половины стратиграфического разреза смещена примерно на 60 км в сторону седиментационной оси прогиба относительно нулевой изопахиты для нижней половины. Это уменьшение заметно только на северо-западном крыле бассейна, так как на его юго-восточном краю различие в положении соответствующих изопахит оказывается небольшим. Площадь бассейна сократилась за этот период примерно на 20%. Более глубокая часть бассейна располагается в пределах сегмента Вильюнскрон, и базальная группа Доминион имеется только в этом сегменте, так же как в бассейне Гурон распространение формации Матиненда и подстилающих ее вулканитов ограничено только сегментом Блайнд-Ривер. Изопахиты указывают на асимметричную форму бассейна: расстояние между седиментационной осью прогиба и нулевой изопахитой на северо-западной стороне бассейна гораздо короче, чем на юговосточной.

Морфология бассейна Витватерсранд отражает структуру, возникшую в результате наложения интерферирующей складчатости, как и в случае района Эллиот-Лейк в бассейне Гурон. Поздние складки ориентированы на северо-запал. и оси их сравнительно прямолинейны. Более превние складки, параллельные оси бассейна осадконакопления, имеют более изменчивые простирания из-за искривления этих структур около складок северо-западного направления. Бассейн в целом является синклинорием. Складки первого порядка имеют длины волн 400-500 км, так что первоначальными ограничениями бассейна могли быть два региональных поднятия, параллельные положительной флексуре, проходящей через купол Вредефорт, и расположенные на расстояниях 400-500 км от этой флексуры, одно - к северо-востоку, другое — к юго-западу. Склалки второго порядка имеют периодичность 40-50 км, и расстояния между золоторудными полями могут определяться этой длиной волны. Скланки третьего порядка располагаются с интервалами в 4-5 км. Структурные купола возникали там, где продольные антиклинали пересскали поперечные, а структурные депрессии — на пересечениях синклиналей. Эти положительные и отрицательные структуры эпизодически проявляли себя в процессе осадконакопления, и их распределение играло значительную роль в локализации золоторудных полей и в регулировании фациального состава отложений в пределах последних, что в свою очередь влияло на развитие минерализованных конгломератов и других пород.

Литература по геологии и минерализации бассейна Витватерсранд значительна по объему, и настоящее сообщение составлено на основе многих обстоятельных описаний, посвященных различным вопросам. Особенно информативными источниками были работы Фетера и Коэна [4], Минтера [11], Преториуса [16], Туиди [28], Смита и Минтера [26] и Минтера [13].

Ниже приводится сводная стратиграфическая колонка надгруппы Витватерсранд с указанием максимальных мощностей:

Группа Клипривирсберг — базальты, андезиты, конгломераты, кварциты; мощность 2500 м.

Группа Сентрал-Ранд — конгломераты, субграувакки, полевошпатовые кварциты, алевролиты, аргиллиты, вулканиты; мощность 3500 м.

Группа Йеппе — конгломераты, полевошпатовые кварциты, алевролиты, аргиллиты, ожелезненные аргиллиты, известковистые аргиллиты, вулканиты; мощность 1500 м.

Группа Уэст-Ранд — конгломераты, субграувакки, субаркозы, ортокварциты, алевролиты, аргиллиты, ожелезненные аргиллиты, железистые кварциты; мощность 5500 м.

Группа Доминион — андезиты, кварцевые порфиры, риолиты, туфы, конгломераты, полевощпатовые кварциты, глинистые кварциты; мощность 1500 м.

В общем более энергоемкие осадки преобладают в узком крыле бассейна, для которого также была характерна тенденция к регрессии (рис. 1). В разрезе этого крыла отношение песок/глина больше и относительное количество конгломератов выше. Минерализованные рудиты встречаются по всему раз-

резу, от подошвы до кровли, — особенность, совершенно не свойственная другим нижнепротерозойским бассейнам мира, в которых имеется только единственная зона золотоносных и ураноносных конгломератов в пределах всего разреза. Группа Доминион содержит одну эксплуатировавшуюся зону конгломератов, группа Уэст-Ранд — одну, группа Иеппе — одну, группа Сентрал-Ранд — семь и группа Клипривирсберг — одну. В пределах некоторых зон разрабатывалось до пяти отдельных горизонтов. Кроме того, на отдельных участках, где более молодые отложения надгруппы Трансвааль трансгрессивно перекрывают оруденелую толщу, принадлежащую этой же надгруппе, их базальные конгломераты содержат золотоносный материал. перемытый из подстилающих пород. На золоторудном поле Велком в разных местах разрабатывались четыре отдельных горизонта конгломератов, на золоторудном поле Клерксдорп — семь, на золоторудном поле Карлтонвилл — три, на золоторудном поле Уэст-Ранд — десять, на золоторудном поле Ист-Ранд — девять и на золоторудном поле Эвандер — один.

Для группы Сентрал-Ранд характерна значительно большая доля хорошо минерализованных рудитов по сравнению с другими группами. Циклы осадконакопления, разделенные несогласиями, варьируют по мощности от 30 до 600 м при средней мощности 250 м и сложены в основном песчаниками с серицитом или без него и небольшими количествами конгломератов. Глинистый материал венчает образования некоторых циклов, обнаруживая утончение обломков снизу вверх. В основании циклов имеются поверхности размыва, на которых накапливались остаточная галька или гравпйные валы. Эти образования перекрываются кварцитами с мульдовой косой слоистостью, которые переходят вверху в субграувакки и алевролиты. Стратиграфическая позиция рудоносных пачек конгломератов в бассейне Витватерсранд уникальна, так как в бассейнах Гурон, Жакобина, Тарква и других менее значительных нижнепротерозойских бассейнах ограниченное по масштабам развитие минерализованных пластов отмечается относительно близко к основанию разреза и не выше его середины.

Разрез Витватерсранда послужил частичной основой для составления стратиграфической модели, показанной на рис. 1; различные группы можно легко сопоставить с базальной пачкой вулканитов и грубообломочных пород (группа Доминион), с нижней пачкой грубо- и мелкообломочных пород (группа Уэст-Ранд), со срединной пачкой мелкообломочных и необломочных пород (группа Йеппе), с верхней пачкой грубообломочных и мелкообломочных пород (группа Йеппе), с верхней пачкой грубообломочных и мелкообломочных пород (группа Сентрал-Ранд) и завершающей пачкой вулканитов и грубообломочных пород (группа Клипривирсберг). В отличие от ранее описанных протерозойских бассейнов минерализация надгруппы Витватерсранд сосредоточена выше срединной пачки. Витватерсрандским эквивалентом конгломератов Матиненда надгруппы Гурон должна быть группа Доминион, а не интенсивнее эксплуатирующиеся горизонты группы Сентрал-Ранд.

Рудоносные конгломераты примерно на 80% (по весу) состоят из гальки, которая преимущественно представлена устойчивыми типами пород, такими, как жильный кварц и кремень. Полимиктовые конгломераты помимо кварца и кремня содержат обломки кварцитов, аргиллитов, лав, глинистых и кристаллических сланцев. Матрица конгломератов состоит главным образом из кварца, серицита и хлорита, а также из большого количества тяжелых минералов, причем кварц перекристаллизован в результате слабого метаморфизма зеленосланцевой фации. Конгломераты обычно чище, чем включающие их кварциты, вследствие перемыва и удаления листовых силикатов. В матрице конгломератов обнаружено более 70 рудных минералов, из которых по крайней мере 40 отчетливо обломочного происхождения. К наиболее распространенным из этих минералов относятся пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, молибденит, кобальтин, рутил, лейкоксен, ильменит, циркон, хромит, осмирид, уранинит, тухолит, браннерит и золото. Пирит слагает до 15% матрицы и встречается в трех формах, одна из которых отчетливо обломочная, другая, очевидно, отлагалась in situ из сульфидных илов в межрусловых участках, а третья — продукт метаморфической перекристаллизации. Частицы золота колеблются по размеру от 5 до 100 мкм, а уранинита — от 15 до 250 мкм.

Тела конгломератов по форме бывают двух типов. Наиболее распространены маломощные залежи остаточного гравия, которые приурочены к ложу древних промоин и окружены песками с мульдовой косой слоистостью, причем и те и другие были отложены в ветвящихся многорусловых речных системах в сравнительно высокоэнергетических условиях. Такие россыпные рудные тела соответствуют регрессивным проксимальным фациям. Тела другого типа встречаются намного реже, но имеют большое промышленное значение. Оруденение в них можно классифицировать как связанное с трансгрессивными россыпями, образованными на общирных и практически плоских поверхностях несогласия. Дистальные осадки у основания речных конусов выноса были в процессе трансгрессии переотложены выше по палеосклону наступавшими на берег водами бассейна осадконакопления и перемывались, отсортировывались в ходе этого процесса.

Самые высокие концентрации золота и уранинита встречаются в галечных валах, неоднократно подвергавшихся переотложению и промыванию. Золото может преимущественно находиться в матрице у самой кровли отдельного гравийного слоя в пределах гряды гравия или на поверхностях размыва также внутри гравийной гряды, причем концентрирование тяжелых минералов происходило в интервалах между последовательными импульсами накопления гравия. На поверхностях размыва в остаточных гравийных скоплениях, маркирующих дно русел, обычно развита более бедная минерализация. С мульдовой косой слоистостью, образованной миграцией дюн по руслам и через валы, ассоциируется лучшая минерализация, чем с плоскопараллельной косой слоистостью, причем последняя указывает на разветвление потока (дивергенцию) и быстрое накопление песка. В самом детальном масштабе у золота, уранинита и других тяжелых минералов выражена тенденция больше всего накапливаться вдоль передовых слоев косослоистых начек, где эти минералы могут находиться либо у верхнего окончания передового слоя как лавинное скопление, либо у нижней части передового слоя как результат турбулентного встречного течения, либо на размытом ложе передового слоя. Во всех случаях скопления связаны с формами речного ложа, параллельными направлению палеопотока.

Конгломераты группы Доминион, ограниченные только сегментом Вильюнскрон, отлагались на палеосклоне, наклоненном к юго-западу, причем эрозионный обломочный материал поступал с регионального поднятия, проходящего через купол Вредефорт. Мелководные разветвленные потоки несли гравий и пески, а дренаж регулировался морфологией архейской эрозионной поверхности аналогично тому, как это происходило на урановорудном поле Эллиот-Лейк формации Матиненда, хотя рельеф здесь не был столь хорошо выражен, как в сегменте Блайнд-Ривер, и слабее сказывалось влияние различий в свойствах пород фундамента. В период отложения осадков группы Уэст-Ранд для бассейна была характерна тенденция расширения. Последующая эрозия материала, отложенного вдоль краев, уничтожила значительную часть проксимальных фаций, в результате чего большинство сохранившихся толщ представляют дистальные низкоэнергетические условия. Преобладают морские шельфовые отложения, обнаруживающие признаки влияния приливов, и в сравнительно небольшом количестве присутствует речной обломочный материал, который формировал сопрягающиеся дельтовые конусы, наступавшие на приливную зону. Неоднократные смены трансгрессий и регрес-

СИЙ ПРИВОЛИЛИ К ПОЯВЛЕНИЮ ВО МНОГИХ ПИКЛАХ ОСАЛКОНАКОПЛЕНИЯ РЕЧНЫХ пляжных, ближних и дальних шельфовых отложений. С конца времени йеппе бассейн начал уменьшаться в размерах и стали преоблалать регрессивные условия, но все же со сменой в меньшем масштабе трансгрессий и регрессий и возникновением типичных циклов, характеризующихся уменьшением размера обломков вверх по разрезу. При образовании группы Сентрал-Ранд наступание берегов происходило центростремительно со всех сторон замкнутого бассейна. Конгломераты, субаркозы, полевошпатовые кварпиты, ортокварциты и аргиллиты отлагались в речных или дельтовых конусах выноса. местоположение которых определялось структурой, возникшей в результате наложения разноориентированных складчатостей, причем конусы располагались между куполами и возникали в структурных депрессиях. Слияние конусов выноса приводило к появлению якобы монолитных широких и однородных гравийных залежей, которые на самом деле являются комплексами наложенных, пальцеобразно взаимопроникающих дискретных тел конгломератов и песков различного состава, поступавших нередко из разных источников. Многие из циклов осадконакопления представляют собой реакцию на неоднократные восстанавливающие тектоническое равновесие полвижки в пределах самого бассейна или в смежных с ним участках.

Все значительные россыпные скопления золота и урана образовались в мелководных разветвленных речных системах. Переработка скоплений гравия и песка в условиях регрессии или трансгрессии способствовала возникновению хорошо минерализованных конгломератов. Речные русла были слабо извилистыми, и глубина их обычно не превышала 2 м. Сначала образовались гряды рыхлого гравия, в который затем вместе с песчаным материалом были привнесены тяжелые минералы, главная же масса песчаного материала мигрировала в виде дюн через гряды гравия. В периоды перерывов в осадконакоплении в конце импульсов и циклов притока обломочного вещества промывание песчано-гравийных масс способствовало уносу мелкозернистого и легкого материала, а на месте задерживался остаточный гравий с тяжелыми минералами, главным образом пиритом, золотом и уранинитом.

Промышленные концентрации этих минералов не ограничиваются конгломератами. Повсюду, где имело место промывание песков, тяжелые минералы могли задерживаться как остаточные скопления на эрозионных поверхностях, становившихся затем, как правило, поверхностями несогласия. Тонкие прослои золота и других тяжелых минералов действительно встречаются на плоскостях, соответствующих перерывам в осадконакоплении, и не обязательно связаны с галькой. Полосчатые пиритсодержащие кварциты и ортокварциты (последние — с единичными прослойками золота и уранинита) эксплуатировались и вносили значительный вклад в общую добычу. Рыхлый гравий действовал как своего рода ловушка для тяжелых минералов, содержавшихся в приносимой песчаной фракции, а промывание играло роль еще одного механизма концентрирования золота и урана на участках, где гравий не отлагался или полностью был смыт при последующей переработке гравийно-песчаной массы. Кроме того, действовал третий фактор, способствовавший накоплению золота и уранинита. В низкоэнергетических условиях в дистальных частях конусов выноса росли водорослевые маты, и тонкозернистые золото и уранинит, прошедшие через гравийные ловушки, захватывались матами, в которых создавались значительные концентрации; такого рода рудные скопления получили название углистых проводников (carbon leaders). Биохимическая переработка приводила к еще большему увеличению количества этих минералов, задержанных водорослями. Водоросли развивались и выше по палеосклону в пересохших руслах рек, в периоды, когда прекращалось течение и поступление песка; дно таких русел тоже может нести золото и уранинит в массе органического вещества.



Рис. 3. Концептуальная модель типичного разрастающегося речного конуса выноса в бассейне Витватерсранд, показывающая расположение фаций вершины, середины и основания конуса, а также зону волновой переработки в трансгрессивном седиментационном бассейне. 1 - купольные поднятия, 2 - ранняя низкоэнергетическая фация, 3 - зона волновой переработки, 4 - русла, к которым приурочены обогащенные рудные струп (рауstreaks), 5 - фация вершины конуса, 6 - фация середины конуса, 7 - фация основанияконуса.

Отдельные золоторудные поля представляют собой речные конусы выноса, в течение длительных периодов времени наслаивавшиеся один на другой вниз по склону от точки входа главной речной системы в бассейн осадконакопления, который, по крайней мере во время накопления пород группы Сентрал-Ранд, имел форму замкнутого внутрикратонного бассейна. До сих пор обнаружено всего шесть речных систем (рис. 2). Типовая модель конуса выноса изображена на рис. З. Речная система была зажата между структурными куполами, и конус выноса образовался непосредственно ниже точки, где река переливалась через перемычку между куполами. В некоторых местах, например на золоторудном поле Ист-Ранд, конус проникал далеко внутрь бассейна до тех пор, пока не упирался в другой ряд куполов. Большой конус, подобный показанному на рисунке, мог иметь размеры 40-60 км в радиальном направлении вниз по палеосклону от точки входа до конца основания конуса. В конусе выноса можно различить три фации: 1) фация вершины конуса, характеризующаяся наибольшими размерами обломков и наименьшими концентрациями золота и урана; 2) фация середины конуса, представленная зрелыми средне-мелкогалечными конгломератами с относительно высокими концентрациями тяжелых минералов, и 3) фация основания конуса с мелкозернистым осадком и подчиненным количеством конгломератов, содержащих меньшие количества золота и урана. Размер зерен тяжелых минералов определял оптимальное место в конусе выноса, где они накапливались в результате гравитационного осаждения. В вершине конуса выноса условия были слишком турбулентны и высокоэнергетичны для осаждения мелких частиц. Гидродинамический режим в средней части конуса обеспечивал наиболее благоприятные условия для задержки песка, содержавшего тяжелые минералы, и его последующего промывания. Только самые мелкие частицы, составляющие небольшую долю в распределении тяжелых минералов по размеру зерен, переносились в сегмент основания конуса. Здесь эффективным средством задержки таких частиц были водорослевые маты, так что хотя конгломераты в фации основания конуса выноса и являются менее продуктивными, чем в фации середины конуса, количества золота и урана, добытые из периферических частей конусов, все же достаточно велики. Из-за разницы в удельном весе и в величине гидравлического эквивалента ¹ частицы уранинита переносились дальше по конусу, чем частицы золота, вследствие чего вниз по палеосклону наблюдается постепенное увеличение отношения уран/золото. Это отношение могло быть около 5 в фаниях нижней части вершины и середины конуса, где галька и обломки пирита крупнее, и возрастать до 25 в дистальной фации основания конуса, где размер обломков рудовмещающих осадков гораздо меньше, доля конгломератов снижена и возможно присутствие органического вещества.

Богатые «струи» имеют форму разветвленных каналов, число которых уменьшается вниз по палеосклону. Эти каналы имеют тенденцию расширяться в пределах двух граничных сегментов конуса, тогда как центральный сегмент в некоторых случаях имеет мало каналов и, следовательно, меньшее количество оруденелых конгломератов. Фации средней части конуса могли стать вместилищем исключительно высоких концентраций золота и урана в периоды трансгрессий, когда полностью прекращалось поступление материала из области питания. Деятельность волн в период трансгрессии была оптимальной в верхней части основания и в середине конуса; происходило промывание, приводившее к сносу русловых песков и гравия и к трансгрессивному отложению конгломератов дистального типа. Низы базального сегмента конуса выноса обычно оставались ниже основания волн, что благоприятствовало сохранению водорослевых матов.

Помпмо влияния на расположение конусов выноса в пределах бассейна осадконакопления, структурные купола также способствовали переработке материала на конусах и связанной с этим концентрации тяжелых минералов в остаточных гравийных скоплениях. Купола расположены вдоль антиклиналей второго порядка как продольных, так и поперечных, и тектоническое воздымание в каждом пересечении антиклиналь — антиклиналь содействовало увеличению размеров купола. Купола неоднократно испытывали восходящие движения диапирового характера, и осадки, обрамляющие купол, каждый раз приспосабливались к новому положению, так что со временем постепенно увеличивалась крутизна палеосклона, направленного от купола в сторону бассейна, что приводило к отложению осадков верхних частей разреза в более высокоэнергетических условиях. При повторных воздыманиях по периферии куполов происходило развитие дуговых разломов, и палеосклон приобретал ступенчатый профиль. Возросшая крутизна палеосклона вместе с перепадами высоты над дуговыми разломами вела к переработке прежних осадков в более поздние залежи, особенно вдоль граничных третей конусов, как показано на рис. 4. Тесная связь тектоники с осадконакоплением п переработкой россыпей, обусловливавшая образование промышленных концентраций золота и урана, является ключевым фактором в формировании золоторудного поля Витватерсранд.

¹ Гидравлический эквивалент (hydraulic equivalence) — мера миграционной способности зерен данного минерала по сравнению с зернами кварца; численно определяется количеством ступеней шкалы Аддена (Udden), разделяющих размеры зерен данного минерала и кварца, одновременно осажденных из потока. — Прим. перев.



Рис. 4. Влияные структурных куполов на расположение речных конусов выноса в протерозойских бассейнах и зон переработки осадков на несогласиях и на участках, которые примыкают к дуговым разломам, связанным с диапироподобным воздыманием куполов. I — наиболее поднятый купол, II — умеренно поднятый купол, III — слабо поднятый купол. I — дуговые разломы, связанные с купольными поднятиями, 2 — зоны переработки, связанные со ступенчатыми сбросами по дуговым разломам.

Представляется, что источником тяжелых минералов были архейские породы, которые окружают бассейн Витватерсранд и подстилают его осадочные и вулканогенные толщи. Золото, вероятно, извлекалось из эродированных зеленокаменных пород, которые вмещают промышленную золотую минерализацию в нескольких рудных поясах в Трансваале, а также в поясе Абитиби, расположенном севернее бассейна Гурон. Первоначальным источником урана были граниты архейского комплекса, в особенности молодые калиевые граниты. Все главные золоторудные поля расположены на северозападном крыле бассейна, и палеопотоки показывают, что область питания лежала в этом направлении. На северо-западном фланге бассейна сохранились только небольшие реликты зеленокаменных толщ, и это заставляет предполагать, что тектоническое воздымание было значительным и привело к преобладанию гранитоидных пород. На юго-восточном фланге бассейна, где имеется лишь незначительное оруденение, зеленокаменных пород сохранилось заметно больше, что указывает на меньшее тектоническое воздымание, меньшую эрозию потенциально материнских пород и меньшую вероятность переноса значительных количеств золота и урана в бассейн осадконакопления.

Общая характеристика золотоносных и ураноносных

конгломератов

Рудоносные конгломераты встречаются в осадочных толщах раннепротерозойского и позднефанерозойского возраста, интервал между ними практически лишен промышленных рудных тел этого типа. Существует сомнение в правильности отнесения к кембрию обнаруженных в СССР рудитов, содержащих, как сообщалось, одновременно золото и уран. Самые древние протерозойские конгломераты имеют возраст порядка 3100 млн. лет, а самые моло-

дые — около 1900 млн. лет. В архее нет минерализованных конгломератов со значительными содержаниями золота и урана, а верхний протерозой от 700 по 1600 млн. лет назад представлял собой слишком неблагоприятный для образования таких месторождений период. Обломочный уранинит исчезает из конгломератов с наступлением периода широкого развития железистых кварцитов, что во всем мире соответствует среднему протерозою. Осаждение золота в конгломератах еще продолжается в течение 300 млн. лет, но прекращается после появления первых красноцветных образований. Таким образом, период между 2200 и 3100 млн. лет назад является оптимальным для образования золотоносных и ураноносных конгломератов и ассоциирующихся с ними минерализованных грубообломочных осадков. Наиболее крупные рудные тела встречаются в породах с возрастом от 2400 до 2800 млн. лет. Имеются нечеткие указания на то, что золото более распространено в нижних частях разреза нижнего протерозоя, а уран — в верхних, но конгломераты повсеместно содержат, как правило, переменные количества обоих минералов. Надгруппа Витватерсранд в Южной Африке вмещает наиболее значительные количества минерализованных рудитов, и этому могло благоприятствовать то обстоятельство, что протерозойский стиль формирования земной коры в Южно-Африканском кратоне имел место уже в то время (2500-3100 млн. лет назад), когда архейский стиль эволюции все еще господствовал почти во всех остальных регионах мира.

Устойчивость земной коры, по-видимому, является существенным компонентом в комплексе условий, необходимых для образования рудных месторождений конгломератового типа. Только при стабильном режиме могли получать законченное развитие эрозионные циклы, в течение которых эрозпонный обломочный материал поступал в крупные речные системы, сохранявшиеся на протяжении длительных периодов времени и разгружавшиеся во внутрикратонные бассейны осадконакопления.

Период времени, предшествовавший образованию крупных залежей среднепротерозойских железистых кварцитов и карбонатов, характеризовался сравнительно низким содержанием кислорода в гидросфере и атмосфере, и эта планетарная геохимическая особенность благоприятствовала переносу, отложению и концентрированию обломочных уранинита и пирита. При окислительных условиях, которые преобладали с момента начала формирования железистых кварцитов и красноцветных отложений, урановые минералы не могли сохраняться в химически устойчивой форме, а место обломочных сульфидов заняли окислы железа. Присутствие диамиктитов ¹ в нижнепротерозойских резрезах заставляет предполагать, что в ряде случаев могло иметь место оледенение, и связанный с этим холодный климат также мог способствовать сохранению обломочных уранинита и пирита.

Вследствие древности нижнепротерозойских конгломератов их выход на поверхность определяет эрозия мощного верхнепротерозойского и фанерозойского чехла, что в свою очередь подразумевает значительное тектоническое воздымание, которое вывело на дневную поверхность комплексы осадочных пород и вулканитов с возрастом древнее 1900 млн. лет. В связи с этим все известные золоторудные и урановые поля располагаются на флангах поднятых блоков в пределах кратонов, где протерозойские отложения воздымались из-под покрова более молодых толщ. Обычно масштаб тектонического воздымания таков, что в центральных частях блоков все протерозойские породы оказываются уничтоженными и в обнажениях сохраняются только породы архейского фундамента. Вполне возможно, что некоторые раннепротерозойские бассейны, содержащие рудоносные конгломераты, до сих пор скрыты в зонах регионального погружения структур, в стороне от централь-

¹ Диамиктиты — плохо отсортированные терригенные осадочные породы с обломками самого различного размера в мелкозернистой массе. — Прим. перев.

ных частей структурно поднятых блоков, т. е. на тех участках, где положительные движения были недостаточно велики, чтобы доверхнепротерозойские породы могли появиться на поверхность из-под платформенного чехла.

Из известных бассейнов лишь Витватерсранд изучен достаточно хорошо. чтобы можно было судить о строении раннепротерозойских бассейнов, в которых накапливались минерализованные конгломераты. Такие седиментационные бассейны. по-вилимому, лостигали по меньшей мере 600 км в длину и 250 км в ширину. Они были, вероятно, асимметричны по форме, с узким относительно седиментационной оси прогиба крылом. где преобладали высокоэнергетические условия, и широким крылом, характеризовавшимся низкоэнергетическими фациями. В бассейне Витватерсранд все значительные рудные месторождения локализуются в узком крыле бассейна, которое было также областью преобладания регрессии, благоприятной для эрозии и переработки ранее накопленных осалков и переотложения их в стратиграфически более высоких горизонтах. Превалирующие в широком крыле трансгрессивные соотношения больше способствовали захоронению и сохранению толш, что уменьшало возможность их переработки. Урановое поле Эллиот-Лейк, по-видимому, приурочено к широкому, трансгрессивному крылу бассейна Гурон.

Максимальная мошность осадков в накапливавшихся раннепротерозойских седиментационных бассейнах могла достигать ~15 000 м. Меньшие величины указывают, возможно, на то, что верхние части полного стратиграфического разреза, которые могли содержать рудоносные конгломераты, удалены эрозией. Согласно концептуальной модели, основанной на наблюдениях в ряде ранне- и среднепротерозойских бассейнов Южной Африки, полный разрез можно подразделить на пять групп осадочных образований: базальную пачку вулканитов и грубообломочных пород, нижнюю пачку грубо- и мелкообломочных отложений, срединную толщу мелкообломочных и необломочных пород, верхнюю пачку грубо-и мелкообломочных пород и завершающую пачку вулканогенных и грубообломочных образований. Большинство разведанных рудоносных конгломератов приурочены к двум самым нижним пачкам. Лишь в бассейне Витватерсранд рудоносные конгломераты залегают не только в двух нижних, нои в двух самых верхних пачках, и, вероятно, немаловажно, что эти верхние горизонты конгломератов характеризуются гораздо более высокими содержаниями золота и урана.

Морфология бассейнов отражает структурную анизотропию фундамента, на котором они развивались, и наблюдается тесная связь между осадконакоплением и тектоникой. Палеотопография фундамента определялась геологической структурой, так что палеодолины развивались вдоль прогибов. Речные системы в этих палеодолинах отлагали гравий и песок; в последнем содержались обломочные золото, уранинит и пирит. Определенным образом ориентированные структуры в течение всей истории осадконакопления подвергались неоднократной активизации, и те же самые структуры, которые влияли на осаждение базальных толщ, определяли также фациальный состав и масштабы осадконакопления в заключительные стадии развития бассейна. Особо важную роль играли структурные купола, которые образовывались на пересечениях антиклиналей, принадлежавших к двум интерферирующим пересекающимся направлениям складок. Эти купола оказывали регулирующее влияние на системы дренажа, а их периодическое диапироподобное воздымание приводило к образованию многочисленных несогласий, на которых вследствие переработки россыпей концентрировались тяжелые минералы. Поднятие куполов увеличивает энергетические возможности осадкообразующих водных систем и тем самым способствует большей переработке материала — процессу, принципиально важному для формирования оруденения в конгломератах.
Характерными породами раннепротерозойских бассейнов, вмещающих минерализованные рудиты, являются полузрелые серицитовые или полевошпатовые арениты, которые накапливались в речных, дельтовых, неритовых и мелководно-морских условиях. Мощные толщи глубоководных турбидитов и хемогенных осадков не возникали в условиях, благоприятствовавших россыпей золота и уранинита. Типичные золотоносные накоплению и ураноносные конгломераты являются по составу олигомиктовыми (галька — из жильного кварца и кремня), с поровым типом цемента и с галькой. обычно хорошо окатанной и плотно упакованной, но не обязательно хорошо отсортированной. Матрица состоит в основном из кварца, серицита, хлорита и пирита. К наиболее распространенным тяжелым минералам относятся пирит. циркон, хромит и лейкоксен. Золото встречается в свободной форме, и его обломочные частицы очень малы — крупных зерен золота нет. Урановая минерализация свидетельствует о наличии в первичной руде уранинита и браннерита. Матрица конгломератов чище, чем окружающие их арениты, и обнаруживает признаки переработки и отмучивания легкого и тонкого материала. Оруденение обычно богаче там, где в конгломератах и окружающих их кварцитах развита не плоскопараллельная, а мульдовая косая слоистость. Золото и уран нередко концентрируются на поверхностях несогласия.

Контролируемое тектоникой циклическое осадконакопление является характерной чертой тех толщ, в которых встречаются минерализованные конгломераты. В таких циклах, заключенных между несогласиями, наблюдается закономерное уменьшение размера обломков снизу вверх. Гравий при формировании этих циклов отлагался в ветвящихся речных системах в виде русловых залежей или гряд. Водотоки следовали по палеодолинам, особенно те, в которых накапливались рудиты (близ подошвы разреза), или распространялись поперек речных конусов выноса или дельт, представлявших собой главные места локализации конгломератов верхней части надгруппы Витватерсранд. Русла были мелкими и имели небольшой уклон. Переработка россыпей происходила в условиях регрессии, и тогда более поздние водотоки продвигались все дальше внутрь бассейна через скопления ранее отложенного гравия, или в условиях трансгрессии, когда воды бассейна затапливали конус выноса и волны перемывали ранее образованную россыпь.

В речных конусах выноса бассейна Витватерсранд наиболее богатые конгломераты приурочены к средним частям конусов, где гидродинамические условия благоприятствовали отложению мелких частиц золота и уранинита. Параметры, обычно применяемые для идентификации таких условий, являются также индикаторами повышенных концентраций тяжелых минералов. Минерализация встречается не только в матрицах конгломератов, но также в виде остаточных скоплений на поверхностях несогласий, образовавшихся при перемыве и переработке песков, в которых тяжелые минералы переносились в бассейн. На таких поверхностях часто полностью отсутствует галька. В низкоэнергетической фации основания конуса золото и уранинит часто ассоциируются с углеродистым веществом, источником которого были водорослевые маты, служившие ловушками для очень мелких частиц тяжелых минералов. Вполне надежно доказано, что в докембрийских рудных месторождениях конгломератового типа не только рудиты могут содержать промышленные количества золота и урана.

Все раннепротерозойские бассейны с золотоносными и ураноносными конгломератами лежат прямо на архейском фундаменте, который, как полагают, служил источником тяжелых минералов. Там, где бассейн контактировал с более древними протерозойскими отложениями, конгломераты или слабо минерализованы, или безрудны, исключая области трансгрессии, где были переработаны и переотложены золото- и урансодержащие отложения более древнего бассейна. Полагают, что золото извлекалось из зеленокаменных

архейских толш, тогда как источником урана служили поздние, обогащенные калием и кремнеземом гранитоиды. Уранинит содержался, вероятно, в имевших широкое распространение палеопочвах, которые развивались как реголит по гранитам. Мошность таких палеопочв, согласно наблюдениям, достигала 35 м, хотя в среднем была около 5 м.Кварц и серицит являются главными составляющими палеопочв, причем серицит образовывался в результате разложения полевых шпатов. Эрозия обширных участков таких палеопочв способствовала также широкому распространению кварца и серицита, характерных для аренитов минерализованных бассейнов. Снос реголита в результате тектонического воздымания и начала формирования бассейна приводил к формированию минерализованных базальных конгломератов, подобных тем, которые встречаются в надгруппе Гурон в Канаде.

Развитие золотоносных и ураноносных конгломератов знаменовало редкие события в истории осадконакопления в раннепротерозойских бассейнах. Такие горизонты соответствуют тем нечастым случаям, когда эрозии подвергались подходящие материнские породы, когда функционировали подходящие речные транспортирующие системы, когда в участках разгрузки речных систем создавались благоприятные для осадконакопления условия и когда вскоре после отложения песков, содержащих тяжелые минералы, вступал в действие эффективный механизм переработки и концентрирования. Только оптимальная комбинация и взаимодействие всех этих факторов могли увенчаться образованием самых крупных в мире месторождений золота и скоплений урана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Bateman J. D., Uranium-bearing auriferous reefs at Jacobina, Brazil: Econ. Geol., v. 53, p. 417-425, 1958. 2. Boyle R. W., The geochemistry of gold and its deposits: Canada Geol. Survey Bull.

- 20. 584 p. 1979.
 3. Cox D. P., Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil: Econ. Geol., v. 62, p. 773-780, 1967.
 4. Feather C. E., Koen G. M., The mineralogy of the Witwatersrand reefs: Minerals Sci. Eng., v. 7, p. 189-224, 1975.
 5. Gross W. H., Evidence for a modified placer origin for auriferous conglomerates, Cana-mineral Mineral Sci. 276, 4968.

- Houston R. S., Karlstrom K. E., Uranium-bearing quartz-pebble conglomerates: explo-ration model and United States resource potential: Laramie, U. S. Dept. Energy/Univ. Wyoming, 510 p., 1979.
- 8. Junner N. R., Gold in the Gold Coast: Gold Coast Geol. Survey Mem. 4, 76 p., 1935.
- 9. Kimberley M. M., Origin of stratiform uranium deposits in sandstone, conglomerate, and pyroclastic rocks: Mineralog. Assoc. Canada Short Course Handbook 3, p. 339-381, 1978.
- 10. Кренделев С. П., Павлов А. Л., Причины сонахождения урана и золота в рудных провинциях. В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Тезисы докладов Всес. совещания в Новосибирске. Новосибирск: Наука, 1972, ч. 11, с. 22—23.
 11. Minter W. E., Detrital gold, uraninite and pyrite and concentrations related to sedimentology in the Precambrian Vaal Reef placer, Witwatersrand, South Africa: Econ. Cool. v. 74, p. 457, 475, 4076.
- mentology in the Precambrian Vaai Reef placer, Witwatersrand, South Africa: Econ. Geol., v. 71, p. 157-175, 1976.
 12. Minter W. E., A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand sediments, in: Miall A. D., ed., Fluvial sedimentology: Calgary, Canadian Soc. Petroleum Geologists, p. 801-829, 1978.
 13. Minter W. E., The golden Proterozoic, in: Tankard A. J., ed., Crustal evolution of South Africa: Berlin, Springer-Verlag, в печати.
 14. Muiff R., Saager R., Petrographic and mineragraphic investigation of the Archean gold placer at Mount Robert in the Pietersburg greenstone belt, northern Transvaal: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 6, p. 23-31, 1979.
 15. Pienaar P. J., Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot Group, Blind River.

- Pienaar P. J., Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot Group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate: Canada Geol. Survey Bull. 83, 143 p., 1963.

- 16. Pretorius D. A., The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 7, Amsterdam, Elsevier, p. 29-88, 1976.
- 17. Pretorius D. A., The crustal architecture of Southern Africa: Geol. Soc. South Africa, 13th Alex. du Toit Memorial Lecture, 60 p., 1979.
- 18. Robertson D. S., Basal Proterozoic units as fossil time markers and their use in uranium prospection, in: Formation of uranium ore deposits (symposium): Vienna, International Atomic Energy Agency, p. 495-512, 1974.
- 19. Robertson J. A., The Blind River uranium deposits: the ores and their setting: Ontario Div. Mines Misc. Paper 65, 45 p., 1976.
- 20. Roscoe S. M., Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield: Canada Geol. Survey Paper 68-40, 205 p., 1969.
- 21. Roscoe S. M., The Huronian Supergroup, a Paleo-Aphebian succession showing evidence of atmospheric evolution: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 12, p. 31-47, 1973.
- Ruzicka V., Geological comparison between east European and Canadian uranium deposits: Canada Geol. Survey Paper 70-48, 196 p., 1971.
 Saager R., Utter T., Meyer M., Pre-Witwatersrand and Witwatersrand conglomerates
- in South Africa: a mineralogical comparison and bearings on the genesis of gold-uranium placers: Econ. Geol. Research Univ. Inf. Circ., Univ. Witwatersrand, Johannesburg, в печати.
- 24. Sestini G., Sedimentology of a paleoplacer: the gold-bearing Tarkwaian of Ghana, in: Amstutz G. C., Bernard A. J., eds., Ores in sediments: Heidelberg, Springer-Verlag, p. 275—305, 1973.
- 25. Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. Сборник/ Отв. ред. В. И. Смпрнов. — М.: Наука. 1969. 26. Smith N. D., Minter W. E., Sedimentological controls of gold and uranium in two
- Witwatersrand paleoplacers: Econ. Geol., v. 75, p. 1-14, 1980.
- 27. Theis N. J., Uranium-bearing and associated minerals in their geochemical and sedimentological context, Elliot Lake, Ontario: Canada Geol. Survey Bull. 304, 50 p., 1979.
- 28. Tweedie E. B., History, geology and value distribution of the Evander Goldfield, Eastern Transvaal, South Africa: Commonwealth Mining Metall. Cong., 11th, Proc., p. 489-496, 1978.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Дж. М. Франклин, Дж. У. Лайдон, Д. Ф. Сангстер

Краткое содержание

Как группа колчеданные месторождения вулканической ассоциации являются преимущественно стратиформными скоплениями сульфидных минералов, сформированными на илп около поверхностп морского дна близ места разгрузки гидротермальных флюидов. Рудовмещающие толщи включают значительные количества вулканических пород, хотя в отдельных случаях сами руды могут находиться в окружении осадочных пород. Характерно, что руды более чем на 60% сложены сульфидами, большей частью пиритом и/пли пирротином плюс варьирующими количествами сфалерита, халькопирита или галенита. Ниже массивных руд могут располагаться богатые медью прожилки и вкрапленность сульфидов (прожилково-вкрапленная зона) и трубообразная колонна интенсивно измененных пород. Месторождения характеризуются внутренней зональностью в распределении металлов, наиболее устойчивым отражением которой является уменьшение вверх и/или в стороны отношения Cu/(Cu + Zn + Pb). Такая зональность особенно ясно выражена в тех залежах, которые локализованы над подводящими трубообразными структурами (например, месторождения Норанда и Куроко). В других случаях (например, Бесси, Кислагер, Батерст, Нью-Брансуик) рудные тела могут быть пластовыми с подстилающей прожилково-вкрапленной зоной или без нее. Массивные руды иногда обнаруживают признаки переработки, а в отдельных участках они могут быть частично или полностью перемещены от места своего первоначального отложения.

В завпсимости от содержания металлов месторождения разделяются на две группы: медно-цинковую и цинково-свинцово-медную. Многие месторождения медно-цинковой группы, такие, как месторождения Канадского щита и частично скандинавских каледонид, находятся в бимодальных по составу вулканических толщах; вулканические породы основного состава обычно составляют по меньшей мере 90% суммарного вулканического выполнения разреза, однако в непосредственной близости от рудной залежи, как правило, широко развиты кислые вулканические породы. Медно-цинковые месторождения офиолитовой ассоцпации (Кппр, Турция, Ньюфаундленд, Саудовская Аравия) обычно располагаются на контакте между двумя вулканическими толщами основных пород с подушечной текстурой. Бесси, Кислагер и некоторые месторождения Фенноскандинавского щита приурочены к участкам, сложенным в равной мере основными вулканитами и кластическими осадочными породами.

Месторождения цинково-свинцово-медной группы по своему стратиграфическому положению размещаются либо среди кислых вулканических пород, как это имеет место в поясе зеленых туфов Японии и на Тасмании, либо среди толщ, сложенных приблизительно равными количествами кислых вулканитов и осадочных пород, как это наблюдается в Батерсте, Нью-Брансупке и в Иберийском пиритовом поясе.

Окисные железистые кварциты обычно, хотя и не повсеместно, ассоциируются с цинково-свинцово-медными месторождениями. Барит широко распространен в некоторых цинково-свинцово-медных месторождениях, но отсутствует в подавляющем большинстве медно-цинковых месторождений.

Этп две группы месторождений можно разделить по изотопному составу серы, однако они неразличимы по паотопам свинца. За одним исключением, измененные породы, сопровождающие колчеданные месторождения вулканической ассоциации, содержат более легкий изотоп кислорода по сравнению с их неизмененными аналогами. По изотопному составу стронция измененные породы занимают промежуточное положение между примитивными магмами и одновозрастной с месторождениями морской водой.

Трубообразные колонны измененных пород под цинково-свинцово-медными месторожденпями обычно имеют серицит-кварцевое ядро и хлоритовую внешнюю зону, тогда как для колонны измененных пород под медно-цинковыми месторождениями типичны

J. M. Franklin, J. W. Lydon, D. F. Sangster. Geological Survey of Canada, 601 Booth St., Ottawa, Canada K1A 0E8.

хлоритовое ядро и серицитовая внешняя зона. Крупные, субсогласные, региональные зоны изменений, подстилающие многие месторождения докембрийского щита Канады и офиолитовых областей, могут либо включать трубообразные колонны измененных пород, располагающиеся непосредственно под отдельными рудными залежами, либо размещаться под ними.

Если считается общепринятым, что колчеданные месторождения вулканической ассоциации были сформированы в местах разгрузки субмаринных гидротермальных систем или близ них, то на другие аспекты их генезиса имеются различные точки зрения Непосредственным источником рудных компонентов могут быть либо нижележащие породы, либо одновозрастные магмы, либо морская вода, одновозрастная с месторождениями. По совокупности данных и мнений предпочтение следует отдать, по-видимому, выщелачиванию большей части металлов и, вероятно, некоторого количества серы из нижележащих пород и поступлению остальной части серы из одновозрастной морской воды.

Мобилизация рудообразующих растворов происходила либо в конвекционной гидротермальной ячейке, либо с помощью механизма, напоминающего сейсмическую накачку. Согласно первой модели, рудообразующие растворы представляли собой главным образом одновозрастную морскую воду, тогда как в соответствии со второй моделью они являлись препмущественно реликтовой водой, образовавшейся в результате захвата и захоронения морской воды. В обеих моделях допускается наличие незначительного количества магматической или метеорной воды.

Места разгрузки рудообразующих флюндов были приурочены к разломам или трещинам, обычно связанным с локальным проявлением тектонических растяжений. Осаждение сульфидов происходило в результате охлаждения и окисления рудообразующего раствора, наступавших при его смешивании с морской водой, или при его вскипании в результате подъема к морскому дну.

I. Геология важнейших по составу групп

Дж. М. Франклин, Д. Ф. Сангстер

Введение

Стратифицированные колчеданные месторождения вулканической ассоциации широко распространены в мире и встречаются во всем интервале геологического разреза. Самые древние рудопроявления сульфидной минерализации, принадлежащие к этому классу, зафиксированы в Гренландии среди супракрустальных пород пояса Исуа, имеющих возраст более 3700 млн. лет [12], и в Западной Австралии среди вулканических пород блока Пилбара, возраст которых превышает 3400 млн. лет [485]. В качестве самых молодых месторождений могут рассматриваться ныне действующие черные дымы, обнаруженные в системах рифтовых хребтов на дне Тихого океана [121]: зарегистрировано по меньшей мере 420 месторождений этого типа. Немногочисленные описания месторождений СССР¹ являются достаточно детальными, подтверждающими корректность настоящей классификации, а переводы литературы из КНР представляются в целом ограниченными. Вместе с тем фактически каждая крупная тектоническая провинция, имеющая в качестве важной составной части субмаринные вулканические породы, содержит по крайней мере небольшие месторождения этого типа. Рассматриваемые месторождения являются важными источниками меди и цинка; они содержат значительные количества свинца, серебра, золота, селена, олова и висмута, а также примесные количества многих других металлов. Согласно нашей сводке данных по тоннажу и содержаниям (добыча и запасы), суммарно эти месторождения заключают по меньшей мере $3,6\cdot10^7$ т меди, $8,6\cdot10^7$ т цинка, $2,2\cdot10^7$ т свинца², $6.3 \cdot 10^{10}$ г серебра и $2.2 \cdot 10^9$ г золота. Это, безусловно, минимальные

¹ Имеются в виду описания на английском языке: существует обширная литература на русском языке. — Прим. ред.

² Здесь и далее запасы приведены в метрических тоннах. — Прим. перев.

цифры, поскольку сведения о запасах для каждого данного рудника в отдельности обычно не корректируются, а данные по новым месторождениям, равно как и данные по месторождениям социалистических стран, не опубликованы.

Колчеданные месторождения вулканической ассоциации — важное подразделение в более общем классе колчеданных месторождений. Как генетический тип колчеданные месторождения 25 лет назад были неизвестны; например, этот генетический тип не упоминается в юбилейном сборнике, посвященном 50-летию журнала Economic Geology. Однако в конце 1950-х годов стратиформные сульфидные месторождения были выделены как самостоятельная группа [293, 380], а к 1965 г. сложилась четкая картина облика этой группы месторождений [574, 166, 454]. Хотя ниже мы приводим обзор группы месторождений вулканической ассоциации как в описательном, так и в генетическом аспекте, мы рекомендуем читателю познакомиться с фундаментальными сводками Сангстера [475], Хатчинсона [239], Сангстера и Скотта [486], Соломона [552], Клау и Ларжа [291]¹.

Определение. Колчеданные месторождения являются стратифицированными и частично стратиформными сульфидными скоплениями, в нормальном случае содержащими в своих стратиформных частях как минимум 60% сульфидных минералов [486]. Стратиформная часть может включать до 100% всех имеющихся сульфидов, однако на многих месторождениях в качестве существенной компоненты, преимущественно в подстилающих слоях, присутствует секущая сульфидная минерализация жильного типа — прожилково-вкрапленная зона. Колчеданные месторождения могут находиться фактически в любых супракрустальных типах пород, однако преобладающими вмещающими их образованиями являются вулканические, а также пелитовые и полупелитовые слои. Месторождения содержат почти вездесущие сульфиды железа в качестве доминирующего сульфидного образования, и также один или несколько главных промышленных минералов — сфалерит, халькопирит и галенит.

В этой статье мы рассмотрим лишь колчеданные месторождения вулканической ассоциации пород. Как будет показано ниже (см. разд. «Классификация»), состав, а также геологическая позиция позволяют разделить класс колчеданных месторождений на две отчетливые группы: группу, связанную с вулканической ассоциацией, и группу, приуроченную к сланцевым толщам. Примерами второй группы являются такие стратиформные свинцовоцинковые месторождения, как Мак-Артур-Ривер в Австралии [661] и Салливан в Британской Колумбии [431]. Вопрос о соотношениях между двумя группами обсуждался также Клау и Ларжем [291] и Ларжем [314].

Группа вулканической ассоциации включает не только месторождения, залегающие исключительно среди вулканитов, но также и те, которые располагаются среди осадочных пород, отложившихся в условиях доминирующего вулканического режима. Например, месторождения Бесси в Японии непосредственно приурочены к пелитам, залегающим, однако, в вулканитах основного состава. Месторождение Раттен в Манитобе (Спикмен и др., в печати), хотя и находится целиком в граувакках, также должно быть включено в класс месторождений вулканической ассоциации, поскольку эта осадочная толща является составной частью среднедокембрийского вулканического комплекса. Медно-цинковые месторождения района Дактаун в Теннесси [344] представляют собой крупные пирротиновые колчеданные залежи среди высокометаморфизованных пород, образовавшихся преимущественно за счет граувакк. Наиболее важной особенностью месторождений, относя-

¹ Большой интерес для читателя представляет книга «Колчеданные месторождения» мвра», М., «Недра», 1979. — Прим. ред.

щихся к классу месторождений вулканической ассоциации, является то, что их формирование должно было сопровождаться близкоодновременным вулканизмом, а вулканические породы должны представлять значительную часть стратиграфического разреза окружающих толщ.

Некоторые термины, употребляемые в последнее время для характеристики колчеданных месторождений, могут восприниматься критически как не совсем подходящие или неточные; тем не менее они могут оказаться полезными при описании окружающей обстановки или генетических процессов и поэтому приводятся в контексте настоящей статьи.

1. Эксгаляционные руды. Эксгаляция определяется (Словарь Американского геологического института, 2-е изд., 1980, с. 216) как газовая эманация, однако применительно к колчеданным месторождениям, особенно в новейшей литературе, термин включает и представление о флюидных образованиях. Термин «эксгаляционный» может быть использован в широком смысле для обозначения всех способов локализованных выбросов флюидов в гидросферу или атмосферу из литосферы. Ридлер предложил называть продукты эксгаля ционных процессов эксгалитами [440], однако мы избегаем использовать этот термин из-за его прямого генетического значения и обычно неточного употребления.

2. Проксимальные и дистальные месторождения [315, 218, 417]. Проксимальные месторождения — это те месторождения, которые находятся непосредственно над местом выхода эксгаляции или близ него, тогда как дистальные месторождения не имеют таких выходов. Эти термины не следует путать с терминами «проксимальные» и «дистальные вулканические и осадочные фации отложения», которые отражают отчетливо различимые обстановки седиментации, фиксируемые по структурным особенностям и различиям в составе соответствующих пород.

Классификация. Подразделение колчеданных месторождений на группы производится по-разному. Сангстер и Скотт [486], основываясь на ассоциациях окружающих пород, предложили разделение на три группы: 1) месторождения преимущественно в вулканической ассоциации, 2) месторождения преимущественно в осадочной ассоциации, 3) месторождения в смешанной вулканической и осадочной ассоциации. Хатчинсон [239] предложил трехчленную классификационную схему, основанную на составе руд: 1) цинково-медные месторождения, являющиеся в основном архейскими по возрасту и локализованные в вулканитах; 2) цинково-свинцово-медно-серебряные месторождения, встречающиеся как среди вулканических толщ, так и в пачках чередующихся вулканических и осадочных пород преимущественно протерозойского и фанерозойского возраста; 3) медно-пиритовые месторождения, которые находятся преимущественно среди основных и ультраосновных вулканических пород обычно фанерозойского возраста. Классификация Хатчинсона основана не просто на составе руды, поскольку в качестве дополнительного классификационного критерия он использовал также окружающую среду.

Соукинс [505] предложил четырехчленную классификационную схему, основанную на особенностях месторождений, в том числе на их составе и тектонической позиции (тип Куроко, кипрский тип, тип Бесси и тип Салливан). Соломон [552] использовал в качестве классификационного критерия состав, разделив месторождения, залегающие в вулканических толщах, на три группы: цинково-свинцово-медную, цинково-медную и медную. Окружающие условия как дополнительный признак он не учитывал. При классификации месторождений в соответствии с составом преобладающих вмещающих пород Клау и Ларж [291] предложили трехчленное разделение на следующие типы: основные вулканиты, кислые вулканиты и осадочные породы.

Таким образом, вышеприведенный краткий обзор выявляет два принципиальных подхода к классификации: расчленение по литологическому составу вмещающих пород (Сангстер и Скотт, Соукинс, Клау и Ларж) и по составу руд (Хатчинсон, Соломон). Каждый классификационный метод имеет свои преимущества. Удобство классификации, основанной на геологической обстановке (выраженной через литологию вмещающих пород), заключается в ее исключительной полезности как полевой систематики, поскольку основные стратиграфические элементы любого месторождения можно наблюдать и фиксировать на геологических картах. Преимущество выделения состава руды в качестве классификационного критерия состоит в том, что он может быть точно определен, поскольку этот параметр обычно хорошо известен для всякого промышленно значимого рудопроявления. Он может также более непосредственно отражать состав рудообразующих растворов и, следовательно, генезис месторождения [552].

Классификационная схема должна отражать природные группировки месторождений, которые в идеале должны опираться на генетическую основу. Диви и др. [110] на примере из 201 колчеданного месторождения исследовали вариации состава руд в связи с составом окружающих пород по классификании Сангстера и Скотта [486], а также в связи с возрастом соответственно разделению, предложенному Хатчинсоном [239]. Были учтены все месторождения, включая локализованные только в осадочных породах. Как это было отмечено и Хатчинсоном [239], месторождения, залегающие в осадочных породах, довольно четко отличаются от некоторых месторождений вулканической ассониации более высокими сопержаниями меди и более низкими свинца, характерными для последней группы. Однако включение таких месторождений, как месторождения рудного узла Батерст. которые приурочены как к вулканическим, так и к осадочным породам и, по нашему опрелелению, должны относиться к группе колчеданных месторождений вулканической ассоциации, существенно снижает возможность разделения групп по признаку окружающих пород.

Общие различия в составе, связанные с возрастом, которые были отмечены Хатчинсоном [239], выявились лишь с трудом при тестировании дискриминантной функции Диви и др. [109]. В целом лишь 65% месторождений для каждой из возрастных групп — палеозойской, протерозойской и архейской — оказались корректно разбитыми на дискриминантные множества по признаку увеличения содержания свинца и уменьшения содержания меди по мере снижения возраста. Увеличение объема данных на основе учета всех месторождений, расположенных вне Канады, вероятно, еще более уменьшит возможность расчленения месторождений различного возраста или геологического окружения по признаку содержания в них металлов. Например, месторождения Куроко в Японии [310] расположены в участках преимущественного развития вулканитов и во многих отношениях сходны с канадскими архейскими месторождениями, однако последние отличаются существенно более низким содержанием свинца. Более того, вариации состава месторождений в зависимости от их возраста не могут служить объективным критерием, поскольку диапазон различий в окружающих обстановках архейских месторождений вулканической ассоциации определенно более узкий, чем это имеет место для их протерозойских и фанерозойских аналогов.

Соломон [552], используя лишь особенности рудоотложения, без особых затруднений отнес каждое из изученных им 50 месторождений к одной из трех выделяемых им групп. Он изучил вариации в составе вмещающих пород и нашел, что кислые породы встречаются почти в 50% месторождений, основные породы — почти в 30%, а остальные месторождения находятся в смешанном вулканическом окружении; 25% месторождений в этих трех литологических группах содержат более 5% осадочных образований в разрезе пород лежачего бока. Соломон исследовал соотношение между составами вмещающих пород и руд и установил, что цинково-свинцово-медные руды



Рис. 1. Запасы мели. свинпа и цинка (в тоннах) в колчеланных месторождениях Канадского шита, скандинавских каледонил, пояса зеленых туфов Японци, района Батерст (Нью-Брансуик), Иберийского пиритового пояса, Фенносканлинавского шита и во всех главнейших месторождениях в осалочных толшах [314], оконтуренные для иллюстрации ореолов распространения трех важнейших по составу групп месторождений. Месторожления в вулканических толщах пеликом относятся к мелнопинковой и пинково-свинповомедной группам; месторождения в осалочных толшах относятся преимущественно к свинпово-пинковой группе. Запасы (в тоннах) на 1% площади: 1 — 1—100; 2 — 100—1000; 3 — $1000-10\ 000;\ 4 - >10\ 000.$

никогда не приурочены к участкам однообразного базальтового состава, что 70% месторождений группы такого состава приурочены исключительно к кислым породам, а подстилающие толщи 92% всех месторождений содержат многочисленные типы кислых пород. Этот аьтор сообщает, что в 50% месторождений цинково-медного типа породы лежачего бока имеют кислый состав, а в 30% — основной состав. 35% месторождений медного типа перекрывают только кислые породы, а 47% — только основные. Таким образом, результаты его исследований весьма сходны с результатами, полученными при анализе данных по группе канадских месторождений [110]. Согласно этим данным, выявленный тренд выражен весьма слабо, хотя и существует общая корреляция между составом руды и составом вмещающих пород.

Поскольку классификационные схемы, основанные на составе вмещающих пород или учитывающие этот состав, достаточно несовершенны, предложение Соломона использовать состав руд кажется более удачным; однако оно нуждается в дальнейшей проверке, поскольку основано на ограниченном количестве данных. Такая классификация месторождений, использующая лишь данные состава, наиболее полезна, если составы руд образуют преимущественно дискретные группы, а не широкий непрерывный ряд.

На рис. 1 оконтурены содержания металлов для выборки стратиформных колчеданных месторождений всех типов. Проявляются четыре отчетливых кластера: 1) медные месторождения; 2) медно-цинковые месторождения, четко отделяющиеся от медных и растягивающиеся вдоль линии медь цинк; 3) цинково-свинцово-медные месторождения; 4) свинцово-цинковые месторождения.

Разрыв между кластером меди и медно-цинковым кластером, вероятно, является искусственным и целиком лежит на совести рудничных геологовстатистиков: в интервале отношений меди к цинку от 9 : 1 до 7 : 3 содержания цинка слишком низки, чтобы их можно было фиксировать. Среднее содержание меди по 64 месторождениям в медном кластере составляет 3,17%; содержание цинка в разрыве при отношении меди к цинку 9 : 1 составило бы 0,36%, что ниже обычной минимальной промышленной величины. Проверка данных по двум крупнейшим группам месторождений медного кластера — на Кипре и в рудном узле Флин-Флон — Сноу-Лейк в Манитобе указывает, что многие из разрабатываемых в настоящее время месторождений меди содержат от 0,5 до 1% цинка. Мы допускаем, что подобные концентрации цинка были и в уже отработанных месторождениях, что, однако, не зафиксировано. Следовательно, предполагается наличие трех различных по составу групп: медно-цинковой, как комбинации медного и медно-цинкового кластеров, цинково-свинцово-медной и свинцово-цинковой. Последняя группа представлена главным образом месторождениями, локализованными в осадочных толщах, и поэтому в настоящей статье она не рассматривается. Как отмечал Соломон [552], дальнейшее подразделение двух оставшихся групп основывается на составе вмещающих пород и дает лишь ограниченный результат. В нашем описании, для того чтобы подчеркнуть различие и сходство месторождений, последние разделены на медно-цинковую и цинковосвинцово-медную группы.

Геология важнейших групп, выделяемых по составу

Мы приводим описание большого количества районов, представляющих две различные по составу группы колчеданных месторождений вулканической ассоциации, чтобы проиллюстрировать разнообразие морфологии и геологической позиции каждой группы и чтобы создать основу для выявления общности и различий в форме и в геологической обстановке при сравнении месторождений разного возраста и относящихся к двум различным группам. В большинстве сводок отмечается, что месторождения в пределах единого рудного района в целом характеризуются достаточно узким диапазоном колебаний состава. Более того, многие рудные узлы имеют в известной мере выдержанную литостратиграфическую характеристику. Поэтому мы попытаемся охарактеризовать крупные районы колчеданных месторождений, чтобы как можно подробнее описать геологические условия их локализации.

Главнейшими районами локализации медно-цинковых месторождений являются Канадский и Фенноскандинавский щиты, скандинавские каледониды и Кипр. Именно этим районам посвящена основная часть нашего описания, однако существенный вклад в понимание генезиса медно-цинковой группы месторождений вносят данные по месторождениям северной части центрального Ньюфаундленда, района восточной Лигурии в Италии, Саудовской Аравии, Турции, района Джером в США и района Бесси в Японии.

Главнейшие цинково-свинцово-медные районы представлены рудным узлом Батерст в Канадских Аппалачах, Иберийским пиритовым поясом и районом Куроко в Японии. Заслуживают упоминания и такие менее интересные в промышленном отношении районы с цинково-свинцово-медными месторождениями, как участки Тасманской геосинклинали, Аппалачи в США, район Раул в Перу и район Баченс в Ньюфаундленде.

Медно-цинковые месторождения

Докембрийские месторождения. Относительно невысокая степень метаморфизма и простые структуры, характерные для многих архейских узлов колчеданных месторождений Канадского щита, упрощают описание стратиграфических и палеогеографических соотношений, наблюдающихся в медноцинковом типе месторождений. Представления о типичной геологической позиции, впервые высказанные Роско [454], Гилмором [166], Гудвином и Ридлером [175], Хатчинсоном и др. [242], основывались главным образом на данных, полученных этими эвторами в поясе Абитиби провинции озера Верхнего. Месторождения в западной части провинции озера Верхнего (вул-





канические районы Учи, Манитувейдж и Стерджен-Лейк), в среднедокембрийском поясе Флин-Флон, Сноу-Лейк и Линн-Лейк в провинции Черчилл северной Манитобы, а также сравнительно недавно открытые месторождения в среднедокембрийских толщах Южной провинции в северном Висконсине обнаруживают много близких стратиграфических особенностей, но характеризуются гораздо более широким диапазоном литологического состава пород по сравнению с установленным в поясе Абитиби. Даже для месторождений в колчеданных рудных узлах Фенноскандинавского щита и месторождения Джером в Аризоне характерны более разнообразные условия локализации.

Канадский шит. Эта крупнейшая в мире область развития докембрийских пород по структурным и возрастным признакам подразделяется на семь провинций (рис. 2). Колчеданные месторождения встречаются во всех провинциях, за исключением двух (Большого Медвежьего озера и Нутак). Хотя в провинциях озера Верхнего и Черчилл находится большинство из действующих рудников, провинция Большого Невольничьего озера также содержит многочисленные важные рудопроявления, а в Южной провинции имеются четыре рудопроявления, из которых по крайней мере три обладают большим достаточно высоким достаточно размером И содерчтобы стать объектами жанием металлов. промышленной разработки. Геология Канадского щита охарактеризована всесторонне [424], и здесь уместно повторить лишь отдельные ее аспекты применительно к колчеданным месторождениям.

Провинции озера Верхнего и Большого Невольничьего озера сопоставимы по возрасту и тектонической позиции, однако в провинции Большого Невольничьего озера имеются относительно узкие, стратиграфически маломощные вулканические пояса и шире развиты осадочные породы, чем в провинции озера Верхнего (Франклин и Торп, в печати). В обеих провинциях протяженность архейских зеленокаменных поясов варьирует от нескольких километров до более чем 700 км. Участки, сложенные вулканитами, разделены гнейсовыми поясами, сложенными метаосадочными породами, тоналитовыми гнейсами и кислыми плутоническими комплексами. Вулканиче-



Рис. 3. Пояс Абптпби — часть провинции озера Верхнего Канадского щита [175, 486, с изменениями]. Видна тесная пространственная связь колчеданных месторождений с центрамп кислого вулканизма. Следует отметить, что железистые кварциты чаще всего локализуются вне главных вулканических комплексов п колчеданные месторождения располагаются на удалении от площадей развития железистых кварцитов. Вулканические комплексы (цпфры на рисунке): 1 —Шпбугамо; 2 — Матагами; 3 — Джутель — Норметаль; 4 — Камискотия; 5 — Делоро; 6 — Свайзе; 7 — Скед — Сотмен; 8 — Норанда — Бенуа; 9 — Малартик; 10 — Баррот; 11 — Кевийон. Условные обозначения: 1 — граниты; 2 — кислые вулканические породы; 3 — крупнейшие действующие рудники; 4 — тектонические кварциты.

ские породы занимают приблизительно 12% площади провинции озера Верхнего и 6% площади провинции Большого Невольничьего озера (Франклин и Торп, в печати). В провинции Черчилл имеются как архейские, так и протерозойские зеленокаменные пояса, причем архейские вулканические породы составляют 2,3% ее общей площади, а протерозойские — лишь 1,6%. Протерозойские вулканические пояса в районах Флин-Флон — Сноу-Лейк и Линн-Лейк — Расти-Лейк в юго-западной части провинции Черчилл буквально «набиты» колчеданными месторождениями (суммарные запасы руды составляют 116 млн. т), локализованными на площади сравнительно небольших размеров (менее 30 000 км²); в то же время архейские вулканические породы провинции озера Верхнего (площадь 162 770 км²) содержат 420 млн. т колчеданной руды. Однако в поясе Абитиби провинции озера Верхнего содержится свыше 350 млн. т руды, приходящихся на 46 300 км² окружающих вулканических пород.

Пояс Абитиби. Пояс Абитиби (рис. 3) является крупнейшей простой непрерывной зеленокаменной структурной единицей Канадского щита, имеющей длину 750 км и ширину 100—150 км; это типичный представитель большинства архейских зеленокаменных поясов провинции озера Верхнего. Согласно планиметрическим измерениям [175], площадь пояса равна94 100 км². 45,6% ее занимают вулканические породы основного состава, 32,3% гранитные породы, 3,6% — кислые вулканические породы, 16,0% — осадочные породы и 2,5% — интрузивы основного состава. Пояс Абитиби включает одиннадцать полусамостоятельных вулканических комплексов от основного до кислого состава с интрузивами и осадочными породами близкого возраста. Каждый комплекс залегает на фундаменте, сложенном широко распространенными по площади ультрабазитовыми — базитовыми вулканическими породами. На некоторых участках такая последовательность толеитовых и коматиитовых основных и ультраосновных вулканических пород.



Рис. 4. Сводный стратиграфический разрез через рудный район Норанда [559, с дополнениями по Нукки и Уоткинсу (в печати)]. Стратиграфические соотношения месторождений Хорн и Кёмон с другими выявлены недостаточно полно; толщи III, IV и V соответствуют трем верхним циклам кислого вулканизма в районе Норанда.

перекрывающихся переслаивающимися базальтами, андезитами, риолитами и подчиненными дацитами, повторяется до трех раз [108, 266, 427]. Риолиты и колчеданные залежи обнаруживают тенденцию к концентрации в кальциево-щелочных сериях; осадочные породы встречаются либо как латеральные стратиграфические эквиваленты, либо залегают стратиграфически выше вулканитов. Магнетитовые железистые кварциты присутствуют во всех породах, особенно в периферических частях вулканических комплексов.

Наиболее полно описаны колчеданные месторождения рудного узла Норанда, расположенные в районе Лейк-Дюфо в 10—20 км к северу и северовостоку от Норанды и включающие месторождения Милленбах [539], Воз [559], Норбек или Лейк-Дюфо [425], Делбридж [44] и Корбет (Нукки и Уоткинс, в печати). Все эти месторождения являются небольшими (в среднем по 2,3 млн. т руды на каждом из 13 месторождений) по сравнению с месторождениями Кёмон (15 млн. т) и Хорн (свыше 50 млн. т), находящимися в южной части рудного узла.

Общий стратиграфический разрез пород района Норанды был расчленен Спенсом и Де Розен-Спенсом [560] на пять зон, каждая из которых представляет крупные эпизоды кислого вулканизма, отделенные один от другого периодами основного вулканизма. Стратифицированные породы центральной части комплекса Норанда — Бенуа состоят приблизительно на 65% из основных вулканитов и на 35% из кислых, что подтверждает ранее высказанное предположение о том, что по сравнению с вулканическим поясом в целом наблюдается отчетливая корреляция между расположением колчеданных месторождений и развитием кислых вулканических пород. Большинство месторождений, включая все месторождения, находящиеся в районе Милленбах — Норбек, относятся к третьей зоне кислого вулканизма; к четвертой зоне принадлежат месторождения Уэст-Мак-Доналд и Делбридж, а единственным представителем пятой зоны является месторождение Мобрун, характеризующееся высоким содержанием железа (рис. 4). Третья зона имеет мощность приблизительно 3000 м; она сложена по крайней мере тремя крупными пачками кислых пород (рис. 4), разделенными лавовыми толщами основного состава. В пределах этой зоны месторождения располагаются

на нескольких уровнях. Основанием третьей зоны в районе Воз — Милленбах является кислый интрузив Флавриан-Лейк (рис. 4) — вытянутое тоналиттрондьемитовое синвулканическое тело [171], очень близкое по возрасту (2710 млн. лет) [301] и химическому составу к кислым вулканическим породам. В нем имеется зона меднопорфировой минерализации [172].

Большинство месторожлений сопровожлаются нижележащими зонами изменений и прожилковой медной минерализации, вытянутыми в вертикальном направлении; например, зона изменений пол месторожлением Воз прослежена более чем на 1000 м [559]. Многие зоны изменений докализованы влоль синвулканических зон трешиноватости, по которым наблюлается вертикальное смещение пород [519]. Отдельные месторождения, такие, как нижнее месторождение Амулет А, имеют зону изменений, развитую над массивными рудами и выклинивавшуюся в основании стратиграфически выше расположенных залежей. Существенной особенностью является то, что процесс минерализации продолжался прерывисто в течение периода времени, лостаточного для отложения нескольких тысяч метров вулканических пород. образующих третью и четвертую зоны стратиграфического разреза в Норанде. Следует также обратить внимание на то, что образованию колчеданных месторождений предшествовал длительный период вулканической деятельности: первая и вторая толщи кислых и основных пород мощностью свыше 16 000 м не обнаруживают признаков колчеданного оруденения.

Месторождения залегают как в кислых, так и в основных породах, хотя в их лежачем боку более обычны кислые образования [560]. К основным лавам приурочены нижнее и верхнее месторождения Амулет А, месторождение Корбет, а остальные месторождения располагаются на контакте с кислыми породами лежачего бока. В большинстве случаев это контакт риолитов Амулет (или их латерального эквивалента риолитов Уайт) с породами висячего бока — андезитами Амулет. Гибсон [160] отмечает, что верхняя часть риолитов Амулет в действительности представляет собой преимущественно силицифицированные основные вулканические породы (обсуждение см. ниже). Таким образом, в лежачем боку значительно большей части месторождений могут преобладать породы основного состава.

Большинство рудных тел тесно связаны с небольшими, имеющими местами крутопадающие контакты кислыми куполами, сложенными, вероятно, массивными риолитовыми лавами (кварц-полевошпатовыми порфирами) и риолитовыми брекчиями. Ниже куполов, как правило, фиксируются подводящие дайки риолитов (рис. 5), которые контролируются упоминавшимися выше синвулканическими зонами трещиноватости.

Месторождение Милленбах (рис. 5) служит прекрасным примером типичных месторождений рудного узла Норанда. Оно объединяет несколько массивных рудных линз, часть которых (зоны Хиллмен) развернуты в вертикальное положение; линзы разделены пачкой кварц-полевошпатовых порфиров [539], идентичных по составу и структуре кислым породам куполов, залегающих под нижней рудной зоной. Сходным образом залегают рудные тела Амулет, однако они разделены пластами основных пород, идентичных (исключая продукты изменения) основным породам перекрывающей толщи. Рудное тело Делбридж находится внутри риолитового купола. Таким образом, в некоторых участках единственный перерыв в вулканизме фиксируется локальными скоплениями массивных сульфидов, тогда как в других, таких, как месторождения Милленбах и Норбек, рудные зоны перекрыты тонким слоем пирокластических и эпикластических туфов и кремнистых сланцев. Такие горизонты туфов маркируют перерыв в вулканизме, типичный для периода отложения сульфидов в этом и в некоторых других рудных районах. Однако в тех местах, где колчеданные залежи полностью заключены в сплошных потоках кислых лав, массивные сульфиды, по-видимому, аккумулиро-



Рис. 5. Поперечный разрез рудника Милленбах рудного узла Норанда [539]. 1 — дпорпты; 2 — кислая дайка; 3 — андезиты Амулет; 4 — верхние кварц-полевошпатовые порфиры; 5 — нижние кварц-полевошпатовые порфиры; 6 — андезиты Милленбах; 7 — риолиты; 8 — массивные сульфиды; 9 — прожилково-вкрапленные сульфиды; 10 — далмацианиты; 11 — разлом.

вались настолько быстро, в течение таких коротких перерывов между излияниями лав, что осадочный материал не мог накапливаться.

Другой крупный вулканический центр пояса Абитиби находится в Маттагами в Квебеке (рис. 3). Он образован бимодальной свитой вулканических пород, смятых в крупную антиклиналь [530], ядро которой сложено комплексом Белл-Ривер — серией мафических интрузивов, синвулканических аналогов толеитовых базальтов, формирующих большую часть вулканической постройки [333].

Месторождения Маттагами-Лейк [446], Нью-Хоско, Орчен и Белл-Аллард [530] расположены на одном и том же стратиграфическом уровне в южном крыле антиклинали (рис. 6). Рудовмещающий горизонт этих месторождений — горизонт туффитов Ки — представляет собой широко распространенную по латерали пачку туфов и кремнистых пород, перекрывающую рудные тела и подстилающую риолиты Уотсон-Лейк [530, 94]. Риолиты Уотсон-Лейк представляют собой сохранившие обломочные текстуры витрокластические туфы с перлитовой и сферолитовой структурами [446]. Группа Вобеси, слагающая висячий бок месторождений южного крыла, образована подушечными и местами пирокластическими андезитами [446], однако в верхних частях стратиграфических поднятий она содержит также кислые члены.

Северное крыло включает месторождения Норита, Гарон-Лейк, Белл-Чаннел № 1 и Радьяр; оно характеризуется иным по сравнению с южным крылом стратиграфическим расчленением. Разрез (рис. 7) включает две тонкие протяженные пачки кислых пород каждая мощностью около 100 м, разделенных почти километровой толщей габбро и базальтов [333]. Риоли-



Рис. 6. Генерализованная геологическая карта района Маттагами, Квебек [530]. Рудные тела: 1 — Маттагами-Лейк; 2 — Орчен; 3 — Белл-Аллард; 4 — Консоллдейтид-Майнингэнд-Смелтинг; 5 — Нью-Хоско; 6 — Радьяр А; 7 — Белл-Чаннел; 8 — Гарон-Лейк; 9 — Радьяр Е. Условные обозначения: 1 — граниты; 2 — габбро комплекса Белл-Ривер; 3 — 4 — группа Вобеси (3 — кислые полевошпатовые лавы; 4 — андезиты, базальты); 5 риолиты группы Уотсон-Лейк; 6 — сульфидные залежи; 7 — простпрание и падение.

товая пачка Белл-Чаннел находится в нижней части стратиграфического разреза; все месторождения (за исключением Гарон-Лейк) приурочены к ее верхнему контакту. Месторождение Гарон-Лейк приурочено к стратиграфически более высокой пачке риолитов Гарон-Лейк. Таким образом, месторождения располагаются более чем в одном стратиграфическом горизонте, как это отмечалось и в районе Норанда.

Район пояса Абитиби — Тимминс в Онтарио включает очень крупное месторождение Кидд-Крик и несколько мелких месторождений близ Кам-Котия. Разрез пояса Абитиби в Тимминсе содержит два крупных вулканических подразделения — группы Делоро и Тисдейл [427]. Определения абсолютного возраста ураново-свинцовым методом [379] показывают, что верхняя часть группы Делоро (нижнего подразделения в районе) имеет возраст 2725 млн. лет, а верхняя часть перекрывающей группы Тисдейл — 2703 млн. лет. Возраст пород лежачего бока месторождения Кидд-Крик равен 2717 млн. лет. На этом основании, а также по данным литологической корреляции Нуньес и Пайк отнесли это месторождение к нижней части группы Тисдейл. Общая стратиграфическая позиция месторождения Кидд-



Рис. 7. Геологическая карта северного крыла антиклинали в районе Маттагами [333]. 1 — массивные базальты; 2 — подушечные базальты; 3 — подушечные базальты; 4 — полевошпатовые порфиритовые андезиты (подушечные); 5 — риолиты Гарон-Лейк; 6 — подушечные базальты; 7 — маркирующий горизонт кислых туфов; 8 — подушечные базальты; 9<u>1</u> — риолиты Белл-Чаннел; 10 — базальты. FP — полевошиатовые порфиры.

Крик (рис. 8) аналогична позиции, характерной для месторождений района Норанда: в лежачем боку месторождения развиты как потоки риолитовых лав, так и эпикластические кислые породы, а в висячем боку — подушечные лавы и породы основного состава [640]. Однако здесь непосредственно в висячем боку выделяется отчетливый горизонт углистых аргиллитов. Подобные аргиллитовые пачки встречены и на месторождении Учи в северо-западном Онтарио [419], хотя и не являются обычными для архейских месторождений. Эти аргиллитовые пачки могут быть аналогами горизонтов туфов в Норанде или горизонта туффитов Кив Маттагами, где они фиксируют перерывы в вулканической деятельности. Шегельски [531] на основании данных изотопного анализа аналогичных углистых сланцев в районе Стерджен-Лейк пришел к выводу, что углеродистая фракция может иметь органическое происхождение.

Другие архейские пояса. За пределами пояса Абитиби в провинции озера Верхнего расположены три района, включающие эксплуатируемые колчеданные месторождения. В районе Конфедерейшн-Лейк имеется единственное относительно небольшое месторождение — рудник Учи (Саут-Бей), — залегающее на риолитовом куполе [419]. Оно аналогично месторождениям района Норанда (исключая наличие вышеупомянутых графитовых сланцев).

Месторождения Геко (рис. 9), Нама-Крик, Уиллрой и Уиллекоу района Манитувейдж (рис. 10) приурочены к относительно небольшому участку зеленых сланцев (около 30 км²) с перевернутым залеганием разреза осадочных и вулканических пород, метаморфизованных до альмандин-амфиболитовой ступени ([588]; В. Милн, письменное сообщение, 1969). Пласты пород смяты в складку, напоминающую синклиналь, которая, возможно, является перевернутой антиклиналью [486]. Таким образом, породами (стратиграфически) лежачего бока должны быть биотит-гранат-кордиерит-антофиллитовые гнейсы, которые могут иметь осадочное происхождение [263]. Однако эта толща лежачего бока может интерпретироваться как метаморфизованная околорудная зона измененных пород, поскольку ее минеральная ассоциация



Рис. 8. Поперечный разрез месторождения Квдд-Крик близ Тимминса, Онтарио [640]. 1 — преимущественно измененные ультрабазиты; 2 — «андезиты — диориты»; 3 — «дацитовая» толца; 4 — кварцевые порфиры; 5 — углистый аргиллитизированный горизонт; 6 — массивные, полосчатые и брекчиевые руды; 7 — халькопиритовые прожилкововкрапленные руды; 8 — массивные риолиты; 9 — риолитовая вулканокластика; 10 контур карьера. В условных обозначениях хронологическая последовательность не соблюдена.

совершенно аналогична измененным вулканическим породам (трубообразные колонны продуктов изменения) на руднике Коронейшн близ Флин-Флона в Манитобе [150], породам Ориярви в Финляндии [614] и породам на руднике Родхаммерен в Норвегии [373, 364]. В соответствии с такой структурной интерпретацией породы (стратиграфически) висячего бока являются метаосадочными по своему происхождению (включая окисные и сульфидные



Рис. 9. Участок месторождения Геко в районе Манитувейдж, Онтарио (по В. Милну, письменное сообщение, 1969). 1 — разломы; 2 — мигматит-магнетитовые железистые кварциты; 3 — гранодиориты и пегматиты; 4 — биотит-трондьемитовые гнейсы; 5 — гориблендит-трондьемитовые гнейсы; 6 — гранат-амфиболовые гнейсы; 7 — гранат-силлиманитовые гнейсы; 8 — гнейсы с глазковым кварцем; 9 — лейкократовые гнейсы; 10 — ржавые гнейсы; 11 — железистые кварциты; 12 — кварц-полевошчат-биотитовые гнейсы; 13 биотитовые гнейсы; 14 — кислые гориблендитовые гнейсы; 15 — основные гориблендитовые гнейсы; 16 — диабазы.

железистые кварциты) (В. Милн, письменное сообщение, 1969); они перекрыты вулканическими породами основного состава. В целом к специфическим особенностям района Манитувейдж можно отнести следующие: 1) район занимает относительно небольшой сегмент зеленокаменных пород, несмотря на наличие более 70 млн. т руды; 2) разрез рудовмещающей толщи обогащен осадочными породами по сравнению с типичными разрезами, с которыми ассоциируются другие архейские месторождения; 3) в (стратиграфически) висячем боку месторождений имеются как окисные, так и сульфидные железистые кварциты. Окисные железистые кварциты лишь изредка обнаруживают тесную стратиграфическую связь с докембрийскими колчеданными месторождениями.

Колчеданные месторождения рудного узла Стерджен-Лейк (рис. 11) в северо-западном Онтарио приурочены к двум стратиграфическим уровням в пределах структурно простого моноклинального разреза эпикластических, пирокластических и лавовых пород. Здесь сохранился, в сущности, полный поперечный разрез крупного вулканического сооружения, причем породы метаморфизованы преимущественно до зеленосланцевой ступени. Следовательно, мы имеем возможность в известной степени расшифровать про-



Рис. 10. Поперечный разрез месторождения Геко в районе Манитувейдж, Онтарио (по В. Мплну, письменное сообщение, 1969). *I* — массивные руды; *2* вкрапленные руды; *3* — мусковитовые сланцы; *4* пегматиты; *5* — биотит-амфибол-гранатовые гнейсы; *б* — группа серых гнейсов.

странственные соотношения рудных зон с определенными слоями, зонами изменений и интрузивами.

Описываемый зеленокаменный район является частью пояса Вабигун [176] и представляет собой синформную структуру, крылья которой сложены более чем 10-километровой толщей вулканитов. Разрез южного крыла включает две основные толщи (рис. 11): нижнюю базальтовую мощностью менее 1 км и верхнюю мощностью 9 км, сложенную разнообразными вулканическими породами основного и кислого состава, перекрытыми осадочной пачкой; верхняя толща включает все рудные тела Стерджен-Лейк [143]. Северное крыло сложено преимущественно породами базальтового состава с подчиненным количеством кислых пород.

Рудоносная верхняя толща характеризуется протяженной по латерали базальной зоной эпикластических пород мощностью 5 км, состоящих из кислых обломков, имеющих размерность лапилли и заключенных в богатом карбонатом базальтовом матриксе [140]. На долю обломков приходится



Рис. 11. Геологическая карта южной части района Стерджен-Лейк, Онтарио (толща залегает гомоклинально с падением на север) [143]. *1* — вулканические породы основного состава; *2* — эпикластические лапиллиевые туфы; *3* — кислые вулканические породы; *4* — туфы и осадочные породы; *5* — граувакки, глинистые сланцы, железистые формации; *6* — комплекс Бейдельман-Бей; *7* — пнтрузивы основного состава; *8* — гранитоидные породы; *9* — рудные тела. М — Маттаби; F — рудники Стерджен-Лейк; L — Лайон-Лейк; С — зона Крик.



Рис. 12. Геологическая карта рудника Маттаби в районе Стерджен-Лейк, Онтарио [143]. 1 — андезиты висячего бока; 2 — риолиты висячего бока; 3 — интрузив риодацитов; 4 — риолиты Майн; 5 — лапиллиевые туфы лежачего бока; 6 — риолиты лежачего бока; 7 — рудная зона; 8 — силицификация. (Профиль перпендикулярен направлению падения.)

несколько процентов от общего объема породы. Эти породы интерпретируются как субмаринный обломочный поток. Месторождение Маттаби (рис. 12) [142] расположено выше этой зоны, отделяясь от нее толщей кислых пирокластических пород мощностью в несколько десятков метров [143]. Крупная эпикластическая зона включает значительный по размерам (3·12^{*}км) синвулканический трондьемитовый силл [149, 56], характеризующийся очень узким метаморфическим ореолом. По составу главных элементов он близок, а по составу элементов-примесей (включая редкие земли) идентичен перекрывающим вулканическим риолитам и вмещает меднопорфировое и жильное золотое месторождение [422]. Рудовмещающие кислые породы рудного тела Маттаби представляют собой однородный подводный пирокластический пепРис. 13. Местоположение главнейших среднедокембрийских вулканических поясов в центральной Манитобе и локализация в них колчеданных месторождений (Х. Цванциг, личное сообщение). Пояс Линн-Лейк (1—2): 1 - Фокс; 2 - Раттен. Пояс Флин-Флон(1—13): 1 - Флин-Флон, Шист-Лейк, Менди;<math>2 - Кентенниел, Уайт-Лейк, Купрус; 3 -Уэст-Арм; 4 - Чайсил-Лейк; 5 - Лост-Лейк;<math>6 - 7 - Осборн-Лейк; 8 - Норт-Стар, Дон-Джон; 9 - Андерсон, Сталл; 10 - Дикстоун;11 - Шерридон; 12 - Брабант; 13 - Коронейшн, Берч, Флексер.



ловый поток [143]; вне рудной зоны в рудном горизонте Маттаби отчетливого литологического перерыва не обнаруживается.

Рудники Стерджен-Лейк, Лайон-Лейк и рудные тела зоны Крик (рис. 11) занимают более высокое стратиграфическое положение, чем месторождение Маттаби; они подстилаются мощной толщей порфиритовых и массивных риолитовых туфов и брекчий. Эти месторождения, по-видимому, сформировались на поверхности несогласия, поскольку рудный горизонт сечет несколько пластов графитовых аргиллитов лежачего бока.

В целом отличительными чертами района Стерджен-Лейк являются следующие: 1) месторождение располагается в нижней половине вулканического разреза; 2) месторождение Маттаби залегает на очень тонком покрове риолитов; 3) это месторождение подстилается преимущественно базальтовыми эпикластическими породами лежачего бока, заключающими крупный субвулканический кислый силл; 4) рудные тела, занимающие более высокое стратиграфическое положение, могут залегать на локальном интравулканическом несогласии.

В провинции Большого Невольничьего озера Канадского щита месторождения района Хекетт-Ривер с их богатыми карбонатами вулканическими и осадочными пластами рудовмещающих пород очень похожи на вышеописанные месторождения Стерджен-Лейк. Месторождения провинции Большого Невольничьего озера, расположенные в более северном районе Хай-Лейк, по своей геологической позиции сопоставимы с месторождениями пояса Абитиби [141].

Области развития протерозойских пород в Северной Америке. Характер локализации медно-цинковых колчеданных месторождений в среднедокембрийских вулканических поясах провинции Черчилл северной Манитобы и Саскачевана внешне сходен с наблюдаемым в северном Висконсине и Джероме, Аризона, но совершенно иной по сравнению с известным для Фенноскандинавского щита. В первых трех районах преобладают вулканические породы, тогда как в четвертом уменьшается доля вулканических пород и присутствует большое количество высокометаморфизованных осадочных пород.

П р о в и н ц и я Ч е р ч и л л. Провинция Черчилл (рис. 2) была метаморфизована и дислоцирована в ходе гудзонской орогении (1850 млн. лет назад [580]). В ней имеются как архейские, так и протерозойские вулканические пояса, однако ранее приводились описания лишь единичных колчеданных рудопроявлений. Район протерозойских зеленокаменных толщ включает три пояса: Флин-Флон — Сноу-Лейк, Линн-Лейк — Расти-Лейк и Ла-Ронж (рис. 13). Хотя колчеданные месторождения встречаются во всех трех поясах, однако в поясе Ла-Ронж лишь немногие рудопроявления являются потенциально промышленными. Пояс Флин-Флон — Сноу-Лейк включает по крайней мере 26 месторождений, крупнейшим из которых является рудник Флин-Флон с запасами руды свыше 60 млн. т. В поясе Линн-Лейк — Расти-Лейк имеется меньшее число рудопроявлений и лишь два разрабатываемых месторождения: Фокс-Лейк (12 млн. т) и Раттен (60 млн. т).

Зеленокаменные пояса сложены вулканическими породами Амиск (пояс Флин-Флон — Сноу-Лейк) или Уасикван (пояс Линн-Лейк — Расти-Лейк), перекрытыми аллювиальными осадочными породами и маломощными вулканическими пластами групп Мисси — Сикл [18]. Вулканический разрез близ месторождений в районе Сноу-Лейк обогащен кислыми пирокластическими породами, тогда как близ участков Флин-Флон и Расти-Лейк в разрезе содержится значительно меньше кислых пород. Кислые интрузивы, вероятно субвулканические, присутствуют в районах Сноу-Лейк [638, 152] и Флин-Флон [21]. Районы Флин-Флон [19] и Расти-Лейк [21] расчленены на многочисленные тектонические блоки; корреляция между этими блоками еще не завершена. Район Сноу-Лейк не сильно разбит разломами [152], и поэтому здесь возможна определенная широкомасштабная корреляция вулканических пластов. Возраст вулканических пород Амиск составляет 1850 млн. лет (определено ураново-свинцовым методом [339]).

Зеленокаменные пояса окружают преимущественно метаосадочный блок гнейсовый метаморфический комплекс Киссейнью, — состоящий из нескольких граувакковых толщ, перекрытых аркозами. Непосредственно к северу от вулканических поясов Флин-Флон — Сноу-Лейк метаосадочные породы группы Шерридон [151], входящей в состав комплекса Киссейнью, вмещают месторождение Шерридон. Группа Шерридон представляет собой шельфовые отложения кварцитов, аркозов, известково-силикатных пород с очень небольшим количеством кислых и основных вулканитов в своей нижней части [151].

Геологическая позиция существенно более медистых колчеданных месторождений этого среднедокембрийского региона более разнообразна по сравнению с позицией обогащенных цинком месторождений провинции озера Верхнего и месторождений пояса Абитиби. Для подтверждения этого ниже приводится характеристика участков четырех месторождений.

1. Месторождение Флин-Флон (рис. 14) представляет собой серию сульфидных рудных линз, подстилаемых весьма мощной прожилково-вкрапленной зоной [53]. Оно находится в толще смятых в изоклинальные складки пород, состоящей из нижней пачки основных подушечных лав мощностью свыше 500 м, перекрытых брекчией основных пород мощностью от 30 до 350 м, рудным горизонтом «кварцевых порфиров» мощностью от 3 до 150 м и подушечными базальтами висячего бока мощностью по крайней мере 1 км [298]. Брекчия основных пород представляет собой, по-видимому, субмаринный обломочный поток; обломки основного состава заключены в тонкозернистом матриксе такого же состава. Брекчиевая зона содержит локально развитые тонкие пачки темных слоистых осадочных пород [140]. Кварцевые порфиры, вероятно, являются кислым потоком, хотя в удалении от рудной залежи блоки этих пород находятся в базальтовом матриксе. Порфиры содержат также рассеянные сульфиды прожилково-вкрапленной зоны, развитой под массивными рудами. Прожилково-вкрапленная зона прослеживается на сотни метров ниже порфиров в брекчию основных пород. В целом отличительной чертой месторождения Флин-Флон является сравнительно небольшое количество кислых пород и его тесная пространственная ассоциация с брекчией основных пород.

2. Позиция месторождений Андерсон и Сталл в Сноу-Лейк типична для большинства месторождений этого района; она существенно отличается от наблюдаемой в районе Флин-Флон тем, что здесь рудовмещающий разрез (рис. 15) включает приблизительно равные количества кислых и основных



пород [152]. Пласты метаморфизованы до амфиболитовой фации. Месторождения сильно деформированы, но в других отношениях аналогичны месторождениям Норанды с отчетливыми прожилково-вкрапленными зонами под массивными рудами. В основании рудовмещающего разреза находится тонкий, но латерально протяженный синвулканический тоналитовый силл [152], перекрытый 500-метровой риолитовой брекчией и туфами с подчиненными кислыми лавами [638]. Месторождения располагаются близ кровли этой последовательности кислых пород, местами перекрываясь кислыми вулканогенными эпикластическими породами мощностью в несколько метров и 250-метровой толщей переслаивающихся базальтовых и андезитовых потоков. Верхняя часть вулканического разреза представлена почти километровой толщей лав и эпикластических высокоглиноземистых базальтовых пород и несколькими телами порфиритовых риолитов.

3. Месторождение Раттен (рис. 16) в сегменте Расти-Лейк зеленокаменного пояса Расти-Лейк — Линн-Лейк приурочено к тектоническому блоку, сложенному преимущественно кластическими осадочными породами [21]. В лежачем боку по крайней мере в 800 м ниже месторождения развиты граувакки [558]. Латеральным эквивалентом сульфидной залежи является «массивная неслоистая вулканическая порода, представленная обломками тонкозернистых кислых вулканических пород размером до 7 см» [21], размещенными в граувакковом матриксе. Со стороны лежачего бока месторождения имеется хорошо развитая зона изменений с прожилково-вкрапленными рудами. Разрез висячего бока включает граувакки, конгломераты, окисные фации железистых формаций и единичные прослои основных лав. Болдуин



Рис. 15. Геологический план участка рудника Андерсон близ Сноу-Лейк, Манитоба [638]. Цифры на рисунке: 2 -- пачка кислых пород лежачего бока: За - потоки анцезитов висячего бока; 3b — порфировые (базальты висячего бока; 4 пачка кислых пород висячего бока; 5 -- базальты. Условные обозначения. Интрузивные породы (1-2): 1 — порфиритовые диориты; 2 - горнблендиты. Извулканические мененные породы (3-5): 3 - ставролитовые кремнеземистые породы; 4 — серицитовые сланцы; 5 — хлорит-кианитовые сланцы. Вулканические породы (6-9): 6 - кварцевые порфиры, пирокластические, с крупным глазковым кварцем; 7 — дациты и риолиты (потоки пирокластика и вулканокластические породы); 8 — порфировые базальты (лавы, туфы и брекчии); 9 — андезиты (подушечные лавы и брекчии с подчиненными туфами). 10 — колчеданные залежи, спроецированные на поверхность; 11 — слоистость (верхние части слоев известны); 12 — сланцеватость и направление линейности: 13 — антиклиналь; 14 — линия связи.





Рис. 16. Геологический план горизонта 360 м п рудника Раттен близ Лиф-Ранидса, Манитоба. Вулканокластика лежачего бока и пачка Р.М.— преимущественно граувакковые; риолиты Майн — силицифицированные граувакки; измененная вулканокластика лежачего бока — хлоригизированные граувакки; эксгалиты — кремнистые осадочные породы [558]. 1 — контакт; 2 — контур сульфидной минерализации; 3 — разломы со смещением; 4 — разлом; 5 — пирит; 6 — пирротин; 7 — сфалерит; 8 — хлорит-биотитовый сланец.



Рис. 17. План западного рудного тела рудника Шерридон близ Шерридона, Манитоба [151]. 1 — массивные амфиболиты; 2 — богатые кварцем гнейсы; 3 — роговообманковые богатые кварцем гнейсы; 4 — пегматиты; 5 — массивные сульфиды: 6 — прожилкововкраиленные сульфиды.⁴

[21] относит вмещающие породы месторождения Раттен к преимущественно вулканогенным эпикластическим осадкам.

4. Месторождение Шерридон (рис. 17) не типично для группы медноцинковых месторождений, поскольку оно целиком залегает в толще высокометаморфизованных шельфовых осадочных пород, включающей кремнистые,

Рис. 18. Геологическая карта района Шерридон, Ма-нитоба [151]. Интрузивные породы (1-2): 1 — пирок-сениты; 2 — габбро. Группа Шерридон (3-10): 3 — массивные амфиболиты; 4 -слоистые амфиболиты; 5 мраморы и известково-силикатные породы; 6 -- известково-силикатные породы; 7 — кордиерит-антофиллитовые породы; 8 - пелитовые сланцы; 9 —биотит-гранатовые сланцы; 10 — богатые кварцем гнейсы. Группа Нокомис: 11 — кварц-полевошпатовые гнейсы, мигматиты и гранитоидные гнейсы. 12 — сульфидные рудные тела; 13 — рудоносный горизонт.



Рис. 19. Геологический план и поперечный разрез месторождения Крандон, Висконсин; «пачка Крандон» является рудоносным горизонтом [517]. 1 — габро; 2 — пачка лав среднего состава; 3 — пачка лав кислого состава; 4 — пачка брекчий среднего состава; 5 — пачка кислых туфов; 6 — пачка туфов среднего состава; 7 — пачка Крандон; 8 — пачка брекчий ілежачегс бока.



пелитовые и известково-силикатные гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами [151]. Рудные залежи более тонкие, более стратиформные и более вытянутые по латерали, чем залежи, приуроченные к вулканитам. Два рудных тела Шеррит-Гордон вытянуты в длину в общей сложности на 3,7 км, однако их средняя мощность не превышает 4,6 м. Залежи не сопровождаются отчетливой зоной изменений и прожилково-вкрапленной минерализацией; местами, непосредственно на контакте с рудами, вытягиваясь на несколько километров по простиранию, фиксируются линзы кордиерит-антофиллитовых пород, иногда содержащих сапфирин [151]. Сульфиды меди и цинка приурочены к двум стратиграфическим горизонтам; с нижним горизонтом связаны месторождения Шерритт-Гордон, Джангл и Парк-Лейк, а с верхним месторождение Боб-Лейк.

Рудные тела Шерритт-Гордон приурочены к самой нижней осадочной пачке группы Шерридон (рис. 18) — богатым кварцем гнейсам, которые, судя по их химическому составу, образовались за счет ряда разновидностей от лититовых аренитов до лититовых песчаников, граувакк и аркозов. Пачка подстилается массивными габбро. Амфиболиты, рассматриваемые Фрёзе и Гёцем [151] как метабазальты, переслаиваются с обогащенными кварцем гнейсами. Некоторые базальтовые породы имеют обломочную текстуру; иногда они содержат обломки кислого состава и могут иметь эпикластическое происхождение.

Другие районы развития протерозойских пород в Северной Америке. Колчеданные месторождения среднедокембрийского вулканического пояса центрального Висконсина (1905 млн. лет; [23]) Фламбо, Пеликан-Ривери Крандон приурочены к вулканическим и вулканокластическим породам. Месторождение Фламбо в Ледисмите, Висконсин [352], перекрыто 50-метровой пачкой риолитовых лапиллиевых туфови кремней, 75-метровой пачкой пластов и потоков дацитовых и андезитовых туфов и 100-метровой пачкой риолитов. Лежачий бок сложен андезитовыми и дацитовыми туфами; здесь фиксируется трубообразная колонна изменений пород.

Месторождение Крандон является крупнейшим в вулканическом поясе Висконсин: запасы его руды превышают 60 млн. т. Оно расположено на участке, в целом сложенным кислыми до средних вулканокластическими породами (рис. 19) [517]. Толща лежачего бока местами представлена слоистыми кислыми брекчиями с обломками, достигающими 0,5 м в диаметре; многие из этих обломков, а также единичные обломки экзотической брекчии погружены в преобладающий по объему матрикс [517]. Хотя Шмидт и его соавторы приписывают этой толще пирокластическое происхождение, в ней имеется много структурных признаков субмаринного обломочного потока. Рудоносный горизонт сложен переслаивающимися риолитовыми лапиллие-



Рис. 20. Разрез через пачку Клеопатра близ рудника Юнайтед-Верде, Аризона. Треугольники — крупнообломочная брекчия [9].

выми туфами и графитовыми сланцами. Толща туфов среднего состава висячего бока достигает мощности 300 м. Она имеет вулканогенно-осадочное происхождение, обычно обнаруживает четкую слоистость и состоит из среднезернистых тонкослоистых туфов с подчиненными прослоями лапиллиевых туфов, кремнистых туфов, глинистых сланцев, граувакк и известковистых туфов. Толща туфов среднего состава перекрыта кислыми туфами, кислыми лавами, брекчиями среднего состава и потоками средних (андезитовых) лав.

Очень слабая обнаженность в северном Висконсине не позволяет произвести детальные стратиграфические сопоставления между месторождениями. Наиболее впечатляющей чертой их литологической характеристики является обилие эпикластических пород как кислого, так и основного состава; лавы и пирокластические породы не преобладают в разрезе, как в других докембрийских районах.

В Джероме, Аризона (рис. 20), месторождения Юнайтед-Верде, Юнайтед-Верде-Икстеншн и Хейнс локализованы в среднедокембрийских породах (1820 ± 10 млн. лет [10]). Группа Аш-Крик характеризуется преимущественно вулканическим разрезом мощностью свыше 6000 м, включающим два цикла, каждый из которых имеет основную нижнюю часть и кислую и осадочную верхнюю часть [9]. Как было указано Сангстером и Скоттом [486], месторождения первоначально рассматривались Андерсоном и Криси [8] в качестве метасоматических; эта точка зрения до сих пор разделяется Норманом [377]; Андерсон и Нэш [9] относят их к сингенетичным массивным сульфидным образованиям.

Месторождения относятся к верхнему циклу, состоящему из нижней пачки переслаивающихся дацитов (Бернт-Каньон), андезитов (Бриндл-Пап) и базальтов (Шеа). Рудные тела приурочены к центральной пачке близ верхней части толщи риолитов Дисепшн непосредственно над пачкой Клеопатра формации Грейпвайн-Галч. Пачка Клеопатра состоит из нескольких иластов грубообломочной брекчии, переслаивающейся с кварцевыми порфирами с полосчатой текстурой течения и массивными кристаллотуфами, которые рассматривались Андерсоном и Нэшем [9] как продукт вязкой кислой магмы, эруптировавшей из локальных каналов и подтвергшейся брекчированию. Брекчии являются эпикластическими образованиями, отложившимися при «субмаринных оползаниях или обрушениях» [9]. Возможно, часть пачки образовалась как подводный пирокластический поток, хотя Бейн [20] допускает ее субаэральное происхождение.

В целом месторождения Джером приурочены к проксимальной пачке кислых пирокластических, эпикластических и лавовых пород, перекрытой мощной толщей брекчий и лав переменного состава. Эти породы весьма схожи с породами других протерозойских районов, таких, как Флин-Флон и СноуРис. 21. Локализация главных колчеданоносных районов в докембрийских и каледонских регионах Финляндии, Швеции и Норвегии. Район Пюхясалми — Пилавеси находится в юго-восточном углу региона Виханти, район Вуонос — в районе Оутокумиу, район Болиден — в районе Оутокумиу, район Болиден — в районе Шеллефте, районы Стекеньокк, Иёрсвик, Йома и Скурувас — в районе Гронг (более детально геологию района Тронхейм см. на рис. 35 [633, 148]). 1 — средний докембрий; 2 — каледониды.



Лейк, а также районов, расположенных в отдельных архейских рудных узлах.

Фенноскандинавский щит. Медно-цинковые колчеданные месторождения в протерозойских свекокарельских толщах находятся в трех крупных районах (рис. 21). Пиритовый пояс Финляндии включает районы Пюхясалми — Пилавеси, Виханти и Оутокумпу; несколько важных месторождений объединяет находящийся южнее район Айяла — Ориярви. Район Шеллефте в Швеции насчитывает свыше 80 месторождений [436]. В пиритовом поясе Финляндии возраст пород в районе Пюхясалми — Пилавеси достигает 1900 млн. лет [216], а в районе Айяла — Ориярви колеблется от 1800 до 1920 млн. лет [306, 541]. В районе Шеллефте он составляет по меньшей мере 1950 млн. лет [436]. Помимо упомянутых медно-цинковых районов в южной Швеции имеется район Бергслаген с одноименным цинково-свинцово-медным месторождением в протерозойских породах.

Медно-цинковые руды Оутокумпу приурочены к преимущественно осадочной толще калевийского флиша [407, 148], состоящей из смятых в складки карбонатных пород, кварцитов, графитовых сланцев, а также серпентинитов в ядрах складок. В Пюхясалми осадочные породы слагают лежачий бок, а кислые туффиты, перекрытые пирокластическими породами основного состава, образуют висячий бок [235]. Разрез пород Виханти до некоторой степени близок разрезу района Пюхясалми; в лежачем боку залегает пачка слюдистых сланцев (метаосадочных), содержащая подчиненные амфиболиты (вулканические породы основного состава) и известковистые породы; в висячем боку развиты кордиеритовые сланцы, подчиненные основные вулканические породы и «черные сланцы» (графитизированные метаосадочные породы) [252]. Рудные тела приурочены к контакту между кварцево-полевошиатовыми метаосадочными сланцами и известковистыми породами [356]. В породах Виханти, локализованных, как считают, близ архейского кратона [148], в том же самом горизонте, что и массивные сульфидные руды [432], присутствуют отложения урансодержащего фосфорита (апатита). В целом медноцинковые руды паритового пояса Финляндии приурочены к толще высокометаморфизованных осадочных пород, содержащей относительно небольшое количество вулканических пород. По-видимому, метаосадочные породы повсюду залегают на архейском фундаменте; они представляли собой глинистые осадки и граувакки с подчиненными карбонатными отложениями, пере-



Рис. 22. Сводные геологические разрезы главнейших рудных месторождений района Шеллефте, Швеция [436]. 1 — фяллиты, глинистые сланцы, кластические осадки; 2 конгломераты Дёдманберг; 3 — конгломераты Аббортьерн; 4 — андезиты; 5 — туффиты (кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры); 6 — кератофиры (туффитовые); 7 — дациты, дацитовые туффиты; 8 — агломераты; 9 — брекчии; 10 — известняки, доломиты; 11 — послойно-скарнированные туфы; 12 — известковые туфы; 13 — региональная серицитизация; 14 — руды.

мешанные с кислыми и основными туфами. Хутала [235] рассматривает карбонатизированные породы в качестве «карбонатных эксгалитов», участки отложения которых были ограничены серией тектонических блоков глубинных трещинных зон, развивавшихся в обстановке, подобной островодужной. Однако наличие локальных участков осадков, обогащенных карбонатом и фосфоритом, типично также для шельфовой обстановки.

Район Шеллефте в Швеции вытянут в длину более чем на 100 км и по сравнению с пиритовым поясом Финляндии содержит больше вулканических пород (рис. 22). Он представляет собой переходную зону между областью развития континентальных осадочных пород на севере и областью накопления морских осадочных пород на юге [327], рассматриваемую в качестве зоны островной дуги [3]. Базальные супракрустальные слои и кислые вулканические породы (кварцевые кератофиры и туфы) перекрыты подушечными лавовыми потоками основного до среднего состава [436]. Вулканическая толща перекрыта пелитовыми — псаммитовыми осадочными породами. Большинство рудных залежей располагаются на кровле кислой вулканической толщи или близ нее, перекрываясь смешанной толщей филлитов и основных вулканитов с известняками, доломитами и карбонатными породами, обычно развитыми близ рудного горизонта. Единичные залежи локализованы на более глубоких стратиграфических уровнях среди пластов кислых вулканитов, а также встречаются среди перекрывающих осадочных слоев. Породы района Шеллефте сильно деформированы и метаморфизованы, однако их стратиграфические взаимоотношения распознаются более легко по сравнению с соотношениями пород в Финляндии.

Пиритовый пояс Финляндии и район Шеллефте близки по возрасту и внешне похожи как по составу руд, так и по литологическим ассоциациям пород. Вокс [633] указывал, что различия в простирании этих поясов и отсутствие непосредственной пространственной связи между ними заставляют предполагать, что они были смещены по разлому северо-восточного простирания вдоль Ботнического залива.

Район Айяла — Ориярви в южной Финлянлии включает месторожления. которые по своему составу аналогичны месторождениям более северного пиритового пояса; их литологические разрезы в широком смысле также близки. Базальные слои представлены кислыми пирокластическими норолами с переслаивающимися кордиерит-антофиллитовыми и кордиерит-серинитовыми образованиями [317]. Толща кислых пород перекрыта железистыми кварцитами и известняками, которые в свою очередь перекрыты основными вулканическими породами в районе Ориярви и известняками с вулканическими породами от основного до среднего состава в районе Айяла и Метсямонтту (рис. 23). В обоих районах осадочные слои залегают на основных и смешанных (кислых и основных) породах, образуя здесь самую верхнюю Свекофеннскую пачку. В Ориярви большая часть рулных залежей локализована в нижней 200-метровой части кислой вулканической толщи, однако верхняя часть этой кислой зоны также солержит слабую пинково-свинновозолотую минерализацию. В Айяле рудные тела располагаются на контакте между подстидающими кислыми и нерекрывающими средними до основных пирокластическими породами [317].

Район Бергслаген в южной Швеции находится почти прямо к западу от финского района Айяла — Ориярви, и породы здесь, по существу, имеют такой же возраст, как и породы южной Финляндии [148]. В Бергслагене расположено знаменитое цинково-свинцово-медное месторождение Фалун, а также несколько более мелких медных и цинковых месторождений, залегающих среди сильно деформированных широко развитых карбонатных образований, лептитов, кварц-полевошпатовых порфиров и амфиболитов [183]. Фритш и др. [148] отмечают, что представления об образовании этих месторождений в известной мере противоречивы, хотя Коарк [296] рассматривает их в качестве сингенетичных эксгаляционных образований.

Морфология и состав докембрийских рудных тел. Форма рудных тел и текстурные особенности. Месторождения рудных узлов Норанда и Маттагами представляют собой крупные чечевицеобразные линзы массивных пирит-сфалерит-халькопиритовых руд, подстилаемые халькопирит-пиритнирротиновыми прожилково-вкрапленными зонами варьирующей протяженности. Рудные залежи Норанды совершенно недеформированны, а некоторые имеют отчетливо низкие величины отношений высоты к ширине: например, залежь Норбек (Лейк-Дюфо) имела высоту 21 м и ширину 150 м [425], а линза № 16 месторождения Милленбах достигала 29 м в высоту и 68 м в длину (рис. 24; Нукки, 1975). В плане залежи выглядят грубо округлыми. Зона массивных руд Маттагами-Лейк имеет ширину 305 м, а высоту 137 м, хотя следует иметь в виду, что в ходе региональных деформаций она была смята в антиклиналь. Другие залежи обладают значительно меньшими отношениями высоты к ширине. Например, рудная залежь месторождения Кидд-Крик [640] имеет устойчивую мощность около 46 м, но она прослежена на глубину по крайней мере на 900 м и определенно может протягиваться глубже. Рудное тело месторождения Маттаби [142] имеет сходные размеры и также подверглось сравнительно небольшому тектоническому расплющиванию. Большинство остальных месторождений, как в архейских, так и в протерозойских зеленокаменных поясах, испытали сильное уплощение, так что оценить их первичную морфологию очень трудно.

Зоны массивных сульфидов «характеризуются высокой концентрацией



Рис. 23. Поперечный разрез месторождения Метсямонтту, район Айяла — Ориярви, Финляндия [317]. 1 — кислые вулканические породы с фенокристами кварца; 2 — вулканические породы среднего состава; 3 — вулканические породы основного состава; 4 — скарны, известняки; 5 — кордиерит-антофиллитовые породы; 6 — пегматиты; 7 руды; 8 — буровые скважины пройденные; 9 — буровые скважины запроектированные; 10 — разломы; 11 — направление к верхней части стратиграфического разреза.



Рис. 24. а — зональное (в плане) распределение металлов в линзе № 16 рудника Милленбах. Видны уменьшение к флангам величины отношения Cu/(Cu + Zn) и характер распространения по площади зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Широтный разрез приведен на рис. 24, б [295]; б — поперечный разрез линзы № 16 рудника Милленбах. Видны богатый медью центральный некк и богатая цинком внешняя зона. Рисунок представляет собой реконструкцию (удалены кислые дайки) более крупных рудных линз, изображенных на рис. 5 [295]. Цифры на плане и разрезе — величины отношения Cu/(Cu + Zn) •100.

руды в одном месте в отличие от вкрапленных или прожилковых месторождений» («Толковый словарь Американского геологического института», 1972, с. 433). Частично они сложены полосчатыми пирит-пирротин-сфалеритхалькопиритовыми рудами; полосчатость обычно прерывистая [486] и максимально развита в верхних и краевых частях рудных тел (Нукки, 1975; [143]). Большинство массивных рудных зон подверглись обширному конседиментационному брекчированию и оползанию. Робертс [446] зафиксировал долитификационные складки в руде на руднике Маттагами-Лейк, а на месторождении Гарон-Лейк сульфиды были полностью удалены с места их первоначального отложения над зоной изменений и перемещены по латерали в локальные «долины» [337]. На месторождении Норита, Квебек, в зоне массивных руд имеются прекрасные, хорошо сохранившиеся осадочные текстуры [336]. Отлично сохранились разнообразные признаки турбидитов, такие, как градационная слоистость, параллельная полосчатость, знаки ряби и поперечные знаки ряби, поперечная полосчатость и тонкополосчатые члены цикла Боума. Хорошо также сохранились крупномасштабные текстуры русловых потоков. В режиме седиментации высокой энергии сульфиды определенно подвергались транспортировке и переотложению. На рудниках Милленбах (Нукки, 1975), Уэст-Мак-Доналд и Воз [559] значительные части рудных тел образованы сложными блочными рудами (рис. 25). Блоки, обладающие внутренней полосчатостью, хаотически смещены, и текстура в целом напоминает текстуру обломочного потока. В отдельных рудных зонах беспорядочно разбросаны случайные блоки вмещающих пород. Подобное обширное брекчирование хорошо видно на месторождении Уэст-Мак-Доналд [486]. На многих месторождениях зоны массивных сульфидов, вероятно, формировались в виде необычно высоких, с крутыми склонами, неустойчивых нагромождений сульфидов, которые проявляли тенденцию к оползанию и перераспределению. Хотя большая часть сульфидов подверглась локальному перераспределению,



Рис. 25. Брекчия оползания, рудник Уэст-Мак-Доналд (рудники Геллен), Норанда, Квебек. Обратите внимание на субугловатые сульфидные блоки А в гранулированном ипритовом матриксе. Фото любезно предоставлено Дж. Мак-Ивеном, компания Atomic Energy of Canada Ltd. Масштаб 1:15.

могут встречаться и потоки сульфидных зерен [509]; таким образом могли перемещаться руды месторождений Шерридон [151] и Норита [336].

На некоторых месторождениях присутствует стратиформная зона полумассивных сульфидов. На месторождении Фламбо в Крандоне, Висконсин, имеются как массивные сульфиды, так и очень протяженная зона полумассивных руд, вытянутая по простиранию на 1500 м [352]. Эта зона состоит из узких субсогласных слойков пирита с небольшой примесью сфалерита, чередующихся с кремнистыми и кварц-серицитовыми сланцами.

Хотя зоны массивных руд являлись, по-вилимому, участками значительной механической подвижности и гравитационной нестабильности, непосредственно прилегающие к ним зоны висячего бока отдельных месторождений представлены слоями, сформировавшимися в весьма стабильных условиях. Туффиты Ки, перекрывающие руду на руднике Маттагами-Лейк, представляют собой полосчатые пиритизированные туфогенные кремнистые сланцы (рис. 26, а) [446, 94], развитые на большей части территории рудного узла. Графитовые сланцы перекрывают рудное тело Кидд-Крик. Две рудные зоны в Маттаби разделены кремнистым туффитовым горизонтом [142]. Однако на многих месторождениях латерально протяженные осалочные горизонты отсутствуют. На большинстве месторождений в Сноу-Лейк, Манитоба, перекрывающие хорошо выраженные маркирующие горизонты осадочных пород отсутствуют [638], и определение точного положения рудоносного горизонта в разрезе на участке между месторождениями Андерсон-Лейк и Сталл-Лейк крайне затруднительно, даже несмотря на то, что региональная стратиграфия довольно хорошо изучена, а эти два месторождения находятся приблизительно в одинаковой стратиграфической позиции.

В колчеданных месторождениях медно-цинкового класса почти повсеместно со стороны лежачего бока фиксируются прожилково-вкрапленные зоны (рис. 26, б), сложенные главным образом халькопиритом, пиритом и пирротином [454]. В случае недеформированных месторождений они имеют в плане в целом округлую форму и располагаются в зонах интенсивно измененных пород, имеющих форму трубообразных колонн, описание которых будет приведено в разделе, посвященном изменениям пород. В плане эти зоны редко выходят за контуры области развития массивных руд, однако в вертикальном направлении их протяженность заметно варьирует. На руднике Лейк-Дюфо (Норбек) прожилково-вкрапленные сульфиды разрабатывались на горизонте, расположенном на расстоянии 1 км ниже массивных руд. Прожилково-вкрапленные сульфиды линзы № 16 месторождения Милленбах (рис. 6) протягиваются более чем на 100 м ниже основания массивных руд (Нукки, 1975); по крайней мере половина этой зоны является рудой. Обычно прожилково-вкрапленная зона сложена на 10—20% сульфидными



Рис. 26. а — горизонт туффитов Ки (слопстые туфогенные кремнистые сланцы), непосредственно перекрывающий массивную руду на руднике Маттагами-Лейк, Маттагами, Квебек; б — прожилково-вкрапленная руда в основании зоны массивных сульфидов рудника Милленбах. Обратите внимание на иятнистый характер изменений (черные иятна) и сложную морфологию жил.

прожилками, хотя в месте ее сочленения с массивной рудой количество этих прожилков на некоторых месторождениях резко увеличивается. Распределение прожилков в высшей степени сложное; обычно наблюдается множество систем таких прожилков (рис. 26, б). В Милленбахе по периферии богатых медью прожилково-вкрапленных зон развиты сфалеритсодержащие прожилки. На руднике Лейк-Дюфо в краевой части прожилково-вкрапленной зоны имеется участок пылевидной вкрапленности сфалерита [425]. Прожилково-вкрапленные руды в нормальном случае составляют лишь небольшую лолю в общем балансе металлов колчеданных месторождений. В Маттагами-Лейк, например, в прожилково-вкрапленной зоне руда фактически отсутствует; среди тальк-актинолитовых сланцев в массивных и полумассивных зонах фиксируются лишь пирит, пирротин и магнетит [446, 447]. На руднике Маттаби [142] в прожилково-вкрапленной зоне крупные сульфидные прожилки визуально устанавливаются лишь в 8-10 м ниже руды, хотя мелкие сульфидные прожилки развиты под рудой приблизительно на 100 м вниз по вертикали. На руднике Флин-Флон имеется лишь очень небольшое количество прожилково-вкрапленной руды, хотя непромышленная минерализация и рассеянная вкрапленность сульфидов развиты на несколько сотен метров в сторону лежачего бока. Близкие соотношения наблюдаются на сильно дислоцированном месторождении Андерсон в Сноу-Лейк [638], где обнаружено очень небольшое количество прожилково-вкрапленной руды, хотя пирит и халькопирит встречаются в непромыпленной зоне изменений по крайней мере на расстоянии 1 км ниже рудной залежи.

На некоторых месторождениях отсутствует бросающаяся в глаза трубообразная колонна измененных пород в лежачем боку. Это, вероятно, дистальные месторождения, перемещенные от своих центров гидротермальных эманаций либо химическим [497], либо механическим путем [509]. Примером могут
служить медно-цинковые месторождения района Шерридон в Манитобе; на них отсутствуют измененные породы в лежачем боку [151]. Сходным образом не имеют трубообразных колонн измененных пород и месторождения зоны Лайон-Лейк и Крик в рудном узле Стерджен-Лейк, Онтарио, однако обогащенные карбонатом эпикластические породы лежачего бока проксимального месторождения Стерджен-Лейк, приуроченные к тому же самому стратиграфическому горизонту, обогащены марганцем [222].

Отделить рудное тело от его колонны измененных пород могут также деформации. Сангстер и Скотт [486] считают, что рудные тела Флин-Флон, Сталл-Лейк и Норметаль смещены по латерали от своих трубообразных колонн измененных пород, а Уолфорд и Франклин [638] описывают аналогичную картину для месторождения Андерсон-Лейк.

Все рудные тела в протерозойских толщах Скандинавии сильно деформированы и метаморфизованы. Первичные структуры руд и признаки первичной морфологии рудных тел уничтожены, сульфиды обычно ремобилизованы, размещены в шарнирах складок и образуют прерывистые серии будин. Фактически во всех районах имеются признаки по крайней мере двух периодов складчатости, а в большинстве из районов — признаки метаморфизма амфиболитовой ступени. В некоторых районах, например в Шеллефте [436], породы неоднократно подвергались метаморфическим преобразованиям. Все рудные тела отличаются очень большой величиной отношения длины к мощности, а со многими из них ассоциируются прожилковатые и вкрапленные зоны.

Минералогия. Зоны массивных сульфидных руд минералогически просты: в них содержится как минимум 50%, а обычно более 80% сульфидов [486]. На долю пирита приходится как минимум 30% сульфидной фракции; другими главными ее составляющими являются сфалерит и халькопирит. Сангстер и Скотт приводят обширный список редких минералов [486, табл. 2]. Особое внимание привлекает наличие касситерита и станнина на рудниках Кидд-Крик, станнина в Лейк-Дюфо и касситерита в Саут-Бей (Учи); на рудниках Килл-Крик содержание олова местами достигает 3% [640] и его получают из руд этого месторождения. В образцах руды из рудника Саут-Бей солержание этого металла колеблется от 0.07 по 0.76% [371]. Было проведено небольшое исследование жильных минералов. Робертс и Рирдон [447] в слоистых рудах месторождения Маттагами-Лейк установили хлорит, кварц и кальцит. Среди жильных минералов месторождения Крандон в Висконсине Мей [352] упоминает кварц, серицит, хлорит и андалузит. На месторождении Норита, как это установлено Мак-Гиеном и др. [336], среди механически перемещенных сульфидов имеются обломки базальтов и кремнистых сланцев, а пласты этих сланцев чередуются с сульфидами.

Ганит представляет собой акцессорный минерал, встречающийся фактически на всех месторождениях, достигших амфиболитовой ступени метаморфизма; он обычен для большинства месторождений Сноу-Лейк [638], на рудниках Коронейшн [150], Фокс-Лейк и Норметаль [38]; он встречается также на месторождении Маттаби, которое метаморфизовано лишь до высокой зеленосланцевой ступени [142]. В результате метаморфизма образуется определенное количество (но не весь) пирротина [290, 521]. Содержание железа в сфалерите чрезвычайно изменчиво: оно увеличивается при увеличении $P_{S_2}^i$; в тех случаях, когда сфалерит находится в контакте с пиритом и пирротином, то, как это было отмечено Скоттом и Барнсом [520], Хатчинсоном и Скоттом [243], содержание в нем железа является эффективным геобарометром.

¹ Здесь, по-видимому, оцечатка: с увеличением P_{S_2} при постоянной температуре железистость сфалерита не увеличивается, а уменьшается. – Прим. перев.

Минералогия зоны прожилково-вкрапленного оруденения обычно также очень проста; здесь присутствуют халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит и магнетит. Заслуживает особого внимания, однако, прожилково-вкрапленная зона на руднике Кидд-Крик, поскольку она включает локальные участки борнитовой минерализации с необычным развитием селеновых минералов [607]. На других архейских месторождениях борнит чрезвычайно редок. В маломощном слойке под рудной залежью месторождения Маттагами-Лейк встречаются теллуриды [606].

Распространенные жильные минералы зоны прожилково-вкрапленной минерализации относятся к ассоциации измененных пород лежачего бока, поэтому их описание приводится в разделе, посвященном околорудным изменениям. Вопреки представлениям Сангстера и Скотта [486] о принадлежности ангидрита к редким минералам он пользуется широким развитием в прожилково-вкрапленных зонах большинства месторождений Сноу-Лейк [638], на месторождении Раттен [558] и присутствует в примесных количествах на месторождении Геко. Более того, на месторождениях Сноу-Лейк и Раттен ангидрит встречается в отдельных участках зоны массивных руд.

Большое количество необычных, редких минералов присутствует на месторождении Оутокумпу в пиритовом поясе Финляндии. Его руды сложены преимущественно пиритом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом; они необычайно богаты повсеместно развитым кобальтпентландитом. Среднее содержание никеля в рудах составляет 0,12% [407]; руды также аномально обогащены ванадием. Руды района Пюхясалми — Пилавеси в Финляндии аналогичны по набору главных минералов, но содержат много барита (4,87% ВаО в Пюхясалми [216]), а также примеси галенита, теллуридов, арсенопирита и различных сульфосолей. В рудах района Виханти содержится 5% барита [252].

Руды района Шеллефте в Швеции характеризуются обычной пиритпирротин-сфалерит-халькопиритовой ассоциацией. По сравнению с другими месторождениями этого района месторождение Болиден необычно богато золотом (15,5 млн⁻¹) и мышьяком (6,8%) [183]; в рудах большинства месторождений содержится около 0,3% свинца и отсутствует барит.

Руды района Айяла — Ориярви в отличие от руд других колчеданоносных районов Скандинавии характеризуются преобладанием брекчиевых и жильных типов. Минералогически эти руды аналогичны рудам других районов, хотя на обогащенном свинцом месторождении Метсямонтту более обычно появление сульфосолей.

Микроструктуры и текстуры руд. Фактически все вышеописанные месторождения испытали метаморфизм, и поэтому в рудах сохранилось очень мало первичных структур. Тем не менее наблюдаются некоторые первичные признаки рудоотложения (рис. 26), такие, как фрамбоидальные структуры, гроздьевидный пирит, слоистость, складки оползания рыхлых осадков, пламеневидные текстуры, отпечатки нагрузки, градационная и косая слоистость [486, 631]. Эффекты метаморфизма были суммированы Воксом [631], Каллиокоски [280] и Шадлун [526]. Они включают: 1) увеличение размеров зерен, 2) развитие структур тройных углов отжига, 3) физическую ориентацию более податливых минералов в плоскости сланцеватости [445], 4) кристаллографическую ориентацию пластичных минералов [445, 282], 5) увеличение размеров вростков халькопирита и пирротина в сфалерите [449], 7) пластическое течение руды, 8) полную ремобилизацию руды и размещение ее в диабазовых дайках [362, 588], 9) пластическое течение сланцеватых обломков в руде (текстуры смятия — Durchbewegung) [631]. Все эти признаки хорошо проявляются на многих месторождениях Сноу-Лейк [638].

Зональность состава. Колчеданные залежи обнаруживают несколько замечательных закономерностей зонального распределения. Хорошо известная



Рис. 27. Зональное строение (в плане) руд на руднике Маттаби. Детали геологического строения см. на рпс. 12. Прожилково-вкрапленная руда сильно обогащена медью. Ниже зоны прожилково-вкрапленных руд развита непромышленная прожилковая и вкрапленная мпнерализация [143]. Цифры на рисунке: I — андезиты; 2 — дацитовые дайки; 3 — риолитовые туфы с глазковым кварцем; 4 — креминстые риолитовые туфы; 6 — эпикластические породы лежачего бока. Условные обозначения. Массивные руды (1-4): I — цинковые; 2 — пиритовые с небольшим количеством цинка; 3 — медные; 4 — цинково-свинцовые; 5 — прожилково-вкрапленные руды.

картина высокого отношения Cu/(Cu + Zn) в более глубинных зонах и его уменьшения в направлении вышележащих зон настолько обычна, что Сангстер [475] предлагал использовать ее в качестве надежного стратиграфического признака. Зоны массивных руд в верхних и фланговых частях месторождений менее обогащены железом (пиритом). Отдельные зоны прожилково-вкрапленной минерализации обнаруживают узкие обогащенные цинком краевые оторочки [539, 425] и обогащенное медью ядро.

Детальное изучение отношения медь/цинк в рудных телах выявило более сложное внутреннее распределение величин этого отношения, особенно в тех случаях, когда деформации не привели к существенной ремобилизации вещества. Несколько рудных линз месторождения Милленбах (рис. 24) имеют отчетливые обогащенные медью центральные некки (Нукки, 1975), секущие слоистость. Такой некк существует даже в тех случаях, когда пирит-сфалеритовая зона брекчирована и участками смещена, что указывает на возникновение некков после отложения цинковой руды. Некк сложен сплошной массой халькопирита и пирита; в примыкающей сбоку пиритсфалеритовой руде более распространен пирротин.

Месторождение Маттаби (рис. 27) представлено двумя сближенными рудными линзами, каждая из которых содержит центральную секущую халькопирит-галенит-сфалеритовую зону с тетраэдритом и арсенопиритом. Цинковая руда в Маттаби обладает отчетливой слоистостью и содержит колломорфный пирит, тогда как медно-свинцово-цинковая зона сложена массивной и грубозернистой рудой. Таким образом, кажется вполне вероятным, что по крайней мере на месторождениях Милленбах и Маттаби первичные структуры уничтожены в ходе более позднего роста центральной обогащенной медью зоны, свидетельствующего о постседиментационном (диагенетическом?) изменении сульфидных масс.

Распределение серебра и золота в большинстве докембрийских колчеданных месторождений изучено слабо. Содержание свинца в 41 архейском колчеданном месторождении очень низкое, концентрация серебра в них составляет 45 г/т; на рис. 28 эти месторождения не показаны. Архейские



Рис. 28. Соотношения между свинцом и серебром в докембрийских и фанерозойских колчеданных месторождениях Канады. Обратите внимание, что многие близкие по происхождению месторождения на диаграмму не нанесены. Данные любезно предоставлены Р. И. Торпом из Геологической службы Канады. 1 — архейские месторождения провинции озера Верхнего; 2 — архейские месторождения провинции Большого Невольничьего озера; 3 — протерозойские месторождения Канады; 4 — палеозойские месторождения Нью-Брансуик; 5 — прочне фанерозойские месторождения Канады.

месторождения с более высоким содержанием серебра (рис. 28) характеризуются и более высокой концентрацией свинца (в целом от 0,8 до 1,2% Pb), однако серебро здесь, в отличие от фанерозойских месторождений не коррелируется со свинцом. Например, в сравнительно богатых свинцом месторождениях рудного узла Стерджен-Лейк (0,8 до 1,0% Pb) серебро в основном связано с тетраэдритом в центральной зоне массивной руды, обогащенной медью и свинцом (рис. 27) [143].

Для большинства протерозойских месторождений характерно очень низкое содержание серебра (в среднем 14 г/т), однако рудные тела Гост-Лейк и Лост-Лейк в Сноу-Лейк и рудное тело Менди во Флин-Флон отличаются несколько более высокими концентрациями этого металла. Первые два месторождения по сравнению со всеми другими протерозойскими месторождениями Канадского щита относительно обогащены свинцом, а месторождение Менди, хотя и содержит мало свинца, отличается исключительно высокой концентрацией других цветных металлов (9% цинка, 7,3% меди).

Среднее содержание золота как в архейских, так и в протерозойских месторождениях невелико (в среднем 0,57 ± 0,40 г/т). Этот металл встречается в двух различных местах. Месторождения Хорн и Кёмон в Норанде и Лемуан и Таш-Лейк близ Шибугамо, Квебек, характеризуются содержанием золота в среднем 4,5 г/т, которое почти в 10 раз выше по сравнению с концентрацией этого металла в колчеданных месторождениях. Ни одно из этих месторождений не обнаруживает каких-либо исключительных осо-



Рис. 29. Геологическая карта массива Троодос с нанесенными на нее колчеданными месторождениями [156, 241].

бенностей состава или геологического строения, и, таким образом, такое высокое содержание золота не находит объяснения.

Месторождения, ассоциирующиеся с офиолитами. *Кипр.* О б щ а я поз и ц и я. Колчеданные месторождения располагаются в вулканической части офиолитового комплекса; они характеризуются преобладанием пирита и халькопирита при подчиненной роли сфалерита как в массивных рудах, так и в вытянутых по вертикали прожилково-вкрапленных зонах. Прототипы находятся в офиолитовом массиве Троодос на Кипре (рис. 29), однако представители этого типа месторождений известны и в других районах, включая Нотр-Дам-Бей в Ньюфаундленде [17], Соломоновы острова, остров Балабак (Филиппины), район Эргани в Турции, район Оксек в Гватемале, район Сумаиль в Омане и район Лёккен в норвежских каледонидах.

Массив Троодос традиционно рассматривается как смещенная осевая часть срединно-океанического хребта [156, 157], хотя, по мнению Миясиро [359], этот комплекс связан с островной дугой. Гасс [156], Робертсон и Вудкок [448] пересмотрели данные по геологии и генезису массива, и многое в нижеследующем описании заимствовано из работ этих авторов.

Массив Троодос (рис. 29) представляет собой эллиптическое тело основных и ультраосновных пород, образовавшихся в меловое время (приблизительно 85 млн. лет назад). Его ядро — это плутонический комплекс тектонизированных гарцбургитов с неправильными дунитовыми линзами, окруженный кумулятами габбро и перидотитов и перекрытый сильно дифференцированной (от габброидов до трондьемитов и тоналитов) зоной. Фракционная кристаллизация происходила в магматической камере на глубине 1—2 км ниже дна моря. Верхняя, сильно дифференцированная габброидная зона сложена интрузиями верхнего уровня мощностью от 50 до 800 м, которые частично образуют кровлю магматической камеры, а частично являются продуктом крайней фракционной кристаллизации. Эти породы подстилают иластовый дайковый комплекс — мощную зону подводящих даек, питавших перекрывающую лавовую толщу; корневые части этих даек находятся в подстилающих габбро. Верхняя часть дайкового роя — базальная группа состоит на 90—100% из даек, разделенных подушечными лавами, тогда как



Рис. 30. Типичные стратиграфические колонки месторождений Кипра [74]. Обратите внимание на зону В кремнистых сульфидов.

нижняя часть сложена множеством даек и групп даек, внедрившихся в габбро или кварцевые диориты [75].

Толща подушечных лав (рис. 30), образующая неправильный, незамкнутый край комплекса, содержит колчеданные месторождения. Она состоит из трех частей [75]: верхних подушечных лав, представленных преимущественно оливиновыми базальтами, нижних подушечных лав — пересыщенных кремнеземом базальтов и базальной группы, представленной измененными и метаморфизованными базальтами с многочисленными дайками, на долю которых приходится до 50% объема породы. Эти дайки служили подводящими каналами для лав, находящихся на более высоких стратиграфических уровнях. Верхняя пачка метаморфизована в условиях цеолитовой фации, а большая часть нижних двух пачек — в условиях зеленосланцевой фации. Между нижними и верхними подушечными лавами местами развит охристый осадочный слой [75]. Отложившиеся в воде осадочные породы вулканического происхождения встречаются среди пачки верхних лав в виде прерывистых слоев. Вулканические породы комплекса Троодос перекрыты осадочными образованиями формации Перапеди, представленными базальной умброй или марганцовистыми, богатыми железом осадками, обычно ассоциирующимися с красной яшмой, алевритами, грубозернистыми песчаниками, конгломерами и радиоляриевыми кремнями [78]. Формация перекрыта розовыми радиоляриевыми мергелями [4] и коричневыми и розовыми аргиллитами.

Локальная стратиграфическая позиция и характеристика рудных тел. Имеются многочисленные прекрасные описания колчеданных месторождений комплекса Троодос (рис. 30). Детальное изучение химизма измененных пород, ассоциирующихся с этими месторождениями [565, 177, 68], сыграло ключевую роль в разработке генетической модели для типа месторождений в целом, а также вооружило геологов рядом полезных критериев для геохимических поисков. В основу нашего описания положен недавно опубликованный обзор Константиноу [76]. Допол-



Рис. 31. Поперечный разрез рудных залежей Агрокипия, иллюстрирующий взаимоотношение массивных и прожилково-вкрапленных сульфидов с синвулканическими зонами разломов [4].

нительные полезные сведения взяты из обзоров Хатчинсона [238], Хатчинсона и Серла [241], Константиноу и Говетта [78] и Джонсона [269].

Все рудные тела залегают внутри или в кровле разреза подушечных лав (рис. 30). Подавляющее большинство месторождений приурочены к контакту между нижними и верхними подушечными лавами, однако рудная залежь Коккинопезула находится в нижних подушечных лавах на контакте с базальной группой. Рудное тело Скуриотисса залегает в кровле верхних подушечных лав [238]. Как было показано Адамидесом [4], в районе Калавассос многие рудные тела непосредственно причленяются к крутопадающим сбросам (рис. 31). Большинство месторождений формировались в локальных бассейнах, которые, вероятно, представляли собой ограниченные разломами депрессии морского дна [76, 4]. Хатчинсон и Серл [241] полагают, что эти разломы могли быть синвулканическими. Породы лежачего бока брекчированы и в пределах обширной зоны изменены. Брекчирование, по крайней мере частично, предшествовало рудоотложению; брекчии могли контролироваться сбросовыми уступами.

Типичные месторождения сложены массивной рудой, включающей три зоны: перекрывающий горизонт охр, собственно зону массивных руд и базальную кремнистую рудную зону. Массивная руда подстилается зоной прожилково-вкрапленной минерализации, вытянутой на сотни метров вниз от месторождения. Месторождения небольшие, и лишь некоторые из них содержат более 1 млн. т руды (Аплики — 1,65 млн. т, Лимни — 3,6, Мавровуни — 15, Скуриотисса — 6, Калавассос — 1,9 и Мусулус — 1,6 млн. т). В каждом районе имеется несколько рудных тел. Например, в районе Калавассос [4] разрабатывалось семь рудных тел, каждое из которых содержало в среднем 0,22 млн. т руды.

Горизонты охр [77] являются осадочным перекрытием массивных руд; они присутствуют на многих, но не на всех месторождениях. На месторождении Мавровуни охры контактируют с перекрывающей их умброй формации Перапеди и поэтому рядом авторов были ошибочно отнесены к последней. Однако на месторождениях Мусулус и Матиати зона охр перекрывается лавами, что указывает на их связь скорее с рудой, чем с перекрывающимися слоями Перапеди. Охры представлены преимущественно коричневыми и оранжево-желтыми массивными или слабослонстыми образованиями, солержашими гётит и кварп с небольшим количеством иллита и ярозита [33]. а также корролированные обломки пирита. На месторожлении Скуриотисса красные гематитовые охры, встречающиеся в кровле восточного рудного тела или близ нее, сложены черелующимися полосами магнетита и гётита. Мошность горизонтов охр колеблется от нескольких сантиметров до 5 м. Порода, в отличие от умбры, хорошо раскристаллизована, имеет очень низкое содермарганца. высокое отношение меди к цинку и низкое отножание шение никеля к кобальту. На месторождении Скуриотисса местами вместо охр над рудным телом залегают сульфидсодержащие кремни и монтмориллонитовые туфы. На месторождении Матиати с охрами и туфами переслаиваются кремнистые известняки, которые в отдельных участках лежат непосредственно на руде. Константиноу и Говетт [77] рассматривают охры как «аккумулированный пролукт субмаринного окислительного вышелачивания сульфидной руды, обнажавшейся на поверхности морского дна». Они подчеркивают химическое и генетическое отличие связанных с рудой охр от железомарганповистой умбры. Считают [126], что образование последней обусловлено гипротермальной деятельностью. связанной с субмаринным вулканизмом.

Массивная руда сложена пористыми колломорфно-полосчатыми блоками, состоящими из агрегатов пирита и марказита, погруженных в песчанистый рыхлый сульфидный матрикс [269]. Константиноу [75] привел описание «конгломератовой текстуры» руды с характерным для нее увеличением доли обломков по направлению вниз; если количество обломков близ кровли некоторых рудных тел составляет всего 20%, то у основания оно возрастает приблизительно до 80%. Крепкие сульфидные блоки имеют угловатую до округлой форму. Константиноу [74] указывал, что песчанистый матрикс имеет пористость от 44 до 90%, и полагал, что интенсивное выщелачивание приводило к образованию песчанистых текстур в сульфидах, а слабое вышелачивание выразилось в наличии конгломератовых блоков.

Третья зона — массивная кремнистая руда (зона В по Константиноу, рис. 30), состоящая чаще всего из пирита и халькопирита в кварцевом матриксе, хотя в некоторых рудных телах сфалерит более обычен, чем халькопирит. По мнению Константиноу [76], «текстурные и структурные соотношения позволяют считать, что кремнезем является более поздним, чем все остальные сульфиды, и наиболее вероятно, что облик зоны В обусловлен замещением сульфидов в нижних частях массивных руд... кремнеземом».

В штокверковой зоне Константиноу [76] зафиксировал два типа руд: 1) сульфидные и кварцево-сульфидные жилы, цементирующие базальтовые брекчии и выполняющие трещины в подушечных лавах, и 2) рассеянновкрапленные сульфиды, импрегнирующие измененные лавы. Если в жилах имеется немного халькопирита и сфалерита, то сульфидная вкрапленность представлена исключительно пиритом. Константиноу [76] заметил, что рассеянно-вкрапленный пирит в лавах «аналогичен по форме выделений и количественно титансодержащему магнетиту в неминерализованных базальтах».

Массивные руды сложены преимущественно пиритом с сильно варьирующими количествами марказита; на всех месторождениях присутствуют халькопирит и в меньшей степени сфалерит. Изменения сульфидов при образовании конгломератовых текстур могли также приводить к формированию некоторых вторичных минералов меди, таких, как ковеллин, дигенит, халькозин и борнит. Пирротин и многочисленные другие минералы встречаются в примесных количествах [76].

Хотя руды добываются для получения меди и пирита, важно отметить, что они содержат и существенные количества цинка. Например, восемь образцов из месторождения Литродонда [33] содержат в среднем 6,52%



Рис. 32. Район Нотр-Дам-Бей, Ньюфаундленд. Показана локализация ультраосновных пород (офиолитовые толщи) и колчеданных месторождений [17]. *1* — граниты, гранодиориты, диориты; *2* — силурийские и/или более древние вулканические породы; *3* силурийские осадочные породы; *4* — ультраосновные породы; 5 — ордовикские осадочные породы; *6* — ордовикские вулканические породы; 7 — метаморфические породы палеозойские и/или докембрийские); *8* — минеральные месторождения.

меди и 8,44% цинка. Бир [33] сообщает об «устойчивой цинковой минерализации» в подземных рудниках Кинуза и Агрокипия и о широком развитии цинка на месторождениях Лимни и Петра. Крупнейшее месторождение Кипра Мавровуни содержит от 3,5 до 4,5% меди и 0,5% цинка [33]. Константиноу [76] отмечает, что содержание кобальта, хотя он распределен крайне неравномерно, достигает в Скуриотиссе 0,35%; по сообщению Джонсона [269], содержание кобальта в пирите колеблется от 0,03 до 0,06%. Концентрация никеля является низкой в массивной руде (в среднем 15 млн⁻¹), но повышается в жильных (93 млн⁻¹) и вкрапленных (220 млн⁻¹) рудах [269]. Содержание никеля в последних рудах очень близко к его содержанию во вмещающих базальтах.

Ньюфаундленд. Колчеданные месторождения находятся в ордовикских офиолитовых комплексах северной части центрального Ньюфаундленда (рис. 32) и на юго-востоке Квебека [482]. Они весьма близки к кипрским месторождениям офиолитовой ассоциации [621, 119, 17]. Рудопроявления юго-восточного Квебека незначительны, а несколько месторождений в офиолитах Ньюфаундленда разрабатывались. В Ньюфаундленде имеются восемь нижнеордовикских офиолитовых комплексов [621], а колчеданные месторождения встречаются в районах Бетс-Ков [622], Уэльсбек — Литл-Бей [17] и Йорк-Харбор на юго-западе острова [119, 146]. По сравнению с районом Уэльсбек — Литл-Бей районы Бетс-Ков и Йорк-Харбор дислоцированы слабее, и здесь можно обнаружить более ясные взаимоотношения месторождений с офиолитовыми комплексами.

Район Бетс-Ков [621] включает базальную офиолитовую свиту [623],



Рис. 33. Схематические поперечные разрезы и возможная корреляция некоторых офиолитов Ньюфаундленда. Черные треугольники — сульфидная минерализация. А — Хеэ-Бей; В — Бей-оф-Айлендс; С — Мингс-Байт; D — Бетс-Ков; Е — Пиллейс-Айленд; F — Мортонс-Харбор [621].

сложенную (снизу вверх) серпентинизированными ультраосновными породами, в том числе дунитами, гарцбургитами и клинопироксенитами, габбро, пластовым дайковым комплексом, подушечными лавами и осадочными породами вулканического происхождения. Верхняя офиолитовая свита состоит из подушечных лав и осадочных пород. Сульфидные месторождения встречаются (рис. 33) близ контакта между комплексом пластовых даек и перекрывающими подушечными лавами. Самые крупные тела приурочены к хлоритизированным зонам разломов, а также образуют структуры заполнения в подушечных лавах. Они сложены пиритом, халькопиритом и неравномерно-рассеянным сфелеритом. Запасы месторождения Тилт-Ков составляют 6.8 млн. т руды, содержащей 3% меди.

Месторождение Йорк-Харбор входит в состав офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс [549] — пластины океанической коры, надвинутой в результтате тектонических движений на нижнепалеозойские породы фундамента. Разрез состоит из нижней основной и габброидной интрузивной толщи, перекрытой двумя мафическими вулканическими толщами. Сульфидные залежи встречаются на контакте между двумя вулканическими толщами и представлены неправильными скоплениями преимущественно пирита, содержащими больше сфалерита, чем халькопирита, которые подстилаются прожилково-вкрапленными или жильн, ми штокверковыми рудами [119].

Месторождение содержит 234 000 т доказанных, вероятных и возможных запасов руды¹, в которой присутствует 2,3% меди и 5,1% цинка. Высокое содержание цинка на месторождении является аномальным по сравнению с другими колчеданными месторождениями офиолитовой ассоциации.

Месторождение Уэльсбек залегает в нижнеордовикских породах группы Лашс-Байт, представленных основными лавами и туфами и пластовыми дайками. Эта группа, вероятно, является частью верхней толщи офиолитового разреза [551]. Рассматриваемые породы дислоцированы интенсивнее, чем большинство из ранее описанных офиолитов Ньюфаундленда, а на месторождении имеются массивные, прожилковые и рассеянно-вкрапленные пиритхалькопиритовые руды, которые, хотя и смещены относительно своего первичного структурного положения, в общем залегают согласно с зоной гиалокластических туфов и брекчий [551]. По мнению Бачински [17], связанные с месторождением измененные породы были метаморфизованы в ходе

¹ Такие запасы ориентировочно соответствуют категориям A + B + C, принятым в СССР. – Прим. nepes.



Рис. 34. Представительные стратиграфические разрезы через некоторые месторождения офиолитовой ассопиании в западной Лигурии, Италия [134]. 1 -ультраосновные породы; 2 — серпентинитовые брекчии; 3 - серпентинитовые брекчии в известковом матриксе: 4 габбро; 5 — брекчии габбро; 6 — гематитизированные корки; 7 - пластовые базальты: 8 — базальтовые дайки; 9 подушечные лавы, подушечные брекчип; 11 — кремни; 12 — известняки; 13 глинистые сланцы: 14 — массивные pvды; 15 — вкрапленные руды; 16 штокверковые руды.

акадской орогении; тем не менее по своему характеру эти изменения напоминают наблюдаемые на Кипре.

Месторождения офиолитовой ассоциации Ньюфаундленда и Кипра являются в общем небольшими по сравнению с месторождениями в толеитовых и кальциево-щелочных толщах как Канадского докембрийского щита. так и различных островных дуг. Хотя в целом месторождения относятся к медным, месторождение Йорк-Харбор богато цинком, а некоторые из месторождений Кипра содержат приблизительно равные количества цинка и меди. Таким образом, определение месторождений офиолитовой ассоциации как исключительно медных является ошибочным (см., например, Хатчинсон [239]).

Другие месторождения офиолитовой ассоциации. Известно много других колчеданных месторождений, расположенных в офиолитовых поясах земной коры. Офиолитовая толща Сумаиль в Омане представляет собой часть офиолитовой зоны Тетиса; в ней наблюдается полный разрез интрузивных и экструзивных пород, характерных для типичного офиолитового региона. Колман и др. [72] при описании этого разреза упоминали, что среди офиолитов было обнаружено более 150 медноколчеданных рудопроявлений, причем наибольшая их доля приходится на пачку самых верхних подушечных лав. Как и на Кипре, многие из этих рудопроявлений тяготеют к разломам. Колчеданные месторождения, ассоциирующиеся с мезозойскими офиолитами Италии (рис. 34), отмечались Зуффарди [674], Феррарио и Гарути [134]; региональные изменения подушечных лав офиолитовой ассоциации, устанавливаемые на этих месторождениях, описаны Спунером и Файфом [566] и обсуждаются ниже. В офиолитовой зоне Турции, в Севано-Акеринском районе в СССР и в районе хребта Загрос в Иране также отмечаются колчеданные рудопроявления [264]. Вероятно, наиболее известным рудным районом этой зоны является район Эргани в юго-восточной Турции; здесь пластовые, массивные и жильные медные месторождения залегают среди покровных диабазов на контакте этих пород с аргиллитами [22].

Скандинавские каледониды. Колчеданные месторождения встречаются среди прерывистой серии сильно деформированных аллохтонных тектонических покровов, вытянутых приблизительно на 1500 км вдоль западной Скандинавии в зоне шириной до 250 км (рис. 21). Тектонические покровы сложены главным образом ордовикскими вулканическими и осадочными породами [148]. Описанию этих месторождений и их геологической характеристике посвящено несколько обзорных статей [147, 632, 183, 52]; тектоническая позиция месторождений суммирована Воксом и Гейлом [635] и Воксом [634]. Бьёрлюкке и др. [41], Стефенс и др. [577] суммировали в виде таблиц общие геологические характеристики и особенности состава всех месторождений Норвегии и Швеции; данные по составу, используемые в настоящем описании, заимствованы из этих работ.

Выделяют по крайней мере шесть различных групп месторождений [635].

1. Район Тронхейм в Норвегии является самым крупным местом локализации колчеданных месторождений региона скандинавских каледонид. Месторождения залегают в толщах, возраст которых варьирует от позднедокембрийского или кембрийского до средне-позднеордовикского; эти толщи представлены базальтами, пластами бимодальных вулканитов и осадочными слоями.

2. Регион Гронг — Вестерботтен включает рудники Йома, Скурувас и Йёрсвик, находящиеся в среднеордовикских бимодальных вулканических породах.

3. Месторождения района Стекеньокк в Швеции, возможно, относятся к региону Гронг — Вестерботтен; они размещаются на участке, где преобладают кислые породы, перекрытые графитистыми пелитами; основные вулканические породы встречаются близ основания разреза.

4. Район Сулихьельма, Норвегия, геологически сходен с районом Стекеньокк.

5. Месторождения района Хардангер локализованы преимущественно в офиолитах.

6. В районе Рана, в отличие от других районов, расположены свинцовоцинково-медные месторождения Блейквасли и Мойфелль, а не медно-цинковые образования. Поскольку эти месторождения относятся к свинцово-цинково-медной группе, здесь они не рассматриваются.

Район Тронхейм. Месторождения района Тронхейм представляют почти полный спектр месторождений скандинавских каледонид. Поэтому данный район будет рассмотрен несколько детальнее, а описания остальных будут включать ссылки на него. В районе Тронхейм месторождения встречаются в четырех главных литологостратиграфических подразделениях: 1) в верхнедокембрийско-кембрийской группе Гула, сложенной преимущественно осадочными породами с небольшой долей мафических вулканических пород [375]; 2) в нижнеордовикской группе Стёрен; 3) в нижнеордовикской группе Фунншьо (последние две группы являются стратиграфическими эквивалентами эвгеосинклинальных базальтов и осадочных пород (с подчиненными бимодальными вулканическими образованиями), развитых в южной части района, и включают большую часть месторождений; 4) в перекрывающих средне-верхнеордовикских осадочных породах [632], содержащих несколько месторождений (преимущественно в формации Рёсьё района Рёрус на юговостоке региона Тронхейм).

Группа Гула, представляющая собой самый нижний член каледонид в описываемом регионе, сложена в нижней части глинистыми сланцами, в средней — базальтами, включающими магнетитовые кварциты и сульфидсодержащие железистые кварциты, и в верхней — метаморфизованными аренитами с подчиненными известково-силикатными прослоями [459]. Месторождения, приуроченные к этой группе, расположены в районах Квикне и Хьёли [459, 376, 375]. Колчеданные месторождения группы Гула разделены Нильсеном [375] на тип Квикне, характеризующийся мафическими вулканическими породами и окисно-силикатными железистыми кварцитами, и подчиненный тип Будаль, для которого характерны вмещающие графито-



Рис. 35. Геологическая карта района распространения каледонских пород в Тронхейме, Норвегия. Обратите внимание на тесную пространственную связь колчеданных месторождений и вулканических пород формаций Стёрен и Херсьё [52, с изменениями]. 1 каледонские интрузивы. Зеленокаменные образования (2—4): 2 — Рёрус и Ховин; 3 — Стёрен и Херсьё; 4 — Гула. 5 — гранпца распространения каледонских пород; 6 — колчеданные месторождения; 7 — нерасчлененные каледонские породы.

вые сланцы и кварциты. Месторождения типа Будаль отличаются невысоким содержанием халькопирита при фактическом отсутствии сфалерита. Месторождение Квикне [376, 375] находится (рис. 35) среди метаосадочных пород (слюдистые и графитовые сланцы, кварциты и амфиболиты, трондьемиты и ультрабазиты). Массивные руды в Квикне (5% меди в 0,25 млн. т руды) залегают на контакте между амфиболитами лежачего бока и серицитовыми сланцами, перекрытыми биотитовыми сланцами висячего бока. Непосредственно в лежачем боку развиты гориблендит-куммингтонит-гранатовые кварциты, которые на рудопроявлении Эстенсваген-2 местами антофиллитизированы, а собственно висячий бок сложен «гидротермальными кварцитами» [376], включающими окисные и силикатные фации железистых формаций ([375], рис. 5).

Мощность пород групп Стёрен и Фунншьо составляет 2—3 км [381]. Группа Стёрен, распространенная в западной части региона Тронхейм, сложена подушечными лавами основного состава, подушечными брекчиями и их латеральными эквивалентами — осадочными породами вулканического происхождения. По своему химическому составу лавы Стёрен аналогичны базальтам океанического дна [635]. Обнажающаяся восточнее группа Фунншьо сложена мафическими вулканическими породами с небольшим количеством кислых вулканических пород (натриевые кварцевые кератофиры [375]); по своему положению она может соответствовать образованиям островной дуги



Рис. 36. Идеализпрованный поперечный разрез региона Квикне, южный Тронхейм, Норвегия [376].



Рис. 37. Геологическое строение участка Лёккен, район Тронхейм, Норвегия [179]. 1 -метаосадочные породы; 2 -конгломераты; 3 -нерасчлененные зеленокаменные породы; 4 -вулканокластические отложения; 5 -кварц-альбитовые измененные породы с жилками пирита (прожилково-вкрапленная зона); 6 -горизонты яшм и кремней; 7 -горизонты васскис; 8 -метагаббро; 9 -интенсивно смятые метаосадочные породы; 10 -иорфирпты; 11 -рыхлые отложения; 12 -разломы; 13 -проекция рудной залежи Лёккен; 14 -колчеданные месторождения.

[632]. Месторождения региона Тронхейм, а возможно, также и остальных районов каледонид, как это отмечает Нильсен [375], могут быть отнесены к одной из трех групп.

1. Месторождения в группе Стёрен, приуроченные к подушечным лавам с прилегающими сульфидсодержащими железистыми кварцитами (именуемыми в Норвегии «васскис»). К этой группе относится месторождение Лёккен (рис. 36, 37), являющееся крупнейшим в скандинавских каледонидах.

2. Месторождения в формации Херсьё группы Фунншьо ассоциируются с основными и кислыми метавулканическими породами. Примерами этого твпа являются месторождение Гримсдален в южной части района Тронхейм



Рис. 38. Обобщенный геологический разрез через месторождение Лёккен, район Тронхейм, Норвегия. Обратите внимание, что зона измененных пород включает кислые породы є сульфидной вкрапленностью [179]. 1 — зеленокаменные породы, верхняя подгруппа; 2 — вулканокластические осадки; 3 — васскис; 4 — массивные сульфиды; 5 — измененные породы; 6 — зеленокаменные породы, нижняя подгруппа; 7 зеленокаменные породы с вкрапленностью пирита; 8 зеленокаменные породы с вкрапленностью пирита и магнетита; 9 — метагаббро; 10 — разлом; 11 — направление омоложения возраста пороп.

[406], а также месторождения Рёдхаммерен и Киллингдаль (рис. 38), расположенные на востоке центральной части этого региона.

3. Месторождение Тверьелльет (рис. 39) залегает среди кластических, местами туфогенных пород группы Стёрен.

* Месторождение Лёккен (рис. 36) с запасами в 25 млн. т руды, содержащей 2,1% меди, 1,9% цинка, 19 г/т серебра и 0,29 г/т золота, находится (рис. 37) в подушечных и массивных базальтах, ассоциирующихся с пирокластическими и эпикластическими породами [179]. В основании разреза мафических пород располагаются габбровые силлы. В верхней части вулканического разреза присутствуют многочисленные ятмы и сульфидные черные сланцы (васскис), ассоциирующиеся с эпикластическими породами. Эти осадочные породы переслаиваются с маломощными лавовыми потоками. Массивная часть рудной залежи подстилается прожилково-вкрапленными сульфидами [632], а непосредственно над ней залегают железистые кварциты типа васскис. Образования васскис представляют собой горизонты кварцмагнетит-стильпномелановой породы мощностью от 0,5 до 2 м, переслаивающиеся с пластами тонкозернистого пирита. Рудная залежь подстилается кварц-альбитовой породой, включающей прожилково-вкраиленную зону.

Месторождение Киллингдаль (3 млн. т руды, содержащей 1,7% меди, 5,5% цинка и 0,4% свинца) локализовано в восточной части региона Тронхейм; оно приурочено к группе Фунншьо и располагается на контакте между метабазальтами (горнблендитовые сланцы) формации Херсьё и известковистыми филлитами перекрывающей формации Хьюрдаль (рис. 38) [460]. Мета-



Рис. 39. Поперечный разрез рудных тел Киллингдаль, Норвегия [460]. 1 — наносы; 2 — формация Херсьё (гориблендитовые сланцы); 3 — формация Хьюрдаль (филлиты); 4 — формация Рёрус (слюдяные сланцы).

базальты содержат небольшое количество кварцевых кератофиров. Месторождение Гримсдален (3 млн. т руды, содержащей 0,8% меди, 1,2% цинка) находится в группе Фолла — толще вулканических и осадочных пород, которая находится в перевернутом положении и коррелируется с группой Стёрен [406]. Стратиграфически самым нижним членом на участке месторождения являются сланцы базальтового состава, вмещающие в своей верхней части рудную залежь; они перекрыты маломощной пачкой кварцевых кератофиров, серицитовыми и фукситовыми, местами углистыми осадочными породами и слюдистыми сланцами. Месторождение Рёдхаммерен (0,9 млн. т руды, содержащей 0,3% меди) к северу от Рёруса приурочено к породам, сопоставимым с группой Стёрен; это преимущественно базальтовая толща с многочисленными прослоями кварцевых кератофиров [373]. Месторождения Киллингдаль, Гримсдален и Рёдхаммерен пространственно с железистыми кварцитами не связаны.

Третью группу месторождений региона Тронхейм наилучшим образом, вероятно, представляет месторождение Тверьелльет (рис. 39), находящееся в кварцитах и зеленых филлитах формации Эльгшвё [375]. Для этих месторождений характерна бедная полосчатая магнетит-пиритовая руда, которая, по мнению Нильсена, относится к железистым кварцитам. Месторождения рассматриваемой группы обычно имеют очень низкие содержания цветных металлов; на месторождении Тверьелльет запасы руды равны 19 млн. т при содержаниях меди 1%, цинка 1,2% и свинца 0,2%.

Другие районы. Месторождения района Рёрус в восточном Тронхейме приурочены к нескольким различным уровням формации Рёсьё — центральной части средне-верхнеордовикского осадочного разреза, перекрывающего вулканические слои преимущественно раннеордовикского возраста. Формация Рёсьё состоит из нижней филлитовой и верхней аренитовой толщ [461]. Рудные залежи находятся как в аргиллитах, так и в граувакках, а тонкие зеленые слои близ залежей могут оказаться вулканокластическими или эпикластическими осадочными породами [461]. Богатые магнетитом слои либо примыкают к массивным сульфидным зонам, либо располагаются непосредственно в них, однако протяженные образования васкисс отсутствуют.

Месторождения района Гронг — Вестерботтен находятся в тектоничском покрове Йёрсвик: это месторождения Скурувас (10 млн. т руды, содержащей 0.8% меди, 1.6% цинка), Йёрсвик (1.6 млн. т руды, содержащей 1.6% меди. 0.9% цинка) и Йома (рис. 40: 17 млн. труды, содержащей 1.3% меди, 1,7% цинка). Они залегают в группе Йёрсвик — толще толеитовых и известково-щелочных вулканических пород, включающей базальты, андезиты и кварцевые кератофиры и обычно коррелируемой с вулканическими породами группы Стёрен в районе Тронхейм [191]. Месторождение Йома [393] приурочено к известковистым мафическим вулканическим породам, которые могли быть образованы в тыловом бассейне островной дуги. Рудный горизонт находится среди основных вулканических пород и непосредственно подстилается отчетливо альбитовой породой [393]. Месторождение Скурувас сильно дислоцировано, однако Холс и др. [191] на основании структурных реставраций показали, что месторождение непосредственно подстилается андезитами, которые сменяются кислыми лавами и брекчиями; непосредственно перекрывающими породами являются смешанные фании железистых формаций, включающие в своей самой верхней части яшмовый горизонт. Этот локальный разрез перекрыт обогашенными карбонатом базальтовыми подушечными лавами. Рудный горизонт в интерпретации Холса и др. [191] коррелируется с мощной вулканической пачкой кислого состава. В целом описываемые месторождения входят в состав литологической толщи, очень сходной с обнажающейся в восточном Тронхейме; последнюю Вокс и Гейл [635] рассматривают в качестве образования островной дуги.



Рис. 40. Поперечный геологический разрез (профиль 8, серия В1) месторождения Йома, район Гронг, Нор-вегия. Верхние стратиграфические горизонты нахопятся в нижней части рисунка. Хлоритовые сланцы содержат согласные слои пирита и вкрапленность халькопирита; массивные пиритовые руды содержат приблизительно 2% цинка и очень небольшое количество меди [393, с изменения-1 — альбитовые ми]. породы с кварц-пиритовыми прожилками; 2 --хлоритовые сланцы: 3 — известняки: 4 — массивные пиритовые руды; 5 — массивные халькопприт-пирротиновые руды; 6 — базальтовые зепороды, ленокаменные зеленые сланцы.

Рудные тела Стекеньокк (рис. 41; 15 млн. т руды, содержащей 1,5% меди, 3% цинка, 0,3% свинца) приурочены к тектоническому надвигу Севе — Коли и залегают в вулканических и осадочных породах силурийского возраста [670]. Известковистые филлиты образуют мощный горизонт ниже рудных залежей, а рудный горизонт ассоциируется с вулканическими породами, преимущественно кварц-кератофировыми туфами и лавами с подчиненным количеством пород основного состава. Эти породы перекрыты графитовыми туффитами. Известковистые филлиты лежачего бока содержат многочисленные габброидные интрузивы.

Таким образом, месторождение Стекеньокк отличается от других вышеописанных месторождений каледонид не только своим возрастом, но и принадлежностью к несколько иному литологическому разрезу, характеризующемуся относительно небольшой долей вулканических, преимущественно кислых пород среди преобладающих пелитовых образований.

В районе Сулихьельма известно около десяти колчеданных месторождений, приуроченных к относительно узкому стратиграфическому интервалу; суммарные запасы руды всех этих месторождений составляют 24,7 млн. т с содержанием 1,87% меди и 0,94% цинка. Геологическая позиция этих месторождений очень похожа на наблюдаемую в Стекеньокке [372]: имеется мощный горизонт известковистых филлитов (группа Фурулунн), содержащий габброидные интрузивы ниже рудного горизонта и бимодальные вулканические породы (амфиболиты и кварцевые кератофиры) в составе рудного горизонта [664]. Непосредственно в висячем боку большей частью развиты вулканические породы основного состава.

Морфология и состав рудных тел в каледонидах. Все рудные тела в каледонидах метаморфизованы и деформированы в такой степени, что их первичные макро- или микроструктуры не сохранились [632]. Минералогически они просты; в качестве главных минералов в них присутствуют пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит. Бугге [52] отмечал, что месторождения можно разделить на две группы в зависимости от того, какой из двух главных сульфидов железа преобладает: пирит или пирротин. Все месторождения подверглись исключительно сильной пластической деформации, в результате чего рудные тела приобрели шнурковую и пластинчато-вытянутую форму. Обычно проявляются ремобилизация и увеличение мощности рудных тел, связанное с тектоническими нарушениями. Деформации затрудняют идентификацию зон изменений и прожилково-вкрапленных сульфидов; тем



Рис. 41. *а* — реконструированный поперечный разрез месторождения Стекеньокк, Швеция, иллюстрирующий симметричное распределение вкрапленных сульфидов вокруг пласта массивных сульфидов [270]; *б* — вертикальный поперечный разрез через рудное тело Стекеньокк [270]. *I* — гляциальные наносы; *2* — кварцевые кератофиры; *3* — туффиты (плюс зеленые сланцы); *4* — черные филлиты; *5* — массивные руды; *6* — вкрапленные руды; *7* — габбро.

не менее месторождения можно разделить на три группы, каждая из которых отличается несколько иными морфологическими характеристиками.

1. Месторождения западного Тронхейма, такие, как Лёккен, залегающие среди преимущественно мафических вулканических толщ, образованных на океаническом дне [635], отличаются удлиненно-линзовидной формой рудных тел [41] и нижезалегающей зоной прожилково-вкрапленной минерализации [635]. Для них характерны образования васскис (железистые кварциты), ассоциирующиеся с рудным горизонтом. Месторождение Висгнес в регионе Хардангер находится в офиолитовой толще и также подстилается зоной измененных пород [52].

2. Месторождения в ордовикских породах восточного Тронхейма, приуроченные к бимодальным вулканическим породам группы Фунншьо, а также месторождения, залегающие в литологически сходных породах района Гронг — Вестерботтен, имеют сильно уплощенную форму и характеризуются наличием, по крайней мере с одного бока, хлоритовых сланцев с небольшим количеством вкрапленных сульфидов. Например, на месторождении Киллингдаль отмечаются сильно серицитизированные и хлоритизированные породы лежачего бока, содержащие сульфидную вкрапленность [460]. Массивные рудные тела протягиваются на глубину более 1 км, а по простиранию достигают длины свыше 2 км. Средняя мощность главного рудного тела составляет 3,5 м. Руды представлены переслаивающимися пластами сфалерита с пиритом и кварц-мусковитовых сланцев; они интенсивно смяты в складки высоких порядков. На месторождении Йома устанавливается следующая зональность: импрегнированные сульфидами хлоритовые сланпы подстилают массивные и брекчиевые пирротин-халькопиритовые руды: очень крупная слоистая пачка пирит-сфалеритовых руд образует верхнюю часть рудной зоны [52]. Месторождение Скурувас обнаруживает и вертикальную, и латеральную зональность состава: медноколчеданная руда залегает под богатой цинком рудой, а фланговые участки рудного тела обогашены пропластками магнетита и карбоната [191]. Это месторождение, как указывалось ранее, перекрыто железистыми кварцитами. Если исходить из описаний Холса и др. [191], то наличие зоны изменений нельзя считать доказанным, однако реконструкции этих авторов в пределах района позволяют предполагать, что сульфиды, вероятно, сползали по склонам от предполагаемых центров эманаций. В целом эти месторождения находятся в бимодальной по составу вулканической толще и могут размещаться над центрами эманаций или в непосредственной близости от них, причем в ходе седиментации сульфиды, вероятно, были переотложены.

3. Так же как рудные тела Стекеньокка и Сулихьельмы, рудные тела в районе Квикне размещаются преимущественно в осадочных толщах; в составе рудного горизонта имеется лишь один маломощный вулканический слой. Рудные тела сильно деформированы и представляют собой в целом лентовидные рудные зоны. Месторождения Квикне ассоциируются с силикатными и сульфидсодержащими фациями железистых формаций [375], однако отдельные залежи не обнаруживают зональности в составе руд или в минеральном составе пород зоны околорудных изменений, что позволило бы говорить о наличии местного центра эманаций. Горизонты гранат-амфиболитовых и горнблендит-куммингтонит-гранатовых кварцитов, подстилающие массивные колчеданные руды, в отличие от последних обычно обогащены пирротином и халькопиритом; в массивных колчеданных рудах помимо халькопирита имеется немного сфалерита [376].

Джув [271], используя реконструированный доскладчатый разрез месторождения Стекеньокк (рис. 41, б), продемонстрировал симметричное как по составу, так и по количеству распределение сульфидной вкрапленности относительно пласта массивных руд. Массивная руда — пиритовая, тонкополосчатая, несколько обогащенная цинком по сравнению с медью. Под пластом массивных руд находятся полосчато-вкрапленные сульфиды среди серицит-хлоритовых измененных кварцевых кератофиров. Непосредственно под массивными рудами во вкрапленных сульфидах наблюдается повышенное по сравнению с массивными рудами содержание халькопирита и пирротина. Черные филлиты, перекрывающие массивные руды, также содержат неравномерную богатую медью вкрапленность. Джув [271] полагал, что зональность состава является в основном первичной и испытала лишь незначительное изменение при ремобилизации в процессе метаморфизма.

В целом месторождения, будучи локализованными в участках преимущественного развития осадочных пород, обнаруживают очень мало признаков наличия хорошо развитых асимметричных зон измененных пород или прожилково-вкрапленной минерализации. Месторождения очень сходны с нижерассматриваемыми месторождениями Кислагер и Бесси; они могут находиться в удалении от своих эманационных центров.

Месторождения Бесси. Эта группа месторождений залегает в слоистой толще, состоящей из приблизительно равных количеств кластических осадочных пород и базальтов. Они обычно содержат халькопирит и пирит с подчиненным количеством сфалерита и представляют собой стратиформные тела со слабо развитыми прожилково-вкрапленными зонами или без них [284]. Клау и Ларж [291] полагают, что некоторые из месторождений Кислагер, так же как месторождения в осадочных толщах норвежских каледонид [635],

Формация				Литологический состав	<i>Мощность</i> ,	Вулканически материал	ий Сульфидные местораждения
Группа Юсиногава	Верхняя подгруппа.	Формация Одзюин		Пелитовые сланцы (базитовые и кварцевые сланцы)	600- 1080		
	Средняя подгруппа.	Формация Минава	Верхняя толща	Пелитовые и базитовые сланцы (кварцевые сланцы)	820- 1170		7
			Средняя толща	Базитовые сланцы (кварцевые и пелитовые сланцы)	500 - 2500		73
			Ниэкняя толща	Пелитовые сланцы (базитовые и кварцевые сланцы)	100 1600		9
		Формация Кобоке		Псаммитовые сланцы (пелитовые и кварцевые сланцы)	370- 1180		3
	Нижняя подгруппа.	Формация Кавагути		Пелитовые сланцы (базитовые и кварцевые сланцы)	500 - 1500		
		Формация Обоке		Псаммитовые сланцы (рассланцованные конгломераты)	300		

Рис. 42. Стратиграфическое расчленение кристаллических сланцев Самбагава и распределение в них колчеданных месторождений, район Сикоку, Япония [284].

Альп и Апеннин [674, 105], Марокко [318] и Индии [91], аналогичны месторождениям Бесси [284, 283, 116, 591]. Эти авторы отмечают, что описываемые месторождения по своему тектоническому положению могли быть приурочены к границе либо между океаническим дном и островной дугой, либо между океаническим дном и кратоном, либо между океаническим дном и континентальной корой. Медно-цинковые месторождения района Приска в Южной Африке [636] находятся преимущественно в осадочных породах, однако Мидлтон [355] полагает, что здесь также имеются реликтовые признаки вулканизма.

Месторождения Бесси залегают в метаморфизованных верхнепалеозойских вулканических и осадочных породах сланцевой группы Самбагава в районах Сикоку и Иимори [283]. В группе Самбагава (рис. 42) в районе Бесси выделяется пять формаций [116], а в районе Иимори — три [283], несмотря на то что литологические характеристики этих двух регионов весьма близки. Как группа, месторождения этих двух регионов встречаются в очень широком стратиграфическом интервале, однако локализация большинства из них стратиграфически значительно более ограниченна.

В районе Бесси самая нижняя формация Обоке представляет собой 1500-метровую толщу песчаников с подчиненными черными (графитовыми) сланцами и конгломератами: месторождения в ней отсутствуют. Согласно залегающая на ней формация Кавагути мощностью 1200 м состоит преимущественно из черных сланцев с небольшим количеством зеленых метавулканических сланцев. Она церекрыта формацией Кобоке мошностью в 500 м, сложенной углистыми псаммитовыми сланцами с подчиненными черными и зелеными сланцами. Последняя формация содержит несколько небольших медноколчеданных месторождений. Формация Минава, перекрывающая формацию Кобоке, включает большинство месторождений и разделена на три части: нижнюю, состоящую из приблизительно равного количества черных и зеленых сланцев, центральную, содержащую большое число месторождений и сложенную зелеными сланцами, богатыми кварцем осадочными породами и черными сланцами, и верхнюю, объединяющую более высокометаморфизованные породы, представленные переслаивающимися черными, зелеными, псаммитовыми и кварпевыми сланнами. Формация Томисато, самая верхняя в разрезе района, содержит преимущественно псаммитовые и черные сланцы. В районе Бесси эти породы слагают крупную синклиналь и антиклиналь, крылья которых осложнены более мелкой складчатостью и разрывными нарушениями.

В районе Иимори формация Иимори сложена базитовыми вулканическими сланцами с подчиненным количеством пелитовых, псаммитовых и кварцевых сланцев; к ней приурочены 12 месторождений. В центральной части синклинальной складки располагается частично серпентинизированый перидотитовый массив.

Месторождения тяготеют к участкам развития вулканитов (зеленые сланцы), обычно к зонам их перехода к осадочным кремнистым породам. Хотя месторождения встречаются в пределах формаций Минава (район Бесси) и Иимори (район Иимори), основные рудные тела Бесси обычно приурочены к центральному члену формации Минава. На месторождениях под рудой залегают основные вулканические породы (зеленые сланцы), а непосредственно перекрывают руду кремнистые сланцы с пьемонтитом. Среди кремнистых сланцев естречаются сбогащенные магнетитом слои (железистые кварциты).

Месторождение Иимори занимает весьма сходную позицию [283]. Породы его висячего бока представлены темно-зелеными базитовыми вулканическими сланцами, подстилаемыми светло-зелеными сланцами. Девятиметровая толща темно--зеленых (базитовых вулканических) сланцев образует непосредственно лежачий бок; они последовательно подстилаются пьемонтит-кварцевыми сланцами мощностью 39 м, переслаивающимися с тонкими прослойками базитовых сланцев, 37-метровой пачкой темно-зеленых сланцев и пачкой пелитовых сланцев мощностью 200 м. В основании локального разреза находится мощная пачка базитовых вулканических сланцев. На месторождении Одзу в районе Иимори два сильно смятых сульфидных слоя мощностью по 1,5 м каждый, разделенных тонким слоем базитовых сланцев, подстилаются гематит-магнетит-кварцевыми сланцами.

Месторождения представлены сильно вытянутыми до лентообразных массивными рудными зонами. Месторождение Бесси (рис. 43) имеет длину 1800 м, а максимальная мощность его отдельных тел достигает лишь 10— 20 м [116]. Рудное тело Мотоясу в районе Бесси достигает в длину 1400 м, в ширину — 100—180 м, а мощность его колеблется от 0,6 до 2,5 м. Месторождение Инмори вытянуто вниз по падению более чем на 7000 м, имеет ширину 250—300 м и мощность от 0,2 до 2,8 м [283]. На большинстве месторождений мощность рудных тел местами увеличивается за счет складчатости.

Большинство месторождений включают два типа сульфидных руд: массивные и полосчатые. Кроме того, на некоторых месторождениях присутствуют обогащенные медью локальные участки, приуроченные к зонам структурно увеличенной мощности. Согласно описаниям Канехиры [283], массивные руды содержат пирит, халькопирит, сфалерит и борнит с примесью магнетита, а также кварц и кальцит в качестве жильных минералов. Полосчатые руды сложены пиритом с примесью халькопирита и сфалерита среди жильного кварца, карбоната, альбита, хлорита, подчиненных эпидота, амфиболов и турмалина. Сульфидные и жильные минералы присутствуют примерно в равных количествах. Полосчатые и массивные руды переходят друг в друга. Участками сульфиды ремобилизованы и сконцентрированы в шарнирах складок и в трещинах, где образуется очень медистый рудообразующий пирротин [116], который на этом месторождении встречается крайне редко.

Среднее содержание меди в рудах Бесси составляет 1,40% [591], а в массивных рудах оно равняется 3%. Суммарная добыча на месторождениях Бесси к 1970 г. составила 28 млн. т руды, содержавшей 2,46% меди. В рудах обычно присутствует 0,3—0,9% цинка и 20—200 млн⁻¹ свинца [116], а отношение цинка к меди равно 0,1 : 0,3; на отдельных месторождениях это отношение изменяется до 0,3 : 1,0. На руднике Иимори для 2,5 млн. т руды содержание меди, по данным Канехиры [283], определено в 1,3%. В целом руды типа Бесси характеризуются значительно более высоким содержанием кобальта (1000 ± 200 млн⁻¹) по сравнению с рудами района Куроко [255],



Рис. 43. Поперечный разрез месторождения Бесси, район Слкоку [591]. *1* — рудная залежь; 2 — кварцевые сланцы; 3 — пятнистые базитовые сланцы; 4 — непятнистые базптовые сланцы; 5 — пелитовые сланцы; 6 — филлиты; 7 — амфиболиты; 8 — разлом.

причем кобальт локализуется исключительно в пирите. Все руды перекристаллизованы и представляют собой тонкозернистые агрегаты; размер зерен возрастает с увеличением степени метаморфизма.

Район Блида. В районе Блида, Марокко [318], имеется по крайней мере шесть медноколчеданных уплощенных линз богатой (обычно 8%) медной руды, залегающих в толще метаморфизованных верхнедокембрийских пород (762 ± 9 млн. лет). Залежи подстилаются графитизированными и серицитизированными глинистыми сланцами и алевролитами, туфами основного состава и подушечными лавами с подчиненным количеством яшм, строматолитовых известняков и кератофиров (рис. 44). Мафические породы лежачего бока представлены преимущественно базальтами, однако под рудным горизонтом залегают и спилиты. Верхняя часть вулканического разреза непосредственно ниже яшмовых слоев местами содержит кислые (кератофировые) лавы и туфы. Рудные тела залегают среди филлитов непосредственно над пачкой яшм, перекрываясь ритмично переслаивающимися аркозовыми



Рис. 44. Геологическое строение района Блида, Марокко [318]. 1 — вулканические породы основного состава; 2 — вулканогенно-осадочная формация Блида; 3 — ритмичиая обломочная формация; 4 — кератофиры и спилиты; 5 — кварцевые диориты; 6 — микрокварцевые диориты и кератофиры; 7 — постскладчатые (после B-1) гранодпориты; 8 субвертикальные оси складок B-1; 9 — субгоризонтальные оси складок B-2; 10 — северные линзы; 11 — южное рудное тело; 12 — крупные рудопроявления меди; 13 — мелкие рудопроявления меди; 14 — горизонт минерализации и маркирующий яшмовый пласт; 15 — Блида.

песчаниками, псаммитами и алевролитами. Руды обычно слагают пласты размером 150·200·15 м, имеющие обогащенное борнитом ядро, окруженное богатой халькопиритовой рудой. Сфалерит отсутствует. Богатая медная руда по латерали и вертикали сменяется пиритовыми рудами. Кератофировая порода непосредственно под рудной зоной содержит вкрапленность сульфидов меди; изменения этих пород выразились в привносе K₂O и выносе Na₂O; руды отчетливо слоистые и сильно смяты в складки.

Район Кислагер. Месторождения Кислагер Восточных Альп Австрии и Италии и Апеннин Италии рассматриваются как класс колчеданных месторождений, аналогичных месторождениям Бесси. Как это отмечалось Клау и Ларжем [291], месторождения Кислагер по своей морфологии и составу напоминают рудные залежи Бесси. Рудный горизонт залегает на контакте между маломощными полосчатыми мафическими туфами и перекрывающими известковистыми слюдистыми сланцами, переслаивающимися с черными филлитами. Рассланцованные мафические вулканиты являются верхней частью вулканической толщи офиолитового разреза. На основании многочисленных химических анализов Деркманн и Клемм [105] установили, что вулканические породы основного состава, включая туфовый горизонт, представляют собой толеитовые базальты. Руды Кислагер состоят из полос вкрапленных до массивных сульфидов; каждая полоса окаймляется кварцпирит-магнетитовыми слойками и содержит в центральной части более массивную пирит-халькопирит-сфалеритовую зону мощностью от 5 до 80 см. Вкрапленная зона висячего бока обычно хлоритовая. В тех случаях, когда

месторождение приурочено к вулканическим породам, под ним располагаются трубообразные вкрапленные и штокверковые зоны. Массивные руды представлены слоем сплошного пирита, халькопирита и сфалерита мощностью 4-5 м, содержащим 1-2% меди и 3-4% пинка [674].

Сходство стратиграфических признаков и состава руд месторождений Кислагер и Бесси не вызывает сомнений. Помимо этого Деркманн и Клемм [105] указывают, что сульфидные залежи в Альпах, подобно месторождениям Бесси, обогащены кобальтом (до 950 млн⁻¹). Однако ассоциация месторождений Кислагер с офиолитовыми вулканическими породами может свидетельствовать о том, что они являются дистальной разновидностью месторождений кипрского типа.

Маденкой, Турция. Месторождение Маденкой, одно из самых молодых медно-цинковых месторождений, ассоциирующихся с бимодальными по составу вулканическими породами, находится среди верхнемеловых вулканических пород восточной части Черноморского региона. Оно содержит приблизительно 30 млн. т руды с 2,8% меди, 4,34% цинка и 0,11% свинца. Докембрийский и палеозойский фундамент в районе перекрыт юрской меловой нижней базитовой серией, верхнемеловой дацитовой серией, вмещающей сульфидные залежи, верхнемеловой — нижнеэоценовой верхней базитовой серией и более молодыми толщами вулканических и интрузивных пород [54].

Дацитовая серия, вмещающая руды, сложена порфиритовыми пемзовыми туфами и лавовыми потоками. Основные породы, непосредственно перекрывающие рудные залежи, образуют обогащенную карбонатом пачку пемзоподобных туфов, местами импрегнированных сульфидами и перекрытых спилитизированными основными лавами [54].

Среди массивных руд выделяются две зоны: сфалерит-халькопиритпирит-баритовая и подстилающая ее халькопирит-пиритовая. Структуры в этих рудах аналогичны наблюдаемым в большинстве неметаморфизованных месторождений: колломорфно-полосчатые пирит и сфалерит, трещиноватый эвгедральный и субгедральный пирит с халькопиритом, заполняющим эти трещины. Редко встречаются галенит, борнит, тетраэдрит, марказит, пирротин и электрум. Нижезалегающая штокверковая зона прослеживается приблизительно на 20 м ниже массивной руды и имеет значительно большее по сравнению с рудой латеральное распространение [54].

На месторождении Маденкой существует зона сплошного гипса, примыкающая к массивной сульфидной руде; наличие этой зоны, присутствие барита в массивной руде и особенности изменения пород, рассматриваемые ниже, привели Кагатея и Бойла [54] к заключению о близком сходстве этого месторождения со свинцово-цинково-медными рудами Куроко, которые будут описаны в последующих разделах. Однако в противоположность рудам Куроко содержание свинца здесь крайне низкое, и месторождение ассоциируется со смешанными кислыми и основными вулканическими породами.

Цинково-свинцово-медные месторождения

Район Батерст, Канада. Рудный район Батерст, Нью-Брансуик, Канада, занимает северо-восточное окончание площади выходов группы Тетагуш [543], эллипсоидальный участок развития преимущественно метаосадочных пород ордовикского возраста (рис. 45). Тектонические реконструкции и облик древних осадочных пород позволяют считать, что образование этой группы происходило на континентальной коре, в обстановке формирования (в ходе вулканической деятельности) рифта [97] или островной дуги [214].



Рис. 45. Геологическая карта района Батерст, Нью-Брансунк, Канада. Месторождения (цпфры на рисунке): 1 — Брансунк № 6; 2 — Брансунк № 12; 3 — Карибу; 4 — Хит-Стил; 5 — Уэдж; 6 — Честер; 7 — Ки-Анакон; 8 — Кептейн; 9 — Рестигуш; 10 — Марри-Брук; 11 — Галф-Майл-Лейк; 12 — Индиан-Феллс-Брук (Фрейзер); 13 — Мак-Мастер; 14 — Неписигайт А.В.С.; 15а — главная зона Стретмет; 15b — зона Стретмет-Уэст; 15с — центральный Стретмет; 16 — Каное-Лендинг-Лейк; 17 — Армстронг А; 18 — Армстронг В; 19 — Роки-Тарн; 20 — Орван-Брук; 20а — Орван-Брук-Саут; 21 — Остин-Брук; 22 — Калифорния-Лейк; 23 — Найн-Майл-Брук; 24 — А'Херн-Брук; 25 — Квебек Смелтинг энд Рифайнинг; 26 — Девилс-Элбоу; 27 — Хедуэй; 28 — Хит-Стил-Баундари; 29 — Стреченс-Лейк-Брук; 30 — Шипхаус-Брук; 31 — Галф-Майл-Лейк (Норт); 32 — Флат-Лендинг-Брук; 33 — Портидж-Лейкс; 34 — Мак-Донуг (Портидж-Брук) ([97], с добавлением данных из работы [215]). Условные обозначения. Ордовикская группа Тетагуш (1-5): 1 — верхняя метаосадочныя толща; 2 — мафическая метавулканническая толща; 3 — метариолитовые породы; 4 — кислая порфиритовая метавулканческая толща; 5 — нижние метаосадочные породы. 6 — метагаббро; 7 — колчеданные месторождения; 8 — разломы (US — Апсалкунтч — Севогл); 9 — дорога.

Стратиграфическое положение. Большинство колчеданных месторождений рудного узла Батерст локализованы в пределах территории диаметром около 50 км, имеющей в плане грубо эллипсоидальную форму (рис. 45). Девис [97] отмечал, что вследствие перерывов в обнажении и сложной структуры, обусловленной пятью периодами деформаций, стратиграфические соотношения остаются невыясненными. Стратиграфический разрез (рис. 46) расчленяется на нижнюю кварцевую граувакковую толщу континентального происхождения [420] и верхнюю аргиллитовую толщу; эти толщи разделены



Рис. 46. Стратиграфический разрез на участке месторождения Брансуик № 12, Нью-Брансуик (любезно предоставлено У. Гудфеллоу, Геологическая служба Канады). Н W висячий бок; FT — лежачий бок.

породами вулканического комплекса, представленными кислыми породами внизу и перекрывающими их мафическими образованиями.

Различают два типа кислых вулканических пород. Породы первого типа иногда содержат фенокристы [194] и, как полагают, представляют собой перемещенные скопления риолитовых туфов, брекчий и слоисто-полосчатых лав [97]. Породы второго типа — порфиры Батерст, или очковые сланцы, содержат фенокристы кварца и полевого шпата и, как полагают, представляют собой субмаринные пепловые и туфовые потоки или игнимбриты, сформировавшиеся в водной среде [97]. В общем случае порфириты, по-видимому, моложе других образований непорфиритового типа. Доля мафических вулканических пород увеличивается по направлению к кровле вулканической толщи, венчающейся базальтами и подушечными лавами. Кислые плутоны, образовавшиеся до позднеордовикских деформаций, имеют возраст около 470 млн. лет [154], что может указывать на одновременность их внедрения и кислого вулканизма. Обе разновидности кислых пород представляют собой относптельно обогащенные калием риолиты с отношением K_2O : Na_2O , равным 1,75 для очковых сланцев (порфиритовых риолитов) и 0,94 для массивных риолитов [654]. Как Джеймс [261], так и Уайтхед с Гудфеллоу [654] полагали, что Na_2O и K_2O в кислых породах были сильно перераспределены. Мафические вулканические породы характеризуются высоким содержанием TiO_2 и в отдельных случаях K_2O . По данным Джеймса [261], Уайтхеда и Гудфеллоу [654], распространены как толеитовые, так и щелочные базальты; андезиты встречаются редко.

Группа Тетагуш сложена на 53% осадочными породами, на 32% кислыми вулканитами и на 15% основными вулканитами. В толщах, залегающих стратиграфически ниже месторождения, отмечаются приблизительно равные объемы осадочных и кислых вулканических пород. Колчеданные месторождения района Батерст — Ньюкасл были образованы в течение сравнительно узкого интервала времени в толще пород, представленных преимущественно кислыми вулканитами и осадочными образованиями.

Грубо округлая форма площали развития кислых вулканических порол рассматривалась как признак первоначально существовавшей вулканотектонической депрессии или кальдеры [95, 96, 215, 194], хотя, по мнению ряда исследователей, это результат наложенной складчатости [543]. Колчеданные месторождения залегают преимущественно в средней части стратиграфического разреза [215]: либо непосредственно над нижней осалочной группой, либо, чаше, нал кислыми порфирами, непосредственно перекрывающими осадочные породы нижней группы (рис. 46). Эту позицию занимают также окисные, силикатные и карбонатные фации железистых формаций. Из других химических осадочных пород встречаются гематитовые и марганповистые сланны. Стратиграфические взаимоотношения межлу различными сульфидными залежами и их связь с обогащенными железом и марганцем осадочными породами в большинстве случаев неясны. Можно привести доказательства того, что все они приурочены к одному узкому стратиграфическому интервалу, однако в равной мере обоснованны и представления о наличии лвух или более отдельных горизонтов.

Район Батерст — Ньюкасл объединяет около 30 колчеданных месторождений [98] с суммарными запасами свыше 250 млн. т руды [482]. Большинство месторождений имеют небольшой размер (среднее месторождение содержит 1,1 млн. т руды), однако месторождение Брансуик № 12 с запасами 109,2 млн. т руды является супергигантским [484]. Свыше 10 млн. т руды содержат месторождения Хит-Стил, Карибу, Честер и Марри-Брук.

Месторождения подразделяются на две группы: одна охватывает месторождения северо-западной части района, а другая — месторождения его юго-восточной части. Это разделение более или менее соответствует двум вулканическим центрам, выделенным Хельмстедтом [215].

Стратиграфическая позиция южной группы. Общие стратиграфические и морфологические особенности южной группы хорошо прослеживаются на месторождениях Брансуик № 6 и Брансуик № 12 [463, 325, 326], Ки-Анакон, Хит-Стил [401] и Галф-Майл-Лейк [193]. Относительная доля и распределение кислых вулканических и осадочных пород заметно варьируют в разных месторождениях.

Общий разрез, характерный для всех этих месторождений, выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Нижние метаосадочные породы представлены тонко- до среднезернистых граувакками с прослоями пелитовых пород и небольшим количеством графитовых сланцев. Эта толща располагается на 100—500 м ниже месторождения Брансуик № 12 [325], но контактирует с отдельными частями рудных тел месторождения Хит-Стил [341].



Рис. 47. а — поперечный разрез рудной залежи Брансуик № 6, Нью-Брансуик [463]. Цифры на рисунке: *I* — глазковые сланцы (*Ia* — кварцевые, *Ib* — кварц-хлорит-серицитовые и хлорит-серицитовые, *Ic* — кварц-полевошпатовые); *2* — сульфидная залежь (*2a* — массивные сульфиды, *2b* — вкрапленные и бедные массивные сульфиды); *3* железистые кварциты; *4* — верхние вулканические породы (*4a* — кварц-серицит-хлоритвые и хлорит-серицитовые сланцы, *4b* — риолиты); *6* — поперечный разрез рудной залежи Брансуик № 12 [97]. Условные обозначения: 1 — антиклиналь; *2* — синклиналь; *3* контакт (предполагаемый); *4* — разлом; *5* — порфировые дайки. В — базитовые вулканиты; НW — висячий бок; IF — железистая формация; SP — массивные пиритовые руды; SO — массивные сульфидные руды (>6% свинца и цинка); SPP/SPPC — массивные ииритовые/пирротиновые руды (>0,5% меди); FW — метаосадочные породы лежачего бока; CT — кристаллокластические туфы; M — метаосадочные породы; QES — кварцевые глазковые сланцы; OM — нижние метаосадочные породы.

2. Нижние кислые породы имеют мощность до 500 м в лежачем боку месторождения Брансуик № 12 (рис. 47), но на месторождениях Ки-Анакон (рис. 48) и Хит-Стил их мощность меньше. В ранних описаниях рудного узла [340] эти породы обычно назывались очковыми сланцами или кварц-полевошпатовыми порфирами, однако теперь они описываются как потоки пепловых туфов с подчиненными количествами продуктов пеплопада и отложенного в воде туфа [463]. Скиннер [543] и Харли [193] отмечали наличие обломков пемзы и риолитов как в порфиритовых, так и в непорфиритовых разновидностях. Харли [193] отмечал, что большая часть кислых пород образовалась

7*

· 8



Рис. 48. Геологическое строение участка рудника Ки-Анакон, Нью-Брансуик [468]. Пенсильваний: I формация Батерст. Ордовик (2-7): 2 - верхние метаосадочные породы; 3 - андезитовые метатуфы; 4 - железистые кварциты и связанные с ними метаосадочные породы; 5 сульфидные залежи; 6 - кислые метатуфы; 7 - нижние метаосадочные породы. 8 - разломы; 9 - рудопроявления меди; 10 - шахта.

за счет пепловых потоков; на это указывает «их широкое ареальное распространение, покровная форма, отсутствие сортировки и внутренней стратификации, вулканические структуры, разрушенные фенокристы и наличие обломков пород». По мнению Харли [193], наличие вертикальной градации по размерам обломков, полевошпатовых фенокристов и ясно слоистых зон риолитовых туфов, представляющих собой водные и пеплопадные отложения, указывает на субмаринное происхождение этих пород. Хотя непосредственно под рудной зоной кислые породы обычно имеют порфиритовую структуру, кислые породы нижней толщи в большинстве случаев являются афанитовыми.

3. Все рудные зоны месторождений Брансуик № 12 [326], Галф-Майл-Лей и Хит-Стил (рис. 49) ассоциируются с осадочными породами. На последнем месторождении осадочные породы могут представлять собой часть нижней осадочной толщи, однако на других месторождениях осадочные пачки отражают перерыв в вулканической деятельности. На месторождении Брансуик № 12 эта пачка представлена зелеными аргиллитами, местами хлоритизированными, силицифицированными или серицитизированными [325], возможно, вследствие гидротермальных изменений. На месторождении Хит-Стил локальные осадочные пачки сильно хлоритизированы и переслаиваются с кислыми туфами. На месторождении Галф-Майл-Лейк [193] осадочные породы сильно хлоритизированы, изменяясь вверх по разрезу от аргиллитов до средне- и крупнозернистых вакк и, наконец, непосредственно под рудным горизонтом, до алевролитов. На месторождении Стретмет хлоритовые сланцы содержат реликтовые обломки пемзы [340]. Месторождения Неписигайт А и В находятся в горизонте аспидных сланцев, а на продолжении по падению месторождения Уэдж появляются граувакки [340].



Рпс. 49. Геологическое строение участка рудника Хит-Стил, Нью-Брансуик [402]. 1 — метаосадочные породы; 2 — массивные сульфиды; 3 — кварцевые и кварц-полевошпатовые кристаллокластические метатуфы; 4 — кислые вулканические породы.

4. Железистые кварциты встречаются по крайней мере над семью месторождениями юго-восточной части рудного узла и присутствуют в рудном горизонте нескольких других месторождений. На месторождениях Брансуик № 6 и 12 [326], Ки-Анакон [468] и Хит-Стил [401] устанавливаются четыре фации железистых формаций: сульфидная, карбонатная, силикатная и окисная. В общем железистые кварциты развиты на большинстве месторождений восточной группы (Брансуик № 6 и 12, Ки-Анакон, Остин-Брук), но отсутствуют в висячем боку месторождений юго-западной группы.

Сайф [467] исследовал железистые кварциты, ассоциирующиеся с горизонтами массивных сульфидов на нескольких месторождениях, и выделил среди них пять типов. 1. Наиболее часто с колчеданными месторождениями ассоциируются кремнистые магнетитовые железистые кварпиты. состоящие из чередующихся магнетит-гематитовых и кварцевых (+ яшма) слоев. Почти повсеместно в железистых кварцитах этого типа присутствует альбит; в них содержится до 10-12% апатита, встречающегося совместно с гематитом, хлоритом, кальцитом, сидеритом и биотитом. 2. Железистые кварциты, содержащие железистый хлорит, обычно переслаиваются с кремнисто-магнетитовыми железистыми хлоритами; они обычно содержат 30% железистого хлорита, 15% магнетита и 20% кварца. Распространенным акцессорием является альбит. З. Железистые кварциты с железистым карбонатом встречаются на месторождениях Брансуик № 6 и 12, однако на месторождении Ки-Анакон более распространен кальцит. 4. Базитовые железистые кварциты, сложенные магнетит-хлоритовой породой, переслаиваются с пачками основных вулканитов на месторождении Брансуик № 12. 5. Богатые железом каштановые глинистые сланцы присутствуют в верхней осадочной толще группы Тетагуш. Содержание марганца в типе 1, как правило, составляет 2,9%, но может достигать 12,3% [467]; в карбонатных железистых кварцитах оно обычно равно 3.3%.

5. Осадочные породы висячего бока на месторождениях Брансунк № 6 и 12 представлены филлитами и туфогенными образованиями, включающими небольшое количество кислых вулканитов. На месторождении Ки-Анакон подчиненным компонентом осадочного разреза являются железистые кварциты.

6. Большинство месторождений перекрыты кислыми вулканическими породами, хотя на руднике Ки-Анакон железистые кварциты висячего бока непосредственно перекрыты вулканическими породами основного состава [468]. Кислые вулканические породы имеют либо порфиритовый пятнистый, либо массивный облик [325]. Девис [97] полагает, что эти породы являлись субмаринными пепловыми потоками.

7. Вулканические породы основного состава находятся в висячем боку многих месторождений; мощность их колеблется от первых метров на месторождении Ки-Анакон до 800 м и больше на руднике Брансуик № 12. На месторождении Брансуик № 6 Пертольд [410] установил подушечные текстуры в метадиоритах висячего бока и предположил, что по крайней мере часть этой толщи может иметь экструзивное происхождение. Мафические вулканические породы на месторождениях Брансуик № 12, Ки-Анакон и Галф-Майл-Лейк обычно сланцеватые, но вместе с тем повсеместно характеризуются подушечной текстурой и наличием хорошо сохранившихся реликтовых изверженных структур [97]. Уайтхед и Гудфеллоу [654] представили данные химических анализов, свидетельствующие о принадлежности большинства мафических вулканических пород к базальтам.

8. Самая верхняя группа осадочных пород присутствует близ некоторых месторождений, таких, как Ки-Анакон [468], и в общем случае вулканическая толща имеет достаточно большую мощность, а прослои алевролитов и глинистых сланцев местами отсутствуют.

На большинстве месторождений южной группы преобладающим развитием пользуются осадочные породы с относительно маломощными вулканическими пачками, включающими рудные зоны. На месторождении Ки-Анакон находится самая маломошная вулканическая пачка, а разрез месторождений Брансуик № 6 и 12 содержит больше осалочных слоев, чем это свойственно «типичным» колчеданным месторождениям, таким, как месторождения Японии или Канадского щита. Однако Харли [194] отмечал, что месторождения Стретмет-Уэст и Хит-Стил — Норт-Баундери располагаются выше толщи кислых туфовых брекчий, «сложенных угловатыми обломками и лапиллями кислых лав и кремней». По его мнению, эти месторождения связаны с кислыми лавовыми куполами и аналогичны японским месторождениям Куроко. Такая ассопиация вулканических продуктов пространственно чаще всего связана с вулканическим центром, соответствующим центру кислого вулканизма, который, согласно Хельмстедту [215], располагался к востоку от района Хит-Стил. Мак-Миллан [338] пришел к заключению, что выше горизонта Хит-Стил в одноименном районе существует еще один рудоносный горизонт, вмещающий месторождения Норт-Баундери и Стретмет.

Стратиграфическая позиция северо-западной группы. Месторождения этого участка залегают в породах, очень близких по своему составу и стратиграфическому положению (рис. 50) образованиям южной группы. Принципиально иными являются геологическая позиция месторождения Рестигуш [430], находящегося в толще преобладающих кислых вулканитов, и позиции месторождений Марри-Брук [430], Карибу [455] и Орван-Брук [616], залегающих в локально развитых пачках осадочных пород среди вулканической толщи.

Ранкин [430] охарактеризовал породы лежачего бока месторождения Рестигуш как монотонные риолитовые брекчии, хотя они и включают дацитовые лапиллиевые туфы и дацитовые брекчии (Ранкин и Девис, в печати; см. [259]). Непосредственно в висячем боку располагается пачка риолитов и дацитов с зонами сферолитовых риолитов, имеющая мощность от 50 до 75 м; эта пачка перекрыта кислыми порфирами. Месторождение Рестигуш сформировалось ближе к центру вулканической активности, чем любые другие месторождения северной группы, что согласуется с представлениями Хельмстедта [215] о наличии вулканического центра близ Рестигуша.

Месторождение Карибу [455] расположено близ северного края кислого



Рис. 50. Стратиграфические разрезы месторождений Рестигуш и Марри-Брук, северная часть рудного узла Батерст, Нью-Брансуик (по Ранкину и Девису, в печати).

вулканического центра. Рудовмещающий разрез состоит из чередующихся кислых и основных вулканических пород основания, перекрытых графитистой аргиллитовой осадочной толщей, вмещающей эшелонированные рудные линзы. Рудное тело [455] залегает внутри осадочной пачки, сложенной хлоритовыми аргиллитами и серицитовыми туфами. Висячий бок образован кислыми пепловыми потоками и отложенными в воде туфами, которые близ рудных тел переходят в сильно трещиноватые кварц-мусковит-ортоклазовые сланцы [67].

Месторождения Марри-Брук [430] и Орван-Брук [616] также приурочены к осадочным породам; непосредственно вмещающими породами являются хлоритовые сланцы и хлоритовые железистые кварциты. Лежачий бок месторождения Орван-Брук сложен хлорит-кремнистыми аргиллитовыми породами и железистыми кварцитами, которые подстилаются порфировыми кислыми вулканическими породами [616]. Руды находятся в очень тонкой пачке серицитовых сланцев, последовательно перекрытых графитовыми



Рис. 51. Геологическое строение колчеданных месторождений Кавалеро и Карибу [455, 67]. Геологический план горизонта штольни 60 м. Пачка кремнеземистых вулканитов (1-2): 1 — кремнеземистые туфы; 2 — грубые розовые лапиллиевые туфы. Рудная зона (3-6): 3 — вулканические породы; 4 — сульфидная вкрапленность; 5 — осадочные породы; 6 — сульфидные тела. Графитистая аргиллитовая пачка (7—8): 7 — графитизированные аргиллиты; 8 — вулканические породы основного состава. 9 — разломы.

сланцами мощностью до 30 м, аргиллитами и граувакками мощностью до 100 м и полосчатыми кварц-хлорит-гематитовыми сланцами мощностью около 75 м. Самая верхняя пачка локального разреза представлена породами от туфогенных до массивных мафических вулканических.

Морфология и состав рудных тел. Рудные месторождения района Батерст, Нью-Брансуик, представлены по преимуществу вытянутыми, согласными, четко оконтуренными, сильно деформированными и метаморфизованными пластами массивных сульфидов, обогащенных пиритом. Хотя руды просты минералогически, они имеют сложную структуру; трудность их переработки связана с отделением сфалерита. Например, Стемерович и Петрук [576] показали, что около 15% цинка из руд, добываемых компанией Brunswick Mining and Smelting Corporation, теряется в хвостах. Это препятствует промышленному освоению большого числа месторождений описываемого района.

Рудные месторождения к северу от разлома Апсалкуитч — Севогл (рис. 45), как, например, месторождение Карибу (рис. 51), состоят из длинных, относительно маломощных единичных или эшелонированных крутопадающих линз, а месторождения к югу от этого разлома, как, например, Брансуик № 12 (рис. 47), отличаются «морковковидными» пологопадающими залежами [97]. Руды месторождения Брансуик № 12 испытали четыре различные фазы деформаций [324, 325]. На месторождении Брансуик № 6 [410] мощность рудного тела структурно увеличена в сложном выступе складки F₁. Месторождение Карибу [96] смято в широкие угловатые складки. Как отмечает Девис [96], при более детальном изучении видно, что на сравнительно крупных крыльях этих складок развиваются мелкие складки излома, межслоевые и паразитические складки, тогда как в их шарнирных зонах мелкие антиформные и синформные структуры. При послойном перемещении в ходе развития ранней складчатости рудная залежь была разбита на серию эшелонированных линз [96].

Хотя на многих месторожлениях классическая мелно-пинковая зональность выявляется четко, в результате деформаций произошло сильное изменение первоначального распределения металлов: деформации вызвали лолокальную ремобилизацию некоторых минералов, особенно халькопирита и галенита. Поролы лежачего бока обычно солержат сульфидную вкрапленность, преимущественно цирита [259]. В противоположность этому контакт висячего бока рудных тел с перекрывающими их поролами обычно резкий. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация не является обычной, но она отчетливо проявлена на месторождениях Рестигуш (Ранкин и Девис, в печати), Честер [259] и Брансуик № 6 и 12 [326]. Ямбор [259] охарактеризовал все месторожления на основе наличия и формы колонны измененных пород лежачего бока, зональности и морфологии залежей. Он отмечает, что многие месторождения располагаются внутри согласных хлоритовых зон. В добавление к ранее сделанным кратким описаниям с указанием наличия в таких зонах прожилково-вкрапленных сульфидов Ямбор характеризует их либо как «скудные» зоны изменений, либо как фацию железистых кварпитов. Хлоритовые зоны содержат рассеянную вкрапленность пирротина, пирита и халькопирита. Харли [193] описывает их как зоны, содержащие 3-5% сульфидов и имеющие форму «неправильных, в целом согласных, но прерывистых пластов мошностью от 30 по 100 м». На некоторых месторождениях в лежачем боку преобладают серицитовые сланцы. Таппер [616] установил, что отбеливающие серицитовые сланцы месторождения Орван-Брук представляют собой продукты изменения. Как хлоритовые, так и серипитовые сданцы развиты на месторождении Карибу [455]. Хлоритизация, серицитизация и окварцевание пород лежачего бока месторождения Брансуик № 12 отмечались Гудфеллоу [173]. Важной и, по-видимому, закономерной особенностью измененных пород и сопровождающих их вкрапленных или прожилковых сульфидных руд является крайне ограниченное развитие этих зон стратиграфически ниже рудных залежей.

Отношение длины к ширине зон массивных руд обычно превышает 10:1. Крайним примером может служить месторождение Орван-Брук, на котором зона массивных руд имеет мощность всего 1 м, а длину свыше 2400 м [323]. Вытянутый облик частично обусловлен особенностями первичного рудоотложения, но также является результатом исключительно сильных деформаций.

Как правило, месторождения характеризуются развитием слоистых пинково-свинцовых зон. Девис [97] отмечает обычное наличие в них складок оползания и других деформационных структур, характерных для рыхлых осалков. Хотя руда ассониируется главным образом с хлоритовыми зонами изменений, интерпретируемыми как проксимальные [259], вероятно, имело место определенное смещение руды от фумарольного источника. На месторождений Хит-Стил, например, колчеданно-полиметаллическая рудная залежь В имеет обогащенную медью нижнюю часть и обогащенную цинком и свинцом верхнюю часть [341] с отчетливой зоной химически измененных пород под ними [637]. Однако рудная зона А — С состоит из чередующихся прослоев пирита и прослоев, обогащенных сфалеритом, а также из обломочных пирротин-халькопиритовых руд, которые Овсяки [401] считает механически перемещенными образованиями. Этот автор полагает, что «оползание сульфидов в ходе их консолидации и сразу после нее вместе с подстилающими пластичными илами привело к образованию обломочных руд».

Массивные руды обычно обнаруживают вертикальную зональность, когда их свинцово-цинковые разновидности залегают стратиграфически выше медных [97]. На некоторых месторождениях отмечается также латеральная зональность. Например, Роско [455] сообщает, что на северном фланге месторождения Карибу в висячем боку концентрируются сфалерит, галенит и арсенопирит, а также серебро [260], тогда как в лежачем боку залежей массивных сульфидных руд концентрируется халькопирит. Центральная часть рудных тел содержит сфалерит, галенит и халькопирит, а на восточном фланге месторождения присутствуют массивные пиритовые руды. На месторождении Брансуик № 12 Лафф [325] разделил руду на три горизонта. Горизонт 1, залегающий в нижней части и на южном конце рудной залежи. сложен массивным пиритом с примесью сфалерита и галенита, а также переменных, но местами существенных количеств халькопирита и пирротина. Горизонт 2 представляет собой главную зону свинцово-цинкового состава и сложен слоистой сфалерит-галенит-пиритовой массой с подчиненными халькопиритом и пирротином; он образует центральную часть рудного тела. Верхний пиритовый горизонт 3 сложен массивным тонкозернистым пиритом с подчиненными сфалеритом, галенитом и халькопиритом. В пределах горизонта 2, в его лежачем боку, хорошо развита слоистость, которая кверху, однако, становится менее четкой. Содержание меди в лежачем боку превышает 0,2%, а в висячем менее 1%.

Минералогические данные по большинству месторождений показывают, что пирит, сфалерит, галенит и халькопирит составляют более 95% всего количества сульфидов [259]; арсенопирит, марказит, тетраэдрит и бурнонит являются распространенными примесными минералами. Как сообщают Чен и Петрук [69], на месторождении Хит-Стил типичная измельченная руда содержит 55,1% пирита, 7,2% сфалерита, 3,6% халькопирита, 1,8% галенита, 1,4% магнетита, 0,9% пирротина, 0,35% арсенопирита, 0,07% блеклой руды, следы станнина и разнообразных сульфосолей. Несульфидные минералы составляют 29,4% измельченной руды; это в первую очередь квард с существенными количествами хлорита, сидерита, кальцита и доломита. На месторождении Карибу [259] сидерит и стильпномелан представляют собой главные несульфидные минералы, а там, где количество сульфидов не превышает 75%, главным жильным минералом становится кварц. В богатых сульфидами блоках кварца пренебрежимо мало; в добавление к перечисленным минералам здесь присутствуют миннесотаит, шамозит и хлорит. Рой [458] отмечает, что помимо названных сульфидов на месторождении Хит-Стил встречается самородный висмут, а на месторождении Брансуик № 6 борнит.

Руды обычно поликристаллические, с кубиками гранобластового пирита в деформированном матриксе сфалерита и галенита; в сфалерите обычны структуры распада твердых растворов халькопирита. Сульфиды очень тонкозернисты. По данным Роско [455], размер зерен колеблется от 0,1 до 0,05 мм, а на месторождении Карибу они еще мельче. Деформационные структуры, отмеченные Девисом [96] на месторождении Карибу, типичны для большинства месторождений рудного узла Батерст и включают «вытянутые сутурные агрегаты пирита, ориентированные обломки измельченного пирита, сплющенные фрамбоиды пирита, ламины сфалерита, халькопирита и галенита, линзообразные зерна сфалерита, микроламины ориентированных плоскостей кристаллов пирита и тени давления сульфидов». На некоторых месторождениях сохранились единичные первичные структуры, включая фрамбоиды.

Месторождения Куроко. По отношению ко всем другим месторождениям или рудным узлам месторождения Куроко считаются эталонными колчеданными образованиями, залегающими в вулканических толщах. Исключительно хорошая сохранность первичного облика и отсутствие деформаций сделали их природной лабораторией для проведения интенсивных исследований. Сборники и статьи, содержащие исчерпывающие описания этих месторождений, включают публикации Тацуми [595], Тацуми и Ватанабе [597], Исихары (редактор) и др. [247], Ламберта и Сато [310], Сато [503] и серию материалов



Рис. 52. Сводный поперечный разрез бассейна Хокуроку, пояс зеленых туфов, Япония. М — аргиллиты; d — дациты; T — туфы; Bs — базальты; An — андезиты; Do — долериты; Dol — доломиты; Qd — кварцевые диориты. Черное — руды. (По данным работ [504, 274] с учетом последней интерпретации Т. Такахаси, «Metal Mining Association of Јарап», Одате, Япония; любезно предоставлено Т. Такахаси.)

под редакцией Омото и Хорикоси [386]. Месторождения Куроко находятся в поясе зеленых туфов, вытянутом в длину более чем на 1500 км и имеющем среднюю ширину 100 км; пояс сложен толщей вулканических и осадочных пород мощностью до 3000 м, накапливавшихся в условиях погружения по разломам в течение миоцена [502]. Наиболее интенсивный вулканизм происходил в раннем миоцене, затем он постепенно затухал, эволюционируя по своему составу от андезитового до кислого, после чего в плейстоцене стал очень слабым [589]. Подавляющее большинство месторождений Куроко сформировались в течение очень узкого интервала времени в конце среднемиоценовой стадии Нисикуросава приблизительно 13 млн. лет назад (рис. 52).

Стратиграфическая характеристика. Третичные породы ниже рудоносного горизонта представлены преимущественно переменными количествами лав, брекчий и туфов. Хотя мощность их местами и меняется, она не превышает 1000 м и может уменьшаться до 150 м. Большая мощность зафиксирована в бассейне Хокуроку, заключающем многие колчеданные месторождения пояса зеленых туфов. Согласно Сугимуре и др. [589], дооннагавские отложения (приблизительно соответствующие стадиям Нисикуросава, Дайдзима и Мондзен) примерно на 40% сложены базальтами и андезитами и на 60% — дацитами и риолитами. В восточной части района Акита третичные породы в основании разреза представлены на 20% базальтами, на 65% андезитами и на 15% риолитами и дацитами, а в верхней части толщи Нисикуросава содержится до 12% базальтов, 8% андезитов, 40% риолитов и дацитов и 40% осадочных пород [405]. В ходе орогении Грин-Тафф породы


Рис. 53. Мпоценовые бассейны осадконакопления, главнейшие структуры и основные колчеданоносные узлы района Хокуроку, Япония [501]. 1 — крупные разломы; 2 — антиклинали; 3 — синклинали; 4 — граница среднемпоценового бассейна осадконакопления; 5 — граница позднемпоценового бассейна осадконакопления; 6 — зона пнтрузий; 7 — месторождения Куроко; 8 — прожилково-вкрапленные месторождения.

бассейна Грин-Тафф были метаморфизованы в условиях цеолитовой фации (при геотермальном градиенте около 100 °С/км) [310].

Свыше 50% запасов руд месторождений Куроко принадлежат рудникам района Хокуроку, которые расположены в пределах среднемиоценового бассейна (рис. 53). Месторождения локализуются вдоль внешнего края бассейна. Основные промышленно важные объекты концентрируются в виде отдельных групп месторождений (рис. 53), которые, согласно Скотту [518, 519], приурочены к системе сопряженных линейных структур северо-северозападного и северо-восточного простирания. Скотт [518] полагает, что эти трещинные структуры фундамента контролировали размещение сульфидных руд, а также ассоциирующихся с ними риолитовых куполов и брекчиевых штоков. Коуда и Койде [299] и Омото [385] выдвинули альтернативное предположение, согласно которому пространственное размещение месторождений контролировалось кальдерообразованием или обрушением.

Стратиграфический разрез бассейна Хокуроку вполне устойчив, хотя мощности (и наименования) формаций изменяются от одного рудника к другому. Отсутствие стратиграфической непрерывности, выявляемое при более детальном изучении, свидетельствует о линзовидной природе отдельных единиц разреза. Сложность стратиграфии иллюстрируется сводным поперечным разрезом (рис. 52).

Стратифицированная толща миоценовых зеленых туфов разделяется на четыре основные части (рис. 52). Породы стадии Мондзен подстилают большую часть бассейна и представлены нижней толщей андезитовых туфобрекчий. Вышележащие образования стадии Дайдзима, не всегда выделяемые, представлены песчаниками андезитового состава и конгломератами [501]. В пределах этой толщи мафические минералы хлоритизированы и эпидотизированы, а полевые шпаты эпидотизированы [592]. Толща содержит подчиненные аргиллиты, включая и лигнитовые разновидности [391],

а также автоинтрузивные андезитовые, дацитовые и долеритовые тела (Такахаси, личное сообщение, 1980). Она перекрыта горизонтом аргиллитов, образующих основание разреза пород следующей стадии. Породы стадии Нисикуросава, перекрывающие образования стадий Монлзен — Дайдзима, являются в своей верхней части руловмешающими и разлеляются обычно на две формации. Нижняя формация — Хотакидзава в Ханаоке [592] и Нижняя Увамуки в Косаке [396] — состоит из базальтовых потоков В, и аргиллитов М₃ с перекрывающими их туфами Т₄ и дацитовыми лавами D₄.* Две последние пачки в Ханаоке, по мнению Такахаси и Суги [592], входят в состав центральной формации (формация Нижняя Ханаока стадии Нисикуросава), олнако во всех других местах их относят к нижней формации. Верхняя формация, включающая рудные тела, в центре восточной части района залегает непосредственно на породах стадии Мондзен [504] и состоит из слелующих единии: 1) дапитовых потоков D₂, включающих риолитовые купола и языки кислых лав: 2) ассоциирующихся с ними хорошо сортированных эксплозивных брекчий, обычно перекрывающих давы и тесно связанных со многими месторождениями [504]; 3) туфобрекчий Т₃, составляющих главную часть разреза лежачего бока тех месторождений, где отсутствуют купола белых риолитов. Туфобрекчии Т₃ образованы преобладающими обломками данитов с полчиненными обломками базальтов, аргиллитов и пород палеозойского основания.

Туфобрекчии, белые риолиты и руды обычно перекрыты аргиллитами M_2 , имеющими исключительно большое значение из-за наличия в них фауны; большинство аргиллитовых пластов содержат обильные фораминиферы [494]. Губер и Омото [185], анализируя данные Сато и Кусаки [494], установили, что образование базальных аргиллитов M_3 стадии Нисикуросава происходило в момент опускания дна бассейна Хокуроку до глубины 4000 м; в последующем дно поднялось до глубины 3500 м. В процессе отложения пачки туфов лежачего бока T_3 дно бассейна вновь опустилось до 4000 м, а в последующую стадию отложения аргиллитов M_2 сразу же за стадией рудоотложения вновь поднялось до 3800 м. Такая глубина сильно отличается от глубин 300—500 м, которые указывались в более ранних работах [501].

Аргиллиты M_2 соответствуют времени завершения стадии Нисикуросава и являются переходными к перекрывающим породам стадии Оннагава. Верхняя часть толщи этих образований в западной части бассейна представлена главным образом туфами T_2 и T_1 и аргиллитами M_1 [592], однако на месторождении Фурутобе в северо-восточной части территории тонкий покров аргиллитов и туфов над месторождением перекрыт в свою очередь 300— 400-метровой толщей подушечных базальтов Bs-1 [593]. Верхняя часть толщи описываемой стадии сложена преимущественно аргиллитами M_1 , в которых близ рудника Косака содержится немного андезитов и базальтов [396] и которые рассечены дайками и пластовыми телами долеритов D₀, D₁, D₁.

Такахаси и Суга [592], основываясь на физических свойствах, интерпретируют горизонты туфов как подводные лавы (T_4) и пирокластические потоки (T_3, T_2) . Они установили, что в районе Ханаока минерализации предшествовали два цикла вулканической деятельности: ранний начался с излияния подводных пирокластических потоков T_4 и завершился интрузией (или автоинтрузией) дацитового пластового тела D_4 ; второй цикл начался с излияния пирокластического потока T_3 и закончился формированием лавовых куполов белых риолитов D_2 , сопровождавшимся формированием фреатических эксплозивных брекчий.

Локальная позиция месторождений. Как указывалось ранее, большинство рудных тел располагаются в верхней части разреза стадии Нисикуроса-

^{*} Все пачки, имеющие буквенные обозначения, показаны на рис. 52.



Рис. 54. Поперечный разрез с северо-запада на юго-восток участка рудника Фукадзава, бассейн Хокуроку, Япония. Обратите внимание, что под этими рудными телами нет отчетливых куполов белых риолитов [594]. 1 — аргиллиты (формация Сигенаи); 2 — туфы Синсава; 3 — туфобрекчии Сигенаи; 4 — туфы Кагоя; 5 — базальтовые лавы; 6 — туфобрекчии типа Увамуки; 7 — дациты Юкисава; 8 — дациты Зогакура; 9 — андезиты Фукадзава; 10 — Куроко; 11 — Кейко; 12 — зоны окремнения; 13 — жилы.

ва, над выдержанной пачкой кислых обломочных пород. Непосредственно в лежачем боку многих месторождений Куроко залегают купола белых риолитов и ассоциирующиеся с ними брекчии [501], хотя в ряде участков, например на рудниках Фукадзава (рис. 54) и Ханава, купола кислых пород отсутствуют и риолиты лежачего бока здесь могут представлять собой лавовые потоки. На отдельных месторождениях, таких, как Йосино [595] и Такара [349], в лежачем боку в интервале нескольких сотен метров кислые потоки отсутствуют. На руднике Мацуки [307] руды Куроко залегают среди аргиллитов на достаточном удалении от кислых интрузивов или куполов.

Лавовые купола сложены массивными, сильно измененными кислыми породами, сопровождающимися местами хорошо сортированными эксплозивными брекчиями [504]. Такахаси и Суга [592] установили, что они образовались либо непосредственно ниже морского дна, либо как экструзивные



Рпс. 55. Поперечный разрез месторождения Утинотай и Увамуки, рудник Косака, бассейн Хокуроку, Япония. Обратите внимание на хорошо развитые купола белых риолитов [396]. 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканические брекчии Мотояма; 3 — черные руды; 4 — молодые риолиты; 5 — аргиллиты; 6 — белые риолиты; 7 — желтые руды; 8 — базальты Како; 9 — туфы Акамори; 10 — туфобрекчии Увамуки; 11 — кремнистые руды; 12 — железистые кремни; 13 — риолиты Торигое; 14 — гипс.

структуры. В последнем случае их образование сопровождалось фреатическими выбросами, формировавшими прилегающие эксплозивные брекчии.

Форма залежей. Из-за отсутствия деформаций в поясе зеленых туфов рудные тела сохраняют свои первичные особенности. Обычно рудники объединяют группу рудных тел. Например, на руднике Косака (рис. 55) имеется шесть рудных тел, а на руднике Саканай как минимум семь [310]. Среднее рудное тело в поясе зеленых туфов содержит 1,3 млн. т руды, а 13 из 35 рудных тел, по которым мы располагаем соответствующими данными, содержат по крайней мере 1 млн. т руды каждое. Однако рудные тела Доясики и Саканай № 4 содержат 10,5 и 12 млн. т руды соответственно, а самое крупное рудное тело пояса зеленых туфов, находящееся на руднике Мацумине, содержит приблизительно 60 млн. т руды. «Классическое» рудное тело Куроко (рис. 56), как это показано Ламбертом и Сато [310], разделяется на семь зон, которые описаны ниже (снизу вверх):

1. «Кремнистые руды (кейко): пирит-халькопиритовые штокверковые образования. Часто можно распознать структуры первичных вулканических пород, иногда замаскированные широким развитием криптокристаллического кварца».

2. «Гипсовые руды (секкоко): гипс-ангидрит-(пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-кварцево-глинистые) стратиформные образования, реже жильные; ...могут находиться над кремнистыми рудами, близ них или близ желтых руд».

3. «Пиритовые руды (рюкако): пирит-(халькопирит-кварцевые) образования. Они являются стратиформными, но иногда встречаются в виде жил и вкрапленности».

4. «Желтые руды (око): пирит-халькопирит-(сфалерит-барит-кварцевые) стратиформные образования».

5. «Черные руды (куроко): сфалерит-галенит-халькопирит-пирит-баритовые стратиформные образования. По направлению к верхней части зоны увеличивается количество блеклой руды. В отдельных месторождениях отмечен также борнит».



Рис. 56. Идеализированный поперечный разрез типичного месторождения Куроко [501, 231]. 1 — кислые туфы (висячий бок); 2 — эксплозивные брекчии; 3 — кислые туфобрекчии (лежачий бок); 4 — купол белых риолитов; 5 — железистые кремни; 6 — глины; 7 — баритовые руды; 8 — черные руды (куроко): массивные галенит-сфалерит-барит-(халькопирит-пиритовые) образования; 9 — желтые руды (око), массивные (пирит-халькопиритовые) руды; 10 — незональные руды; 11 — кремнистые руды (кейко); 12 — прожилки пирита, халькопирита, кварца; пирит-халькопирит-кварцевый штокверк; 13 — гипсовые руды.

6. «Баритовые руды: отчетливо слоистые, почти исключительно баритовые образования, иногда содержащие подчиненное количество кальцита, доломита и сидерита».

7. «Железистые кремни (пласт тецусеки): тонкий слой криптокристаллического кварца и гематита».

Одни месторождения, такие, как Мацумине [254]. Саканай № 4 и 8 [400]. Поясики, Тасиро [399] и Юкота [224], имеют, по существу, все вышеуказанные зоны. Месторождения второй группы — Утинотай [396]. Мотаяма [396] и Елзури (Хасимото, личное сообщение, 1980) — не имеют зоны массивных пиритовых руд. Здесь наблюдается увеличение количества пирита по направлению вниз в кремнистых (кейко) прожилково-вкрапленных рудах. На месторождениях третьей группы — Фукадзава [594], Увамуки [396], Айнаи [251] и Фурутобе [593] — желтые (халькопиритовые) руды отсутствуют; для них характерна очень мошная прожилково-вкрапленная зона со сфалеритом и галенитом в верхней части, халькопиритом и пиритом — в средней и возрастающим количеством пирита — в нижней. Четвертая группа, включающая месторождения Шутихата [350] и Ивами [370], характеризуется очень небольшой зоной черных руд, но весьма значительной штокверковой зоной сфалерита, галенита и барита. Наконец, рудные тела месторождений пятой группы — Ванибути [228] и Ханава [391] — сложены почти нацело обломочными черными рудами, которые перекрыты обогашенными железом осалочными породами (железистые кварциты) и подстилаются пластами гипса. На месторождениях отсутствует подстилающая штокверковая зона. Отдельные месторождения или группы месторождений, такие, как на участке Ханаока — Саканай [592], характеризуются многочисленными рудными зонами с несколькими из вышеперечисленных ассоциациями типов руд. Прожилкововкрапленная зона, или зона кремнистых руд, обычно подстилает лишь часть стратиформной зоны массивных черных руд. Очень небольшая зона прожилковых руд фиксируется в висячем боку залежи Мапумине [254]. Черные руды обнаруживают как обломочные, так и слоистые текстуры; обломочные руды содержат обломки сульфидов и пород, хаотически рассеянные в тонкозернистом гранулярном сульфилном матриксе (рудник Камикита [319]). Компактные пластовые черные руды состоят из полосок или слойков сульфидов, обычно обнаруживающих признаки седиментации, такие, как градаиионная слоистость или ритмичное переслаивание [254], а также признаки деформаций рыхлых осадков, такие, как складки оползания и мельчайшие межформационные сбросы. Для отдельных участков пластовых руд, а также для обломков брекчиевых руд характерна колломорфная полосчатость.

Помимо обломков черных руд и боковых пород брекчиевые руды могут включать блоки массивных желтых руд и обломки штокверковых «кремнистых» руд (рудник Камикита [319], рудник Мацумине [254]). Бороздовые текстуры наблюдались в аргиллитах, подстилающих обломочные руды, а в последних обычны чешуйчатые брекчиевые блоки; оба типа текстур образовались в результате перемещения полуконсолидированных сульфидов. Ясно, что брекчиевые руды смещались с места своего первоначального отложения в общем лишь на несколько метров с формированием зоны черных руд, смещенных по отношению к нижерасположенным колоннам кремнистых руд [392]: однако в отдельных районах перемещение могло происходить на несколько километров с образованием «дистальных руд». На месторождении Ханава [391] имеются различные зоны массивных руд (черные, медные, пиритовые и гипсовые руды), однако кремнистые прожилково-вкрапленные руды присутствуют лишь в рудном теле Акетоси, где они не смыкаются с черными рудами [391]. Таким образом, многие рудные тела месторождения Ханава были смещены относительно своих прожилково-вкрапленных зон.

Минеральный состав и структуры руд. Симадзаки [533] представил исчернывающий обзор по минералогии руд. Он отмечает, что в рудах было найдено 47 сульфидов и сульфосолей совместно с четырьмя самородными элементами, тремя окислами и тремя сульфатами. Главным жильным минералом в массивных рудах помимо барита и гипса — ангидрита является кварц [490]. Кремнистые руды находятся в интенсивно измененных породах; минералогия этих пород рассмотрена в следующем разделе.

Помимо упоминавшихся макротекстур и структур существует большое разнообразие микроструктур. Для черных руд весьма обычны колломорфные и фрамбоидальные структуры пирита; для желтых и кремнистых руд характерно наличие субмикроскопических эвгедральных и субгедральных агрегатов пирита [642]. Эвгедральный облик части пирита может указывать на то, что некоторые участки залежей Куроко, несмотря на очень низкую ступень регионального метаморфизма, были рекристаллизованы. Бартон [27] отмечает, что в рудах Фурутобе наблюдаются сложные парагенетические взаимоотношения; они содержат крупные кристаллы сфалерита, подвергшиеся последующему выщелачиванию, сопровождавшемуся выделением халькопирита. Согласно этому автору, «большая часть сфалерита испытывает «халькопиритовую болезнь», характеризующуюся появлением тонких, пылевидных, размером менее 1 мкм включений халькопирита в сплошном сфалерите». Бартон полагает, что сульфидная масса испытала значительную неоднократную перекристаллизацию на морском дне и что после первоначального отложения сульфидов руды подверглись диагенетической рекристаллизации и вступали в реакцию с внутрислоевым флюидом, что привело к изменению их состава. По его мнению, сульфидные и жильные минералы могли перераспределяться в сульфидной массе «соответственно своим растворимостям в исключительно локальных конвективных системах, имевших высокий термальный градиент» [27].

Другие районы свинцово-цинково-медных колчеданных месторождений. Иберийский пиритовый пояс. Иберийский пиритовый пояс находится в сильно дислоцированных нижнекаменноугольных породах южной Португалии и югозападной Испании. Общие запасы руд этого пояса оцениваются более чем в 1 млрд. т [583], а по мнению Шермерхорна [511], здесь могло отложиться свыше 2 млрд. т сульфидов. Несмотря на то что большое количество сульфидов подверглось обширному супергенному выщелачиванию, Иберийский пояс содержит больше массивных сульфидных руд, чем любой другой рудный узел плп район в мире. Месторождения сравнительно бедные, с содержаниями меди, цинка и свинца от 2 до 6% [583]; они разрабываются в первую очередь на серу. Характеристика месторождений и их позиция приводятся лишь в немногих статьях. Большая часть приводимых здесь данных заимствована у Уильямса и др. [658], Шермерхорна [510, 511], Страусса и Мадела [582], Страусса и др. [583].

Месторождения приурочены к толще каменноугольных пород, которые были сильно дислоцированы в ходе герцинской орогении. Породы смяты в лежачие складки и смещены по надвигам, что затрудняет детальную стратиграфическую корреляцию на больших площадях. Шермерхорн [510], Страусс и Мадел [582] расчленили стратиграфический разрез на три основные части (снизу вверх):

1. Филлитово-кварцитовая группа мощностью свыше 1000 м, включающая аспидные сланцы, кварциты, подчиненные кварцитовые конгломераты и подчиненные пласты конодонтсодержащих известняков, указывающих на позднедевонский возраст.

2. Вулканогенно-осадочный комплекс, содержащий колчеданные месторождения, имеющий мощность от нескольких десятков метров до 800 м и более. В нижней трети комплекса преобладают вулканические породы. Месторождения совместно с известковистыми сланцами, марганцовистыми яшмами и аспидными сланцами, а также с подчиненными мафическими вулканическими породами образуют центральную часть комплекса. Его верхняя часть сложена кислыми брекчиями, агломератами и полевошпатовыми туфами. Согласно Шермерхорну [510], вулканогенно-осадочный комплекс является раннекаменноугольным, однако Страусс и др. [583] сообщают, что, по мнению Карвалью (1975 г.), базальные кислые вулканические породы в южной части пиритового пояса имеют позднедевонский возраст.

3. Самая верхняя группа состоит из кульмских аспидных сланцев и граувакк.

Рудовмещающий разрез. Кислые вулканические породы, широко распространенные в лежачем боку иберийских месторождений, рассматриваются Шермерхорном [509] как субмаринные пепловые потоки. Они размещаются вокруг вулканических центров, расположенных вдоль «трещинных вулканических линеаментов» [582], и представлены преимущественно альбитовыми кварцевыми кератофирами; калиево-полевошпатовые пирокластические породы обычны лишь в Алжуштреле [512]. Породы основного и среднего состава встречаются только над рудным горизонтом. Экструзивные мафические породы, как правило, развиты близ рудных тел, а во всех других местах наиболее распространены силлы основного состава [583].

Углистые черные плитчатые сланцы и туфы, вмещающие большинство месторождений, сложены вулканическим и осадочным материалом, причем соотношение между вулканической и осадочной компонентами сильно меняется. Например, на месторождении Сан-Антонио, район Рио-Тинто, непосредственно в висячем боку залегают чередующиеся слои тонкозернистых пепловых туфов, гематитизированных пепловых сланцев и туфобрекчий [658]. Широко распространены богатые марганцем железистые яшмы и марганцовистые сланцы; они отлагались одновременно (но в стороне) и после образования сульфидов [583]. Марганцовистые пласты являются превосходными маркирующими горизонтами, однако близ отдельных рудных тел они отсутствуют, а их стратиграфическое положение здесь занимают черные и зеленоватые сланцы [583].

Морфология и состав рудных тел. Громадные общие размеры месторождений Иберийского пояса пол стать большим размерам отдельных залежей. Общие средние содержания компонентов руд на месторождениях, по оценке Шермерхорна [511], следующие: 46 % (44—48 %) серы, 40% (39-43%) железа, 0,7% (0,4-1,5%) меди, 2,9% (0,6-4,5%) цинка, 1,1% (0.2—1.8%) свиниа, 0.6% (0.3—0.9%) мышьяка, 0.8 г/т (0.1— 1,5 г/т) золота и 30 г/т (10-20 г/т) серебра¹. Реконструкция залежей Рио-Тинто показывает, что они являлись единым стратиформным пластом массивного пирита, заключавшим по меньшей мере 750 млн. т руды [511]. Это месторождение представляет собой антиклинальную складку; оно объединяет много рудников, включая Серро-Колорадо, Сан-Дионисио, Корта-Аталага, Алфредо, Сан-Антонио и Планес. Другие гигантские месторождения (супергиганты, по Сангстеру [484]) включают Алжуштрел в Португалии (шесть отдельных сульфидных залежей с суммарными запасами 250 млн. т), Тарсис в Испании (пять сульфидных залежей с суммарными запасами свыше 110 млн. т), Ла-Сарса в Испании (одна залежь с запасами 100 млн. т) и Асналькольяр на восточном окончании пояса с запасами как минимум 45 млн. т руды с содержанием 0,44% меди, 1,77% свинца, 3,33% цинка, 1 г/т золота и 67 г/т серебра [511].

Месторождение Планес — Сан-Антонио является типичным представителем многих колчеданных образований описываемого пояса [658]. Оно

¹ Среднее содержание серебра не увязывается с приводимыми авторами предельными значениями его содержания. — Прим. ред.

состоит из двух частей — Сан-Антонио и Планес. Залежь Сан-Антонио, имеющая длину более 1200 м, ширину 200 м и среднюю мощность 20 м, представляет собой пласт слоистых пирититов с высоким содержанием серы и меди, имеющий очень резкий верхний контакт со слоями пепловых туфов, гематитизированных туфов и кристаллокластических туфов и несколько менее четкий нижний контакт с кислыми пирокластическими породами. Эта стратиформная залежь очень хорошо расслоена; ее обычными характерными особенностями являются структуры оползания, градационная слоистость, внутренняя стратификация массивной руды и слойки подводной пирокластики. Другая часть месторождения — Планес — представляет собой крупную прожилково-вкрапленную зону диаметром около 100 м, вытянутую по меньшей мере на 100 м ниже массивных руд. Штокверковая зона Планес содержит как прожилки, так и вкрапленность сульфидов; ее руда исключительно пиритовая и обычно содержит до 0,15% каждого из цветных металлов мели, свинца и пинка [658].

Стратиформные руды Иберийского пиритового пояса являются типичными переотложенными пластами пирититов, механически перемещенными с участков более локализованных прожилково-вкрапленных зон [509]. Руды преимущественно аллохтонные; Шермерхорн [509] указывал, что они, вероятно, первоначально образовались путем быстрого осаждения близ своих эманационных центров, смещались вниз по склону в виде сульфидных масс и, наконец, переотложились в топографически пониженных участках.

В целом стратиграфическая позиция иберийских месторождений весьма сходна с позицией месторождений Батерст, Нью-Брансуик. В обоих случаях непосредственно в лежачем боку развиты кислые вулканические породы, подстилаемые кластическими и пелитовыми осадочными образованиями. Для обоих районов характерны марганцовистые, джеспилитовые и туфогенные слои в разрезе висячего бока, хотя марганцовистая зона более характерна для иберийских месторождений.

Тасманская геосинклиналь. Свинцово-цинково-медные месторождения Тасманской геосинклинали Австралии [575] обнаруживают много черт, аналогичных наблюдаемым на месторождениях Куроко [308]. К крупнейшим месторождениям Тасмании относятся Розбери [49]. Маунт-Лайелл [433, 434] и Кью-Ривер [646]. Они залегают среди средне-верхнекембрийских вулканических пород. Месторождения Каптинс-Флат [100] и Вудлон [414] приурочены к силурийским вулканическим породам трога Лечлен, Новый Южный Уэльс; во многих отношениях они также являются весьма типичными цинково-свинпово-медными колчеданными месторождениями. В районе Кобар, Новый Южный Уэльс, находится несколько месторождений, которые залегают исключительно среди сильно складчатых дистальных турбидитов и рассматриваются в качестве эпигенетических образований [50]. Однако Сангстер [480], основываясь на наблюдаемой зональности металлов и аналогии по стратиграфической позиции с месторождением Салливан в Канаде, предложил модель их синседиментационного формирования, возможно связанного с дистальным, но близкоодновременным вулканизмом. Наконец, следует упомянуть колчеданное рудопроявление Маунт-Чалмерс, Квинсленд, которое находится в пермских вулканических породах. Хотя оно в первую очередь сложено золото-медной рудой, здесь отмечаются и локальные высокие концентрации свинца, цинка и барита, что более характерно для свинцово-цинково-медной, чем для медно-цинковой группы месторождений [316]. Золото-медная минерализация в крупной штокверковой зоне, залегающей в девонских породах в Маунт-Морган близ Маунт-Чалмерс, Квинсленд, также может быть отнесена к колчеданному типу.

Тасманские месторождения Маунт-Лайелл, Кью-Ривер и Розбери находятся в смятых в складки и сильно разбитых разломами породах, что затруд-

€3



Рис. 57. а — план рудника Розбери (горизонт 13), западная Тасмания [49]. 1 — массивные пирокластические породы; 2 — черные сланцы. Рудовмещающие породы (3-4): 3 — глинистые сланцы; 4 — кристаллокластические туфы. 5 — баритовое рудное тело. Цинково-свинцовые пиритовые руды; 7 — пирит-халькопиритовые руды. 8 — марганцовистые карбонаты; 9 — сланцы лежачего бока. 6 — доскладчатая реконструкция рудных залежей Розбери [49]. 1 — массивные пиро-кластические породы; 2 — черные сланцы; 3 — рудовмещающие породы; 4 — баритовые руды; 6 — пиритовые руды, 6 — пиритовые руды. 7 — массивные пиро-кластические породы; 2 — черные сланцы; 3 — рудовмещающие породы; 4 — баритовые руды; 6 — пирит-халькопиритовые руды. 7 — марганцовистые карбонаты; 8 — кремни; 9 — сланцы лежачего бока. 10 — рассеянная вкралленносты пирита; 11 — пирокластические породы лежачего бока. Вертикальный масштаб вдвое крупнее горизонтального.

няет детальную стратиграфическую корреляцию между тремя районами. Месторождения залегают в вулканических породах Маунт-Рид, слагающих восточный край трога Дандас и имеющих мощность 2000 м. Нижне-среднекембрийский разрез состоит из лавовых потоков, брекчий, продуктов пеплопада, пепловых туфовых потоков, вулканогенных осадочных пород, аргиллитов и плитчатых сланцев [553]. Месторождение Розбери представлено пластовым цинково-свинцовым рудным телом (рис. 57), которое подстилается пиритхалькопиритовой рудой в сланцах лежачего бока [49, 5]. Рудное тело перекрывает кислые пирокластические туфы, которые местами изменены в кварцсерицит-хлоритовые сланцы. Залежь перекрывается серицитизированными алевролитами, содержащими линзовидные рудные тела сульфидов и барита. По латерали массивная руда выклинивается в богатых марганцем карбонатах; серицитизированные алевролиты висячего бока перекрыты пиритизированными кварц-серицит-хлоритовыми сланцами.

Месторождение Маунт-Лайелл также находится в породах вулканической группы Маунт-Рид, сложенной здесь преимущественно кислыми лавами Куинстаун (кварц-кератофировые риолиты) и пластами пирокластики. Эти породы несогласно перекрыты туфами и осадочными породами формации Тиндалл, образовавшимися за счет вулканического материала. В отличие от соседнего месторождения Розбери месторождение Маунт-Лайелл сложено исключительно прожилково-штокверковой пирит-халькопиритовой рудой с отдельными прожилково-вкрапленными зонами, обогащенными борнитом. Полосчатые пиритовые и свинцово-цинковые массивные руды находятся в кровле разреза, сложенного прожилково-вкрапленной рудой [434].

Рудные тела Каптинс-Флат и Вудлон представляют собой вытянутые линзы цинково-свинцово-медных руд в деформированных силурийских вулканических и осадочных породах. Рудное тело Каптинс-Флат, по описанию Девиса [100], приурочено к нижне-среднесилурийским вулканическим породам Кохинур — толще мощностью от 47 до 775 м, сложенной преимущественно кристаллокластическими туфами, агломератами, лавами, кремнями и туфогенными осадочными породами. Группа Кохинур перекрывает толщу глинистых сланцев мощностью от 62 до 155 м (формация Купер-Крик) и базальные кварциты мощностью до 93 м (формация Ратледж). На руднике Лейк-Джордж имеются два эшелонированных сильно уплощенных рудных тела, сложенных отчетливо слоистыми пирит-сфалерит-галенитовыми рудами. В пределах контура распространения массивных руд медь проявляется в виде локальных зон, а пласты барита приурочены к стратиграфически висячему боку рудных тел.

Месторождение Вудлон (10 млн. т руды с содержанием 1,70% меди, 3.4% свинца и 9.0% цинка [345]) расположено в средне-верхнесилурийской толше кислых туфов и дав, туфогенных сланцев и подчиненных кремней. Силурийские породы перекрывают ордовикские песчаники и глинистые сланцы, а рудные залежи в свою очередь перекрыты кварц-серицитовыми сланцами и риолитами. Непосредственно в лежачем боку зоны массивных руд находятся хлоритовые сланцы; из других пород лежачего бока отмечаются туфогенные сланцы, кремнисто-хлоритовые спекшиеся туфы и графитистые сланцы. Рудное тело представлено линзой массивных сульфидов размером $420 \times 300 \times 40$ м, сложенной пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом в качестве главных минералов; кроме того, присутствуют приблизительно 1% блеклой руды, арсенопирит и пирротин [345]. В лежачем боку развиты неправильные тела хлоритовых сланцев, содержащих рассеянную вкрапленность халькопирита (3-5% меди). На южном окончании рудного тела породы лежачего бока содержат кварц-хлорит-пирит-халькопиритовые прожилки среди сильно окварцованных вулканических пород [345].

Рудные тела Каптинс-Флат, Вудлон, Розбери и Маунт-Лайелл приурочены к вулканическим образованиям, причем основные вулканические породы фактически отсутствуют. По мнению Петерсена и Ламберта [413], месторождение Вудлон образовалось в условиях низких энергий в депрессиях типа бассейнов на морском дне. Породы лежачего бока месторождений Каптинс-Флат и Вудлон содержат много осадочных пластов вулканогенного материала, в то время как лежачий бок месторождения Розбери сложен витрокристаллокластическими туфами с локально проявленными пемзовыми образованиями [49]. Хотя рудовмещающий разрез пород месторождения Маунт-Лайелл сложен преимущественно кварцевыми кератофирами, Рид [433] отмечает, что здесь присутствует небольшое количество интрузивных и экструзивных андезитов. Рудные тела Маунт-Лайелл находятся среди пород, которые могли образоваться в мелководной среде; игнимбриты встречены в нескольких пирокластических пластах среднего состава [433]. Соломон и др. [553] установили, что вулканические породы Маунт-Рид в окрестностях месторождений Маунт-Лайелл и Розбери образовались в мелководной морской до субаэральной среде.

Бассейн Садбери, Онтарио. Месторождения Эррингтон и Вермилион находятся в протерозойских толщах, развитых исключительно в пределах бассейна Садбери [605]; вне его эквивалентные стратиграфические подразделения неизвестны. Слоистые толщи бассейна находятся в интрузивном контакте с «микропегматитовой» фазой хорошо известного комплекса норитов, габбро и кварцевых диоритов, который частично является вмещающим для крупных медно-никелевых месторождений интрузива Садбери [557].

Базальная толща в бассейне представлена формацией Онапинг, сложенной брекчиями и витрофировыми туфами, интерпретируемыми как пластовые пепловые потоки [578], пепловые отложения [660] или как брекчии камнепада, перекрывающие расплавленные породы (зювитовая брекчия) [408]. Колчеданные залежи располагаются непосредственно над этой толщей в ее контакте с черными сланцами формации Онватин. Гипотезы, связывающие структуру Садбери с ударом метеорита, считаются вполне правомочными [104, 145, 103], поэтому месторождения Эррингтон и Вермилион могут оказаться единственными колчеданными месторождениями, локализованными в метеоритном кратере!

Непосредственно в лежачем боку залежей обычно залегают богатые сульфидами глинистые сланцы мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, лежащие согласно на формации Онапинг. Массивные сульфиды заключены в богатых карбонатом породах, включая кремнистые карбонаты, и перекрываются кремнями, кремнистыми брекчиями, аргиллитами и известняками [347].

Рудные залежи Эррингтон и Вермилион смяты в уплощенные линзы; суммарно они содержат приблизительно 16 млн. т руды с 1,13% меди, 0,84% свинца, 4,00% цинка, 5,2 г/т золота и 47,7 г/т серебра. Халькопирит наибо-



Рис. 58. Поперечный разрез рудных тел Баченс, близ Баченса, Ньюфаундленд [609].



Рис. 59. Геологический разрез (a) и распределение зон измененных пород (б) по линии 700 С, линза \mathbb{N} 14, рудник Милленбах, Норанда, Квебек. В массивной хлоритовой зоне отмечаются наиболее интенсивные изменения. Размер участков измененных пород в общем увеличивается прямо пропорционально интенсивности изменения [444]. 1 — «кислые» и лампрофировые дайки; 2 — андезиты Амулет; 3 — туфогенные эксгалиты; 4 — массивные сульфиды; 5 — прожилково-вкрапленные сульфидые руды; 6 — кварц-полевошпатовые порфиры; 7 — пострудные дайки; 8 — неизмененные породы; 9 — зона слабых изменений; 10 — пятнистые кварц-полевошпатовые порфиры (мелкие пятна); 11 — пятнистые кварц-полевошпатовые порфиры (крупные пятна); 12 — массивный хлорит (по кварц-полевошпатовым порфирам).

лее обычен в лежачем боку и в жилах висячего бока. Распространенным жильным минералом является антраксолит — органическое углеводородное соединение; он также встречается на флангах месторождения и в перекрывающих его толшах.

Баченс, Ньюфаундленд. По сравнению с большинством колчеданных месторождений рудные залежи Баченс необычайно богаты: более 14 млн. т руды содержат 14,88% цинка, 7,70% свинца, 1,36% меди, 107 г/т серебра и 1,3 г/т золота. Суммарное количество металлов, содержащихся в 17 рудных телах на этом руднике, превышает соответствующую величину, характерную для всего рудного узла Норанда с его более чем 90 млн. т руды.

Месторожление Баченс (рис. 58) находится в толше силурийских вулканических и осадочных пород. включающей (снизу вверх) граувакки, мафические агломераты, кислые пивокластические породы, игнимбриты и аллювиальные красные песчаники [609]. На участке рудника Терлоу и др. [609] установили четыре цикла формирования вулканических пород от основных к кислым. Большинство рудных тел заключены в кислой фракции первого пикла и небольшое количество тел — в кислой фракции второго пикла. Каждому из этих двух циклов соответствуют в целом близкие стратиграфические колонки, в основании которых залегают андезиты, перекрытые дапитовыми пирокластическими породами. Алевролиты переслаиваются с дацитами и обычно перекрывают их. Верхним частям обоих пиклов соответствуют пачки эпикластических (лахаровых) брекчий, вмешающих рудные тела и содержащих обломки дапитов, алевролитов, основных вулканитов, гранитоидов и потоково-слоистых риолитов; два последних типа пород являются экзотическими. Близ рудных тел в брекчиях содержатся также обломки сульфидов и барита.

Колчеланные рудные тела представляют собой «согласные лентовидные до линзовидных образования, расположенные вдоль южного края и концентрически вокруг вулканического центра Санди-Лейк» [609]. Рудные тела сложены тремя типами массивных руд (массивные однородные, баритовые и брекчиевые руды, присутствующие в различных пропорциях) и прежилково-вкрапленными рудами (имеющимися лишь в рудных телах Орпентал. Лаки-Страйк и Ротмири). Рудное тело Мак-Лин (свыше 3 млн. т руды) и рудопроявление Клементайн являются дистальными; они сложены преимущественно рудными обломками в сульфидном матриксе. Большинство рудных тел обнаруживают обломочные структуры, признаки деформаций неконсолидированных осадков, включая размыв пород лежачего бока, слоистые текстуры проседания и оползания в сульфидах. Палеогеографические реконструкции (рис. 59) показывают, что рудное тело Мак-Лин могло смещаться в виде сплошной массы (возможно, как обломочный поток) в сторону от центра эманаций, представленного в настоящее время прожилково-вкрапленной рудой.

В целом помимо высоких содержаний металлов рудные тела Баченс отличаются разрезом рудовмещающих пород, обнаруживающих многочисленные признаки формирования в условиях мелководья (игнимбриты, аркозы), и наличием в рудах прекрасно сохранившихся эпикластических структур.

Изменения

Общая характеристика. Петрологически различимые зоны измененных пород, подстилающие и, в единичных случаях, перекрывающие колчеданные залежи в вулканических толщах, последнее десятилетие находятся в фокусе многих исследований. Эти зоны образуются в результате реакций рудообразующих флюидов с боковыми породами, поэтому их изучение позволяет существенно углубиться в химическую и термальную природу флюндов, транспортировавших металлы к поверхности морского дна. Более того, распознавание минералогических и химических признаков таких зон исключительно важно при разведке этих месторождений. Поскольку зоны измененных пород в общем случае значительно больше самих рудных залежей, их можно выявлять в полевых условиях; таким образом, они могут служить весьма важным поисковым признаком.

Более ранние исследования были сфокусированы на зонах, расположенных в непосредственной близости от колчеданных залежей. Еще в 1930 г. в районе Норанда изменения отмечались Уокером [639], а последующее изучение месторождений Норанды, проведенное Ридделлом [438], Ликусом [320], Сакрисоном [471], равно как и работы Ивао и Касимото [256], Хаяси [204] на месторождениях Куроко в Японии, явилось фундаментальной минералогической и химической основой для создания модели наиболее общей характеристики зон измененных пород. Зоны, описанные в большинстве из этих работ, связаны с медьсодержащей прожилково-вкрапленной минерализацией; они имеют в общем вытянутую или «морковкообразную» форму и служат окончанием трубообразных колонн измененных пород.

В ходе последних работ [107, 142, 164, 566, 160, 335] установлено наличие зон измененных пород еще одного, второго, типа. Это значительные субсогласные зоны измененных пород, располагающиеся ниже рудных горизонтов. В одних случаях трубообразные колонны измененных пород протягиваются вниз, рассекая эти более крупные зоны или сливаясь с ними, тогда как в других случаях трубообразные колонны накладываются на указанные нижезалегающие зоны. Дополнительные региональные петрохимические исследования в районах локализации колчеданных месторождений показали, что такие нижезалегающие зоны измененных пород являются обычными; хотя они характеризуются большим разнообразием, они фактически постоянно присутствуют в колчеданоносных районах.

Многие месторождения находятся в сильно измененных горизонтах, сложенных либо варьирующими по объему химическими и кластическими осадочными продуктами (например, в туфах, развитых над многими месторождениями Норанды и Маттагами [559, 447]), либо перемещенным измененным материалом (Галлбридж, Ньюфаундленд [207]). В некоторых районах, таких, как Шерридон в Манитобе [151], линзы продуктов изменения размещаются в том же самом горизонте, но смещены на несколько километров от дистальных колчеданных залежей (см. ниже описание участка Флин-Флон — Сноу-Лейк).

На ряде колчеданных месторождений, таких, как Амулет-Ловер А в Норанде [559], и многих месторождений Куроко [246] изменения проявляются со стороны висячего бока. В тех случаях, когда изменения затрагивают перекрывающие отложения, они и минералогически и химически идентичны изменениям, наблюдающимся в трубообразных зонах лежачего бока. В районах, где многоэтажные месторождения отсутствуют, например на месторождениях Куроко, зоны измененных пород в висячем боку менее отчетливы; они характеризуются небольшими изменениями химического состава и поэтому выявить их гораздо труднее.

Все четыре типа изменений (трубообразные колонны в лежачем боку, субсогласные зоны, рудные горизонты и измененные породы висячего бока) в одном месторождении присутствуют редко, однако для многих рудных узлов характерны по крайней мере три из них. Наши примеры выбраны таким образом, чтобы дополнить описания месторождений и рудных узлов, приведенные ранее.

Медно-цинковые месторождения. Норанда. Измененные породы в Норанде фиксировались задолго до того, как получила признание сингенетическая модель. Впервые описанные Уокером [639] и более полно рассмотренные Прайсом [423] достаточно отчетливые изменения были задокументированы на 27 месторождениях Квебека Гилбертом [163]. Генетическую важность изучения изменений в Норанде для интерпретации сингенетического происхождения колчеданных месторождений этого района отмечали Гилмор [166] и Роско [454]. Согласно Ликусу [320] и Сакрисону [471], трубообразные колонны измененных пород на месторождениях Воз и Лейк-Дюфо (Норбек) включают хлоритовую и серицитовую зоны совместно с крупной зоной обогащения магнием. По Спицу и Дарлингу [561, 562], на месторождении Лувем близ Валь-д'Ор, Квебек, в кислых пирокластических породах развиты измененные породы, представленные центральной хлоритовой зоной, окруженной внешней серицитовой зоной. Эти измененные породы характеризуются очень низким содержанием Na₂O и CaO.

Вышеуказанные работы явились основой для Риверина и Ходжсона [444], проводивших детальные исследования на месторождении Милленбах. Их данные, а также данные Гибсона [160], полученные при изучении более широко распространенных субсогласных зон измененных пород в разрезе лежачего бока этого месторождения, взяты за основу настоящего описания.

Трубообразные колонны измененных пород в рудном узле Норанда выявляются отчетливо и относятся к вертикально вытянутым. Спенс [559] отмечает, что такая труба на месторождении Воз прослеживается более чем на 1000 м ниже зоны массивных сульфидов. По данным Сангстера [475], Нукки и др. [295] и Скотта [519], многие трубы приурочены к трещинам или разломам, соответствующим главным региональным синвулканическим разрывным структурам или их пересечениям. В верхней части каждая труба имеет в плане грубо округлую форму; диаметр ее несколько меньше диаметра перекрывающей ее массивной сульфидной залежи. Трубы обнаруживают тенденцию к небольшому сужению с глубиной.

Риверин и Ходжсон [444] сообщили, что трубообразная колонна измененных пород на месторождении Милленбах обладает минералогической зональностью и состоит из двух зон. Используя модифицированный метод нормативного полсчета [443] для количественной оценки зональности (рис. 59). они установили, что независимо от типа пород труба имеет обогащенное хлоритом ядро, окруженное серицитовой зоной. Плагиоклаз в обеих зонах отсутствует. Риверин [443] с помощью оптических и микрозондовых определений обнаружил две разновидности хлорита (богатую железом и богатую магнием). Величина отношения Mg/(Mg + Fe) в хлорите колеблется от 0,23 до 0.64. причем для большинства анализированных образцов она составляет 0,50 ± 0,06 [443]. Риверин [443] установил, что в линзе № 14 в ядре трубы развит богатый железом хлорит, а во внешних частях хлоритовой зоны богатый магнием хлорит. В пределах трубообразной колонны измененных пород новообразованные минералы распределяются следующим образом (линза № 14 [444]): центральная зона сплошного хлорита окружена зоной, где присутствует значительно меньше хлорита и появляется немного серицита, последняя в свою очередь окружена серипит-хлоритовой зоной и, наконец, зоной слабо измененных пород, характеризующейся преимущественным развитием серицита [166, 475]. В хлорит-серицитовой зоне имеются участки окварцевания, которые, как показал Риверин [443], образовались не в результате привноса кремнезема, а скорее всего вследствие разрушения ассоциации первичных вулканических пород, сопровождавшегося выделением кварца. Риверин и Ходжсон [444] наблюдали симметричную зональность хлорита и серицита по отношению к сульфидным прожилкам: хлорит располагается по обе стороны прожилка, а серицит образует внешнюю оторочку по отношению к хлоритовой зоне.

Продукты изменений в Милленбахе в различной степени метаморфизованы; некоторые трубы приурочены к породам фации горнблендитовых роговиков, образовавшихся в результате контактового метаморфизма, связанного с поствулканическими гранодиоритами Лейк-Дюфо [287, 456]. В результате этого метаморфизма образовались ассоциания, содержащие кордиерит, антофиллит, биотит, андалузит, ганит, горнблендит и плагиоклаз в количествах, зависящих от общего состава пород зоны изменений. Наиболее интенсивно хлоритизированные зоны превратились в антофиллитовые. Вне антофиллитовых зон развиты поролы с пятнистой роговиковой структурой, называемые далмацианитами. Частота и размер пятен в далмацианитах соответствуют количеству хлорита в трубообразной колонне измененных пород. Гигантские пятна, присутствующие в богатой хлоритом зоне, вероятно, отражают развитие кордиерита в процессе прогрессивного контактового метаморфизма. Пятна меньшего размера встречаются в зонах развития серицита с хлоритом. На ороговикованные зоны измененных пород был наложен региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. В ходе этого ретроградного метаморфизма значительное количество кордиерита было превращено в серинит, хотя в рупной зоне Амулет F сохранился свежий кордиерит (Д. Уоткинсон, личное, сообшение, 1981).

Находящаяся в трубообразной колонне измененных пород прожилкововкрапленная зона обычно богата медью. Прожилки характеризуются сложными парагенезисами, обнаруживая несколько явно секущих генераций. Отчетливо развита зональность в распределении металлов: узкая, богатая цинком прожилковая зона соответствует пятнистой хлорит-серицитовой зоне и образует внешний край промышленной минерализации; вне цинковой зоны количество прожилков быстро уменьшается, а сами они обогащаются пиритом и пирротином. По направлению вниз происходит постепенное уменьшение содержания меди; ее промышленный контур чаще определяется по степени насыщенности этими прожилками, чем по данным опробования.

Химическая зональность (рис. 60), отмечаемая Риверином и Ходжсоном [444], обычно совпадает с минералогической зональностью: в ядре колонны наблюдается сильное увеличение содержаний MgO и FeO, в серицитовой зоне в отдельных участках отмечается увеличение содержания K₂O и во всех зонах — повсеместное уменьшение содержаний Na₂O и CaO. Эти авторы считают, что если исходить из постоянства объема, то фактически каждый породообразующий компонент можно считать в известной степени подвижным, в том числе и TiO₂, который обычно рассматривается как инертный [405].

Риверин и Ходжсон [444] полагают, что зональные изменения могли быть обусловлены последовательной реакцией восходящих флюидов с вмещающими породами, вероятно, под воздействием крутых термальных градиентов в краевой части флюидпроводящей зоны. Серицит образовался при разложении полевого шпата в ходе ранних, синседиментных изменений вулканических пород; впоследствии серицит реагировал с рудообразующим флюидом с образованием хлорита.

Гибсон [160] изучил риолитовую формацию Амулет, представляющую собой энигматитовую толщу вулканических пород, слагающих большую часть лежачего бока на руднике Милленбах; она подстилает два главных стратиграфических подразделения, обнажающихся на руднике: фельзитовый купол кварц-полевошпатовых порфиров и андезиты Милленбах мощностью 100 м. Для риолитов Амулет характерны согласные горизонты белых обломочных брекчий и исключительная неоднородность состава и структуры.

Формация риолитов Амулет подразделяется на два члена (Гибсон, Комба и Уоткинсон, личное сообщение, 1981). Нижний член представлен брекчиями Бичем (мощность приблизительно 150 м) — слоистыми, местами





Рис. 60. Варнации состава трех типов пород лежачего бока на руднике Милленбах, Норанда, Квебек, от наименее измененных (слева) к наиболее измененным (справа) зонам. *a* — риолиты Амулет; *б* — андезиты Милленбах; *в* — кварц-полевошпатовые порфиры. Эти вариации предполагают, что объем в процессе изменений оставался постоянным [444].

косослоистыми скоплениями обломков окварцованных туфов — и куполом риолитовых лав (максимальная мощность 150 м). Верхний член состоит из почти 600-метровой толщи сильно измененных мафических лав и лавовых брекчий, подвергшихся хлорит-серицитовым изменениям в нижней части, кварц-эпидотовым изменениям с образованием пятнистой текстуры в средней части и интенсивной силицификации, кульминационным проявлением которой явилось «выпадение кварца» в нескольких верхних метрах разреза. В последней зоне мафические лавовые потоки в различной степени силицифицированы с образованием участков белой богатой кремнеземом породы в менее измененном, но силицифицированном матриксе; характерны ленточ-



Рис. 61. Серия фотографий, иллюстрирующих прогрессивную силицификацию риолитов Амулет, район Баттеркап-Хилл, Норанда, Квебек. а — относительно неизмененные, спльно пузырчатые андезапты; б — начальная силицификация цо трещинам; в — более широкое развитие силицификации; г — полная силицификация андезитов; д — брекчия с белыми обломками, представляющая наиболее цолно силицифицированную часть верхней формации риолитов Амулет.

ные текстуры, блочность, белые обломки брекчий (рис. 61). Во многих базитах под микроскопом видна микролитовая структура.

Гибсон [160] установил, что общий состав породы в результате химических изменений стал кардинально иным. Особенно следует отметить большое увеличение содержания кремнезема (до 80%), что привело к первоначальной ошибочной классификации этих пород как риолитов. Более того, возрастание содержания кремнезема не сопровождалось потерей Na₂O, K₂O или CaO. Однако если выдерживался постоянный объем породы, то она теряла Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ и цинк. Гибсон отмечал также, что региональные синвулканические разломы окаймляются чехлами хлоритовых пород, идентичных хлоритовым породам, описанным Риверином и Ходжсоном [444] для трубообразных колонн Милленбаха. По его мнению, эти разломы представляют собой нижнее окончание зон разгрузки флюидов, сформировавших месторождение Милленбах. Гибсон считал, что в процессе изме-



Рис. 62. а — вариации состава витрокластических туфов лежачего бока на руднике Маттагами, район Маттагами-Лейк, Квебек, от неизмененных туфов (А) через все более измененные обломочные пирокластические образования (В, С, Ď) до интенсивно измененных тальк-актинолитовых сланцев (Е). Штриховая линия — при допущении постоянства объема, сплошная линия — при допущении постоянства Al₂O₃ (до D) и постоянства объема (от D до E) [447]: б — график изменения объема в условиях постоянства Al₂O₃ при цревращениях от A до D [447].

нения формации риолитов Амулет вынос элементов осуществлялся межслоевыми высокотемпературными растворами. Трещины, выполненные хлоритизированными породами, наложены на силицифицированные породы. Последовательность событий, согласно Гибсону, включает начальные изменения мафических пород под действием нагретой циркулирующей морской воды, которая местами равномерно поднималась сквозь проницаемые пористые мафические вулканические породы; охлаждаясь, флюид терял кремнезем, формируя силицифицированную верхнюю зону. Сформировавшись, эта верхняя зона играла роль непроницаемой покрышки, а поток следующих богатых металлами флюидов устремлялся через локальные трещины, изливаясь на морское дно с образованием рудных тел.

Район Маттагами-Лейк. Колонна измененных пород в Маттагами-Лейк [447] минералогически отличается от трубообразных колонн измененных порол в районе Норанда наличием тальк-актинолитовых сланцев, образовавшихся при изменении витрокластических кислых туфов, слагающих лежачий бок залежей массивных рул. Сланцы состоят из неравномерно распределенных талька (до 90%), актинолита (по 100%), хлорита (до 55%), карбоната (до 65%), кварца (до 10%), стильпномелана (до 20%) и биотита (до 6%). Тальк-актинолитовые сланны представляют собой зону наиболее интенсивных изменений. Непосредственно окружающие эту зону витрокластические туфы содержат до 90% хлорита, а их менее измененные разности — до 15% серицита. Таким образом, зональность изменений в Маттагами-Лейк аналогична наблюдаемой в Милленбахе, однако их ядерные зоны минералогически различны. Хлориты [447] характеризуются отношением Mg/(Mg + Fe), равным 0.51—0.57, т. е. близким к указываемому Риверином [443] для Милленбаха; однако в Маттагами-Лейк богатые железом хлориты не обнаружены.

Химические исследования в Маттагами-Лейк (рис. 62) показывают, что, исходя из постоянства объема, доказываемого по структурным признакам, можно считать, что тальк-актинолитовая зона потеряла некоторое количество SiO₂, TiO₂, Al₂O₂ и фактически все количество Na₂O и K₂O. Очень слабое обогащение Al₂O₃ в несколько менее измененной зоне, непосредственно прилегающей к тальк-актинолитовой, компенсируется соответствующей потерей этого компонента в менее измененных витрокластических туфах внешнего края зоны изменений. Содержания MgO и в меньшей степени FeO и СаО увеличиваются с возрастанием степени изменения. Робертс и Рирдон [447] суммировали последовательность химических изменений следующим образом: «1. В ходе начальной хлоритизации происходит вынос щелочей (натрия и калия) и привнос магния и железа. 2. Существенный вынос кремнезема путем растворения кварца и образование обогащенной хлоритом породы. З. Постепенный вынос алюминия с превращением хлорита в тальк». Эти авторы рассматривали изменения как результат разгрузки относительно высокотемпературного волного флюида и полагали, что хлорит сформировался на ранней стадии изменений. С увеличением температуры на поверхности и при достаточно высокой энергии потока, в результате чего удалялся весь алюминий, хлорит превращался в тальк (рис. 63). По мнению Робертса и Рирдона, условия изменений благоприятствовали осаждению карбоната, что явилось причиной более высокого содержания СаО в рассматриваемой зоне измененных пород в отличие от бедной карбонатом зоны измененных пород в Норанде.

Сильно метаморфизованное месторождение Гарон-Лейк располагается, по-видимому, на некотором расстоянии от своей зоны измененных пород, хотя Мак-Лин и Мак-Гиен [337] рассматривали зоны кордиерит-жедритовых пород как перемещенный материал трубообразных колонн измененных пород, а часть хлоритовых изменений in situ повсеместно устанавливается на одном и том же стратиграфическом уровне [333]. Кордиерит-жедритовая ассоциация аналогична наблюдавшейся Фрёзе [150] на месторождении Коронейшн в северо-восточном Саскачеване; однако изменения в базальтах, образующих большую часть разреза лежачего бока на руднике Гарон-Лейк [333], являются разновидностью более глубинных субсогласных изменений, устанавливаемых под рядом месторождений или рудных узлов.

Мак-Гиен [333] описывает два типа изменений в базальтах: 1) спилитизацию, выраженную в альбитизации лейст кальциевых полевых шпатов, замещении пироксена актинолитом, образовании эпидота, кварца, вторичного альбита и небольшого количества хлорита, и 2) деструктивные изменения, состоящие в образовании прожилков кремнезема в кварц-альбитовой



Место отложения пирит-сфалеритовой руды, постеленно переходящей вверх в клемнистые сланиы

Рис. 63. Схематическая модель рудоотложения и изменений пород на колчеданном месторождении Маттагами-Лейк, Квебек. Стрелки и их относительные размеры показывают предполагаемую схему циркуляции и интенсивности потока; высокая интенсивность потока близ рудного тела способствует мобилизации алюминия [447]. 1 — контур интенсивной хлоритизации; 2 — граница образования талька.

и кварп-эпилотовой оболочке, а также округлых вылелений кварп-эпилотового состава. Он отмечает также, что габбровые силлы, интрудировавшие в толщу базальтов, не изменены, а базальты на контакте с ними обнаруживают зоны интенсивной силицификации и спилитизации [333]. По его мнению [333], габбровые силлы нагревали насыщенные водой, сильно проницаемые базальтовые потоки, что приводило к реакции воды с базальтами, в результате чего формировались наблюдаемые зоны измененных пород. Мак-Гиен указывает, что эти изменения встречаются повсеместно в самой верхней части базальтовой толщи, и считает, что кварц-эпидотовые зоны являлись подводящими каналами, по которым поступали разогретые воды. Менее измененные базальты не спилитизированы, но они характеризуются отсутствием полевого шпата, наличием хлорита и серицита [334]. По данным Мак-Гиена и Мак-Лина [334], привнос SiO, и вынос FeO (суммарного Fe), MgO, CaO и TiO, происходили повсеместно в самой верхней части базальтовой толщи (рпс. 64). Основание толщи обогащено Na₂O и P₂O₅, в то время как в ее верхней части эти компоненты отсутствуют. Содержание цинка и, возможно, меди уменьшается прямо пропорционально интенсивности силицификации базальтов. Таким образом, все компоненты, выщелоченные из базальтов, поступали в горячие межслоевые растворы, становившиеся рудообразующими флюидами. Эти флюиды по достижении перекрывающих риолитов Гарон-Лейк, образующих лежачий бок и вмещающих рудные зоны, взаимодействовали с ними, остывали, теряя MgO и обогащаясь SiO₂ и Na₂O (вследствие разложения полевых шпатов). Это хорошо согласуется с наличием обогащенных хлоритом и бедных щелочами измененных пород верхней зоны, связанной с трубообразными колоннами измененных пород как в риолитах Гарон-Лейк, так и в самых верхних базальтах.

Стерджен - Лейк, Онтарио. Изменения, описанные Франклином и др. [142] на руднике Маттаби (рис. 65), в корне отличаются от изменений, наблюдающихся на месторождениях районов Норанда и Маттагами, точно так же как руды месторождений района Стерджен-Лейк отличаются от руд месторождений района Маттагами сравнительно повышенным содер-



Рис. 64. Реконструкция размещения зон измененных пород в районе рудника Гарон-Лейк, Маттагами-Лейк, Квебек. Обратите внимание, что элементы, присутствующие в незначительных количествах в базальтах, обогащают зону измененных пород и наоборот. В1, В2, В3, В4 — пачки базальтов; габбро-гранофиры и габбро являются частью комилекса Белл-Ривер. Геологическое строение этой территории см. на рис. 7 [333, 334].

жанием свинца. В районе рудников Маттаби и Стерджен-Лейк задокументированы и трубообразные колонны, и расположенные ниже субсогласные зоны измененных пород [143].

Колонна измененных пород Маттаби имеет характерную коническую форму, но минералогически отличается от типичных трубообразных колонн [486]. Она протягивается вниз от рудной залежи через приблизительно 50-метровую толщу риолитов в эпикластические породы с базальтовым матриксом, содержащим от 3 до 15% обломков кислых пород и 10-15%обломков доломитов. Измененные породы колонны характеризуются присутствием сидерита, а граница колонны совпадает с зоной замещения этого минерала регионально распространенным акцессорным доломитом. Кроме сидерита породы колонны содержат заметное количество хлоритоида и андалузита. В ее верхнем 20-30-метровом интервале интенсивно силицифицированная зона содержит крупные, неправильной формы серицитовые зоны. Количество сидерита увеличивается вверх по направлению к рудной зоне, однако непосредственно близ нижнего контакта породы интенсивно силицифицированы и содержат лишь квари, хлоритоид, андалузит и акцессорный кианит. Хлорит присутствует в небольших количествах в большей части колонны, располагаясь обычно по периферии сидеритовых линз или прожилков, в отличие от богатых хлоритом трубообразных колонн измененных пород, ассоциирующихся с большинством других докембрийских месторождений. Однако непосредственно под массивной рудой имеются неравномерно размещенные округлые линзы сплошного хлорита, размер которых в поперечнике достигает нескольких метров. По сравнению с неизменными породами лежачего бока трубообразная колонна измененных пород Маттаби характеризуется низким содержанием Na₂O и CaO и высоким содержанием CO₂, FeO (суммарное Fe), MnO (в хлоритоиде и сидерите) и К₂O. Трубообразная колонна в Маттаби протягивается вниз, в нижерасположенную субсогласную зону измененных пород, и в общем случае окружена ею; протяженность субсогласной зоны измененных пород превышает 8 км, а ее мощность, по-видимому, составляет около 1 км.



Рис. 65. Схематическая карта расположения зон измененных пород на руднике Маттаби, северо-западный Онтарио. Трубообразная колонна измененных пород содержит сидерит, хлоритоид, андалузит, повышенное количество кварца и серицит; полевой шпат отсутствует. В нижележащей зоне измененных пород полевой шпат также отсутствует; здесь встречается железосодержащий доломит [143]. 1 — серицит; 2 — хлорит; 3 — рудное тело. S — сидерит как акцессорный карбонат; D — доломит как акцессорный карбонат; А — андалузит.

Измененные породы в стратиграфически более высоко расположенном руднике Стерджен-Лейк не так богаты карбонатом, как на руднике Маттаби; однако они слагают силицифицированную и серицитизированную трубообразную колонну, вытянутую на несколько сотен метров в риолитовых туфах [143]. Хлоритоид обычен, а хлорит не столь распространен, как на месторождениях Норанды и Маттагами; андалузит в этой колонне распространен повсеместно.

Трубообразная колонна измененных пород на руднике Стерджен-Лейк прослеживается вниз на несколько сотен метров в относительно неизмененных кислых породах вплоть до нижележащей субсогласной зоны, аналогичной зоне, описанной на руднике Маттаби. Эта нижняя зона располагается преимущественно в эпикластических породах лежачего бока, но захватывает и более высокие стратиграфические горизонты, пересекая кислые породы лежачего бока несколько восточнее месторождения Стерджен-Лейк. Она характеризуется отсутствием полевого шпата, наличием акцессорных железистых доломита и хлорита, широким развитием андалузита; в зоне отмечается повсеместный дефицит Na₂O [143]. Количество акцессорного хлоритоида увеличивается по направлению к трубообразным колоннам измененных пород. Из-за гетерогенности эпикластических пород лежачего бока какая-либо латеральная или вертикальная зональность, которая могла бы существовать в нижней субсогласной зоне, не устанавливается.

Район Такиюак-Лейк, Северо-Западные территории, Канада. Изменения, связанные с колчеданными месторождениями архейских зеленокаменных толщ пояса Такиюак в провинции Большого Невольничьего озера Канадского щита, проявляются в двух масштабах. Рудопроявления этого района характеризуются хлоритовыми зонами измененных пород, составляющими одно целое с рассеянной и прожилковой сульфидной минерализацией ниже массивных медно-цинковых сульфидных тел. Региональная геологическая позиция зоны 10 — крупнейшего рудопроявления района — описана Гиллом [164], который отмечал, что под рудным телом отсутствует отчетливая трубообразная колонна измененных пород, хотя медно-цинковая зональность и асимметричное положение прожилково-вкрапленной зоны по отношению к массивным сульфидам согласуются с проксимальным обликом колчеданного месторождения. Изменения не зависят от типа пород, и близ месторождения как риолиты, так и стратиграфически более высокие миндалекаменные андезиты хлоритизированы.

Изменения, характерные для месторождений Такиюак, проявляются и в региональном масштабе [164]. Рудные залежи приурочены к одному стратиграфическому горизонту, простирающемуся по крайней мере на 14 км и маркируемому тонкой пачкой риолитов, имеющей, как правило, мощность 200 м, а местами и больше. Этот горизонт залегает среди толщи лавовых потоков основного состава. Гилл [164] отмечает, что кислые и основные поролы почти на всем своем протяжении характеризуются недостатком Na. О и избытком MgO. В процессе изменения кислые породы обогащались К.О. но об аналогичном обогашении мафических порол упоминается гораздо реже. По данным Гилла [164], хлорит, присутствующий в пределах всего горизонта измененных пород, обогащен магнием (отношение Mg/(Mg + Fe) варьирует от 0,58 до 0,64) по сравнению с хлоритом, образовавшимся в результате зеленосланцевого метаморфизма железомагнезиальных минералов в боковых породах вне рудного горизонта (отношение Mg/(Mg + Fe) колеблется от 0,41 до 0,53). Гилл [164] на основе рассчитанных соотношений ионных равновесий показал, что изменения происходили в зоне взаимодействия «морская вода — порода» при температуре окружающей морской воды; они отражают скорее перерыв в вулканизме, чем непосредственную связь с пропессами минералообразования. Он отмечал, что реакция обычной морской волы с вулканическими породами при повышенных температурах, по-вилимому, не приведет к обеднению Na2O, если pH раствора не будет очень низким, и, следовательно, процессы, вызвавшие обеднение Na₂O, прямо не связаны с реакцией рудообразующего флюида с окружающей его породой. Олнако сходство этой субсогласной обедненной натрием зоны с образованиями, описанными Франклином и др. [143] в Стерлжен-Лейк, а также с белными натрием зонами в вулканических породах, не ассоциирующимися с колчеданными залежами, позволяет предполагать, что наблюдаемые картины изменений как-то связаны с процессом рудообразования.

Район Флин-Флон—Сноу-Лейк. Околорудные изменения изучены на рудниках Коронейшн [150, 655], Флин-Флон [298] и Андерсон-Лейк [638]. Кроме того, Фрёзе и Гёц [151] исследовали измененные породы, связанные с залежью Шерридон. Изменения, связанные с некоторыми из этих месторождений, в общем весьма сходны с наблюдаемыми на месторождениях районов Норанда и Маттагами; они представлены трубообразными колоннами измененных пород с ядрами магнезиального хлорита и периферическими серицитовыми зонами. Месторождения Шерридон, Коронейшн и Андерсон являются относительно более высокометаморфизованными и могут служить хорошим примером регионального метаморфизма гидротермально измененных пород. На руднике Андерсон имеются как трубообразная колонна, так и нижележащая согласная зона измененных пород. Более того, трубообразные колонны измененных пород на руднике Коронейшн и отчасти на руднике Флин-Флон залегают в мафических породах.

Ку и Моссмен [298] установили, что выявлению зоны измененных пород в лежачем боку на руднике Флин-Флон препятствует наложенная трещиноватость. Они пришли к выводу, что присутствие обильного хлорита не является строгим свидетельством сингенетичных изменений, поскольку зоны трещиноватости в районе Флин-Флон повсеместно интенсивно хлоритизированы. Однако Сангстер [475] рассматривает крупные участки хлоритизации ниже рудной залежи как типичную зону изменений. Эта зона содержит большое количество медной прожилковой руды. Участок хлоритизации, охватывающий как риолитовые порфиры вмещающих пород, так и андезитовые брекчии лежачего бока, обеднен Na₂O и SiO₂ и обогащен FeO (суммарное Fe), MgO и CaO по сравнению с неизмененными породами [298].



Рис. 66. Положение кордиерит-антофиллитовой зоны измененных пород на горизонте 600 рудника Коронейши, Саскачеван [655]. 1 — хлоритовая зона; 2 — поздний разлом и зона трециноватости; 3 — кислый интрузив; 4 — гнейсовая руда и забалансовая рудная минерализация; 5 — массивные сульфиды; 6 — кордиерит-антофиллитовая порода; 7 — вулканические лавы и туфы; 8 — породы с миндалекаменной текстурой; 9 — лавовые брекчии; 10 — гранатизация.

В наиболее интенсивно измененных участках андезитовые брекчии сложены тальком и хлоритом с подчиненными количествами доломита, стильпномелана, альбита, сфена и лейкоксена. Кислые породы интенсивно серицитизированы, а в наиболее сильно измененных зонах хлоритизированы. Хотя четкой картины минералогической зональности на руднике Флин-Флон не наблюдается, ассоциация измененных пород здесь в общем аналогична описанной для рудника Маттагами-Лейк [447].

На руднике Коронейши, расположенном приблизительно в 22 км к югозападу от рудника Флин-Флон, со стороны колчеданной залежи имеется отчетливая кордиерит-антофиллитовая зона шириной до 50 м (рис. 66), которую Уитмор [655] рассматривает в качестве метаморфизованной зоны хлоритовых изменений. Кордиерит-антофиллитовая зона и окружающие хлоритизированные базальты содержат прожилки и рассеянную вкрапленность халькопирита, пирита и пирротина. Установленная Уитмором природа этой ассопиании, как пролукта метаморфизма интенсивно хлоритизированной зоны изменений, генетически связанной с колчеданной залежью, имеет важное значение для интерпретации подобных минеральных ассопиаций на других колчеданных месторождениях. Например, проблемы образования аналогичных кордиерит-антофиллит-жедритовых пород на руднике Рёдхаммерен в каледонидах Норвегии [373, 364] могут быть решены путем сравнения этих пород с описанными Фрёузе. Сходные породы встречаются в Манитувейдже, Онтарио [426, 263]; как было указано выше, метаморфизованные ассоциации измененных пород характерны для многих месторождений Норанды [287, 456, 444]. Кордиерит-антофиллитовые линзы, встречающиеся в горизонтах сульфидов на месторождении Шерридон, Манитоба [151], могут представлять собой переотложенный измененный материал, который сформировался первоначально в трубообразной колонне и был механически перемещен вместе с сульфидами. Таким образом отнесение кордиерит-антофиллитовых зон к потенциальным рудным горизонтам в районах интенсивного проявления метаморфизма может оказаться полезным поисковым признаком.

На руднике Андерсон-Лейк в Сноу-Лейк, Манитоба, имеется трубообразная колонна измененных пород, очень сходная с аналогичными образованиями в районе Норанда [638]. Трубообразная колонна измененных пород на этом руднике особенно заметна вследствие развития в ее пределах специфических метаморфических ассоциаций. Кроме того, трубообразные колонны на рудниках Андерсон и Сталл распространяются по направлению к низам стратиграфического разреза, смыкаясь с нижележащими субогласными зонами измененных пород.



Рис. 67. Схематическая реконструкция трубообразных и нижезалегающих согласных зои измененных пород на руднике Андерсон-Лейк, Сноу-Лейк, Манитоба, показывающая их главные минералогические и химические особенности [638].

Трубообразная колонна измененных пород на руднике Андерсон-Лейк целиком находится в риолитах (рис. 67). Она была перемещена субпараллельно по отношению к рудному горизонту, однако сохранила хорошо развитую минералогическую и химическую зональность: в ее центральной части присутствуют магнезиальный хлорит, биотит, кианит, а непосредственно на контакте с рудным телом располагается узкая зона сульфидных прожилков. Хлоритовая зона протягивается почти на километр от сульфидного горизонта к месту ее соединения с нижележащей субсогласной зоной измененных порол. описанной ниже. Самая широкая часть трубы находится непосредственно под массивными рудами, и здесь хлоритовое ядро окружено зоной мусковитовых сланцев, рассматриваемых Уолфордом и Франклином [638] в качестве внешней серипитовой зоны, идентичной описанной Риверином и Ходжсоном [444] в Норанде. Вся колонна окружена трудно идентифицируемыми ставролитовыми риолитами; ставролит считается метаморфическим эквивалентом железистого хлорита. Большинство пород в трубообразной колонне обеднены Na_oO, CaO и стронцием; ставролитовая зона отличается сильно варьирующим содержанием Na₂O, но стронцием обеднена повсеместно.

Нижележащая субсогласная зона измененных пород (рис. 67) имеет мощность несколько сотен метров, вытягиваясь в длину по меньшей мере на 2 км. В месте сочленения с трубообразной колонной измененных пород она состоит из магнезиального хлорита и кианита со ставролитом и альбитом или без них. В стороны от этого участка вышеуказанная ассоциация сменяется на хлоритовую (± ставролит), а на расстоянии 1 км от него залегают ставролитовые риолиты. В нижней согласной зоне измененных пород сульфидные минералы сравнительно немногочисленны. Большая часть этой зоны обеднена натрием и кальцием, однако в месте сочленения наблюдается обогащение натрием; фактически все измененные породы обеднены стронцием.

Уолфорд и Франклин [638] полагают, что как в нижележащей согласной зоне, так и в трубообразной колокне измененных пород имеется дометаморфическая зональность состава, выражающаяся в переходе от железистого хлорита (?) в менее интенсивно измененных зонах к магнезиальному хлориту в центральной части зоны измененных пород. Эти авторы считают, что зональность отражает переход от сравнительно высоких температур в сильно измененных зонах к пониженным температурам в богатых железом зонах.

Каледониды. Хотя интенсивные деформации и метаморфизм на этих месторожлениях сильно затушевывают эффекты первичных изменений, большинство месторождений в дежачем боку обнаруживают минеральные ассопиации, которые могут рассматриваться в качестве пролуктов изменений. Например, Нильсен и Мукердки [376] отмечают, что на рудниках Квикне в районе Тронхейм, Норвегия, боковые породы месторождения обеднены минералами кальция и обогашены магнезиально-железистыми амфиболами. «образовавшимися за счет роговой обманки и биотита». В ассоциации боковых пород представлен также квари. Мортон [364] рассматривал антофиллит-кордиеритовые породы на руднике Рёдхаммерен в качестве пород зоны изменений. Некоторые месторождения, такие, как Рёстванген в центральной части района Квикне, обнаруживают очень небольшие зоны изменений [459]; вместе с тем на руднике Киллингдаль [460] массивная руда окружена кварц-мусковитовыми сланцами. Эта зона характеризуется отсутствием полевого шпата и обеднением Na.O: она содержит более 15% сульфилной вкрапленности и полстилается хлоритовыми сланцами, сложенными магнезиальным хлоритом [460], биотитом и кварцем и обедненными альбитом. Солержание К "О увеличивается по направлению к мусковитовой зоне, а слабая вкрапленность сульфидов приурочена к хлоритовой зоне. В северном окончании главного рудного тела последняя зона находится в прямом контакте с массивной рудой. Захриссон [670] охарактеризовал изменение кварцевых кератофиров, ассоциирующихся с рудными телами Стекеньокк, как процесс сопровождавшийся разрушения альбита. vвеличением отношения К "O/(К "+Na"O). Елсвик [170] приводит описание отчетливой зоны измененных пород на колчеданном месторождении Скурувас в районе Гронг. Она сложена хлоритом, серицитом, кварцем и сульфидами, образовавшимися за счет разложения альбита, эпидота и амфибола. Руи [460] рассматривает все эти зоны измененных пород в качестве продуктов гидротермальной деятельности, сопровождавшей рудообразование. Он полагает, что и продукты изменений, и сульфиды образовались эпигенетически вследствие метасоматического замешения в ходе завершающей стадии каледонского метаморфизма и дислокаций. Однако удивительное сходство этих измененных пород с наблюдаемыми на большинстве колчеданных месторождений медно-цинкового типа может указывать на их сингенетическое происхождение.

Маденкой, Турция. По мнению Кагатея и Бойла [54], околорудные изменения на месторождении Маденкой наложены как на дацитовые туфы лежачего бока, так и на пачки мафических туфобрекчий, пемзовых туфов и потоки основных лав висячего бока. В лежачем боку присутствует ассоциация измененных пород (зона 3 по Кагатею и Бойлу [54]; рис. 68), представленная иллитом или серицитом, каолинитом, доломитом, сидеритом и пиритом. Породы обычно силицифицированы, а полевой шпат, как правило, разложен. Изменения пород непосредственно в висячем боку (зона 2) заключаются в появлении каолинита, смешанослойных серицит-монтомориллонитовых глин, доломита и переменных количеств монтмориллонита; полевой шпат частично изменен. Выше зоны 2 находится зона слабо измененных мафических пород (зона 1), содержащая монтмориллонит, кальцит, каолинит, иллит и неравномерно рассеянный хлорит. В этой зоне присутствует переменное количество обычно слабо измененного полевого шпата; она характеризуется натриевым и кальциевым метасоматозом. Пемзовые туфы обеих зон висячего бока (1 и 2) гематитизированы. По сравнению с большинством



Рис. 68. Расположение главнейших зон измененных пород на руднике Маденкой, Турция, показанное на идеализированном поперечном разрезе месторождения. Зона I: монтмориллонит — кальцит ± каолинит ± иллит; зона II: каолинит — смешанослойный серицит-монтмориллонит — доломит ± монтмориллонит; зона III: иллит или серицит каолинит — доломит — пирит. В зоне III редкой косой штриховкой вправо показана зона штокверково-вкрапленных руд ([54], любезно предоставлено Бойлом, Геологическая служба Канады).

медно-цинковых месторождений изменения на месторождении Маденкой являются необычными вследствие отсутствия здесь больших количеств хлорита и широкого развития в лежачем боку серицита и сидерита. В известной мере они напоминают изменения в породах лежачего бока, наблюдающиеся в Маттаби [142], где кремнезем и повсеместно развитые сидерит и серицит составляют преобладающую часть минералов измененных пород лежачего бока. Зоны висячего бока в целом аналогичны наблюдаемым на месторождениях Куроко (см. ниже). Зона 2 Маденкоя сопоставима с серицит-хлоритовой зоной висячего бока, непосредственно перекрывающей руды Куроко, а зона 3 является в известной мере аналогом анальцим-кальцитовой зоны, расположенной над серицит-хлоритовой зоной и примыкающей к ней [246].

Месторождения, залегающие в офиолитовых толщах Кипра, Ньюфаундленда и Италии, обнаруживают аналогичные ассоциации в измененных породах. Константиноу [76] приводит великоленное описание минерального состава измененных нижних подушечных лав на Кипре. С помощью многочисленных изотопных анализов и исследования флюидных включений в таких зонах [208, 564, 565, 567, 568] определены температура и состав рудообразующих флюидов.

Минералогически измененные породы отличаются от неизмененных нижних подушечных лав. Базальты, содержащие сульфидные прожилки, лишены плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и большинства цеолитовых минералов. Измененные породы содержат большое количество кварца, замещающего плагиоклаз и пироксен, а также халцедон, развивающийся по стекловатому матриксу базальтов. Хлорит весьма обычен, а иллит встречается постоянно, но в малых и варьирующих количествах.

Химические изменения, описанные Константиноу [76], выражаются в потере большей части CaO и Na₂O даже в слабо измененных лавах; K₂O обычно также теряется. Периферическая слабо измененная зона обогащена MgO, но там, где за счет сульфидизации хлорита (и магнетита) образуется пирит, наблюдается обеднение этим компонентом; из лав выщелочено некоторое количество алюминия. Увеличение содержания кварца в зоне измененных пород вовсе не свидетельствует об увеличении содержания кремнезема; последний фактически не привносился в породу, а просто перераспределялся в ней, высвобождаясь из базальтов в процессе гидротермального изменения.

Зоны измененных порол, аналогичные наблюлаемым на месторожлениях Кипра, обнаружены на месторождениях Уэльсбек [17] и Йорк-Харбор [117]. залегающих в ордовикской офиолитовой свите западного Ньюфаунпленда. Бачински [17] зафиксировал в Уэльсбеке замешение альбита кварцем и развитие железистого хлорита: серинит распреденалесь неравномерно, о чем свидетельствует неравномерное обогащение К .О. Кальцит в Уэльсбеке присутствует в небольших количествах; породы лежачего бока обелнены Na.O и СаО: месторожление в пелом и его зоны изменений повсеместно метаморфизованы до зеленосланцевой ступени. В общем аналогичные изменения описаны Льюком и Хатчинсоном [119] на месторождении Йорк-Харбор. однако эти авторы отмечают, что породы в непосредственном контакте с массивной рудой, а также отдельные участки внутри руды интенсивно хлоритизированы; эти зоны содержат немного плагиоклаза. Лавы лежачего бока вокруг зон хлоритизации солержат сульфилные прожилки с кварцем и кальпитом и сложены сильно измененным полевым шпатом, хлоритом и эпилотом. Химические данные, представленные Льюком и Хатчинсоном [119]. свилетельствуют об общей потере CaO и сильно варьирующем содержании Na_•O в измененных давах.

В целом в зонах измененных пород непосредственно под колчеданными залежами офиолитовой ассоциации наблюдается повсеместное разложение иолевого шпата, а также определенный привнос и перераспределение MgO и FeO с образованием хлорита. Серицит является распространенным акцессорием, однако ясной картины его зонального распределения по отношению к хлориту, как это отчетливо выражено на месторождениях Норанды [444], здесь не наблюдается.

В породах лежачего бока месторождений кипрского типа нижняя субсогласная зона измененных пород отсутствует. Однако, согласно Спунеру и Файфу [566], повсеместный метаморфизм пород нижней части офиолитового разреза в восточной Лигурии, Италия, является признаком существования подводной геотермальной системы; по данным этих авторов, лавы описываемой толщи с увеличением глубины обнаруживают признаки прогрессивного метаморфизма. Аналогичный прогрессивный метаморфизм четко выражен в лавах Кипра [157]. Спунер и Файф отмечают, что в верхней части толщи, развитой в восточной Лигурии, главные минералы измененных пород представлены смектитом, кальцитом и гематитом, с глубиной смектит замещается хлоритом, кальцит из главного минерала становится акцессорным, а гематит исчезает в основании разреза. С прогрессивным термальным метаморфизмом Спунер и Файф связывают появление эпидота, актинолита и, безусловно, магнетита и горнблендита. Кальциевый плагиоклаз в породах спилитовой ассопиации повсеместно альбитизирован. Кроме того, эти исследователи наблюдали жилы, сложенные в их краевых частях измененными породами, представленными высокотемпературными минеральными ассоциациями. Такие жилы секут все метаморфические зоны в подушечных лавах. По мнению Спунера и Файфа, данные жилы служили проводниками высокотемпературных флюидов.

Спунер и Файф [566] полагают, что метаморфическая ассоциация, развитая лишь в 300-метровом стратиграфическом интервале ниже первичной иоверхности раздела порода — морская вода, образовалась в температурном интервале от 180 до 400 °C. Такой исключительно крутой метаморфический градиент они объясняют существованием конвективной геотермальной системы, в которой морская вода просачивалась вниз, в толщу пород, нагревалась, приходила в частичное равновесие с породами, в конечном счете скапливалась и перемещалась по системе трещин. Флюнды, поступавшие по системе тре-



Рис. 69. Идеализированный поперечный разрез четырех главных зон измененных пород, окружающих массивные сульфидные залежи Куроко [534]. Косая штриховка — залежь сульфидных руд. Зона I: монтмориллонит, цеолиг и кристобалит; зона II: серицит, смешанослойный серицит-монтмориллонит, железомагнезиальный хлорит, альбит, калиевый полевой шпат и кварц; зона III: серицит, смешанослойный серицит-монтмориллонит и магнезиальный хлорит; зона IV: кварц и серицит.

щин, могли подниматься до медноколчеданных рудных тел, ассоциирующихся с вулканическими породами верхней части разреза в западной Лигурии [674]. Таким образом, в местах распространения офиолитов функционировал нестатичный резервуар.

Месторождения Куроко дают редкую возможность изучать неметаморфизованные изменения. Измененные породы подразделяются на четыре минералогические зоны (рис. 69); минеральные ассоциации в общем не зависят от типа материнских пород [534, 245, 246, 310].

Сиродзо [534] приводит следующее описание четырех зон. В зоне 4 под рудной залежью интенсивно измененные породы сильно силицифицированы, содержат много серицита и очень мало хлорита. В общем случае эта зона окружает кремнистые руды. Зона 3 (серицит — магнезиальный хлорит монтмориллонит) не только окаймляет верхнюю часть зоны силицификации, но также окружает рудное тело. Ее мощность над черными рудами составляет лишь несколько метров. Здесь эта зона представлена смешанослойными серицит-монтмориллонитовыми глинами. Она также фиксируется под черными рудами в виде субсогласного тела, частично накладывающегося на зону гипсовых руд. Кварц для этой зоны нехарактерен. Серицит совместно с хлоритом встречаются ниже массивных руд, а зона со смешанослойными серицит-монтмориллонитовыми глинами находится на продолжении серицптовой зоны по латерали. Для железистых зон, перекрывающих черные руды, обычен железомагнезиальный хлорит. Как правило, хлорит рассеян среди пород лежачего бока, но образует также локальные сплошные линзы. Полевой шпат отсутствует как в зоне 3, так и в зоне 4; он представлен лишь псевдоморфными овоидами, выполненными пиритом, кварцем, гипсом и ангидритом [245].

Зона 2 [543] сложена серицитом, смешанослойным серицит-монтмориллонитом, железомагнезиальным хлоритом, альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Она не только окаймляет зоны 3 и 4 под рудной залежью, но и образует обширную грибообразную покрышку над черными рудами (рис. 69). Эта зона представляет собой самую внешнюю часть тела измененных глинистых пород и протягивается более чем на 200 м над рудными телами и на 1—3 км по латерали от них [245]. В участках развития смешанослойных глинистых минералов первичный плагиоклаз замещен калиевым полевым шпатом и кварцем [245]. Альбит частично может быть аутигенным [258]. Монтмориллонит с подчиненным кристобалитом встречаются во внешней части зоны 2, замещая стекло и обломки в туфах [245].



Рис. 70. Илеализированный региональный профиль через зоны измененных пород в районе Хокуроку. Зоны измененных пород II - IV. изображенные на рис. 69, на этой диаграмме представлены серицит-хлоритовой зоной без плагиоклаза [246]. 1 — четвертичные отложения: 9 клиноптилолит-морненитовая зона: 3 — анальцим-кальцитовая зона: 4 — монтмориллонитовая и переходная зоны: 5 -- серицит-хлоритовая зона с плагиоклазом; 6 серицит-хлоритовая зона без плагиоклаза.

Зона 1 является цеолитовой; она сложена по крайней мере тремя ассоциациями, располагающимися грубо зонально по отношению к месторожлению (рис. 70). Внутренняя (относительно месторождения) ассоциация анальцим — монтмориллонит — кварц + кальцит [258, 627, 245] — содержит частично измененный плагиоклаз [258]. Ее можно проследить на 7 км в Одате в бассейне Хокуроку; здесь ее мощность составляет, как правило. 150-250 м [245]. Анальцим-монтмориллонитовая ассоциация окружена ассоморденит — монтмориллонит — квари + смешанослойный пиапией серицит — монтмориллонит [627], которая является переходной между анальцимовыми породами и самой внешней областью развития клиноптилодитморденитовой ассоциации, которая отражает типичные пиагенетические изменения, устанавливаемые повсеместно в регионе развития зеленых туфов [257]. Абе и Аоки [2] экспериментально установили, что анальцим образуется за счет морденита в растворе со значениями рН, характерными для щелочной среды, при температурах 100-300 °С. Выше 300 °С образуется альбит. Они предположили, что анальцимовая зона, окружающая месторождения Куроко. могла образоваться при взаимодействии шелочных межслоевых растворов с существовавшими тогда цеолитсодержашими кислыми породами в интервале температур от 150 до 250 °С при поступлении тепла за счет эксгаляций и субмаринного вулканизма. Иидзима [246] обнаружил в цеолитовой зоне внутрислоевую воду со значениями рН, характерными для щелочной среды. Процесс образования самой внешней клиноптилолит-морденитовой ассоциации в целом затронул лишь стекловатую составляющую породы. Более интенсивно монтмориллонит развит в плотных стекловатых лавах [246]. Первичный полевой шпат не изменен. Эта ассоциация постепенно переходит вверх через монтмориллонит-кристобалитовую зону в неизмененные вулканические породы.

Химическое изучение (рис. 71) зон измененных пород [258, 246] показало, что в отдельных участках кварц-серицитовой зоны (зона 4) увеличивается содержание K_2O , сульфидного железа и кремнезема. В этой зоне, а также в серицит-хлоритовой зоне (зона 3) уменьшается содержание Na_2O и CaO. Содержание Al_2O_3 в этих зонах также может уменьшаться [258]. Зона 3 обогащена MgO и, более неравномерно, K_2O . Изменения в цеолитовой зоне выражаются в увеличении содержания MgO и CaO, а также в незначительной потере Na_2O и K_2O . В анальцимовой зоне может возрастать количество Na_2O [246]. Дате и др. [92] показали, что на руднике Фукадзава обедненная Na_2O зона лежачего бока имеет грубо концентрическую форму и окружает рудные залежи; диаметр ее равен примерно 2 км.

В целом околорудные изменения, характерные для месторождений Куроко, выражаются в развитии резко выраженных локальных зон, свя-



Рис. 71. Тренды изменений составов пород близ рудников Фукадзава (а) и Ивани (б), Япония. Как видно на диаграмме, увеличение степени изменения вызывает смещение фигуративных точек. 1 — неизмененная зона; 2 — цеолит-монтмориллонитовая зона; 3 — анальцимовая зона; 4 — хлорит-серицит-полевошпатовая зона; 5 — хлорит-серицитовая зона [258].

занных с месторождениями, и общирной цеолитовой зоны, расположенной над ними. В измененных породах лежачего бока наблюдается следующая зональность: серицит-кварцевое ядро последовательно окружено серицитхлоритовой и серицит-хлорит-альбитовой зонами. Цеолитовая зона, развитая вокруг этих месторождений, маркируется анальцимовой зоной, переходящей в стороны и вверх в менее измененные породы. Нижележащих субсогласных зон измененных пород в поясе зеленых туфов не установлено. Однако в районе Ханаока Такахаси и Суга [592] описали самую нижнюю формацию Менайтидзава, сложенную измененными андезитовыми породами, в которых мафические минералы превращены в хлорит и эпидот, а полевые шпаты в эпидот. Если принять во внимание крутой геотермальный градиент в бассейне Хокуроку, то можно считать, что эта ассоциация образовалась в ходе обычных процессов захоронения и, следовательно, не связана с гидротермальными изменениями.

Тасманская геосинклиналь. С рудными телами месторождений Розбери и Маунт-Лайелл связаны зоны интенсивной силицификапии. Братуейт [49] отмечает, что зона верхних сланцев лежачего бока в Розбери обычно представлена массивными силицифицированными породами, сложенными кварцем и серицитом. Хлорит встречается в виде отчетливых линз, обычно располагающихся ниже зоны силицификации; полевой шпат в этих зонах отсутствует. Рудные тела Маунт-Лайелл находятся в интенсивно измененных породах, постепенно переходящих от кварц-серицитовых, с которыми ассопируются прожилковые и вкрапленные сульфидные руды, к вышележащим серицит-кварц-хлоритовым и, наконец, к альбитсерицит-хлоритовым породам [434, 641]. Измененные породы в Вудлоне отчетливо более хлоритовые, чем на других упоминавшихся месторождениях Тасманской геосинклинали. Петерсен и Ламберт [413] разделили их на четыре зоны (рис. 72). Зона 1, непосредственно граничащая с массивной рудой, сложена хлоритовыми сланцами и хлоритизированными вулканическими и осадочными породами и кремнями; отмечается обеднение кальцием, натрием и стронцием. Петерсен и Ламберт [413] сопоставляют зону 1 с кремнистыми штокверковыми зонами месторождений Куроко; однако такое сопоставление приемлемо лишь частично, поскольку рассматриваемая зона в Вудлоне содержит значительно больше хлорита, чем кремнистые штокверковые зоны,



Рис. 72. Схематический разрез через реконструированную «недеформированную» рудную залежь Вудлон и вмещающие ее породы, показывающий простое расположение главнейших типов пород и различных зон измененных пород. І — хлоритовые сланцы, кремни, интенсивно измененные вулканические породы с заметным количеством массивных и прожилково-вкрапленных сульфидов; ІІ — кварц-серицит-хлоритовая зона измененных пород, полевой шпат и первичные жслезоматнезиальные минералы отсутствуют, а пирит широко распространен; ІІІ — кварц-серицит-альбит-хлоритовая зона измененных пород, мелкие прожилки и рассеянная скрапленность пирита, подчиненный калиевый полевой шпат; ІV — зона умеренно измененных пород с кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, серицитом и хлоритом [413]. І — массивные руды; 2 — прожилково-вкрапленная зона; 3 — граница распространения измененных пород; 4 — глинистые сланцы и туфы; 5 — кварцевые порфироиды; 6 — грубозернистые лититовые туфы; 7 — поверхность, соответствующая времени отложения массивной руды.

непосредственно подстилающие руды Куроко. Зона 2 в Вудлоне окаймляет зону 1 и сложена кварцем, серицитом, хлоритом, менее распространенным пиритом с примесью халькопирита, сфалерита и галенита в виде прожилковой минерализации. По сравнению с неизмененными кислыми вулканическими породами здесь отмечается увеличение содержания магния и уменьшение содержания натрия, кальция и стронция. Петерсен и Ламберт [413] сопоставляют ее с зоной развития серицита и Mg-хлорита на месторождениях Куроко. В обеих зонах 1 и 2 полевой шпат отсутствует. Зона 3 располагается в центральной части толщи вулканитов южнее рудного тела: она сложена кварцем, серицитом, альбитизированным плагиоклазом, хлоритом, примесными сульфидами и калиевым полевым ппатом. По мнению Петерсена и Ламберта [413], эта зона образовалась в результате «особых поверхностных процессов изменения и/или диагенетических изменений погребения в субмаринной среде». Зона 4, находящаяся выше и ниже зон 2 и 3, содержит кварц, альбит, калиевый полевой ппат, серицит и хлорит. Петерсен и Ламберт [413] сравнивают ее с внешними полевошпатсодержащими глинистыми зонами и с региональными цеолитовыми зонами Куроко.

Петерсен и Ламберт [413] выдвинули предположение о близком сходстве измененных пород в Вудлоне и на месторождениях Куроко. Однако существуют два очевидных различия, которые не находят объяснения: измененные породы лежачего бока являются значительно более хлоритовыми, чем на месторождениях Куроко; зональность в Вудлоне может быть обратной с кварц-серицитовой ассоциацией, окружающей хлоритовую ассоциацию. Интенсивная деформация, а также, возможно, латеральное перемещение руды и хлоритовых пород от центра эманаций могли замаскировать действительную картину зональности.

Нью-Брансуик. Хотя свинцово-цинково-медные месторождения рудного узла Батерст сравнимы количественно и по размерам с месторождениями таких районов, как пояс зеленых туфов Японии, и хотя суммарные запасы руд в них больше, чем в месторождениях Тасманской геосинклинали, связанные с ними измененные породы изучены менее детально. Интенсивные деформации, которым подверглось большинство месторождений, затушевали первичные пространственные соотношения между зонами измененных пород и массивными рудами. Ямбор [259] описал ясно различимые дискордантные штокверковые тела измененных пород на месторождениях Брансуик № 6 и 12, Рестигуш и Честер. Он указывает, что менее отчетливый штокверк продуктов изменения встречен в Девилс-Элбоу, а все остальные месторождения представляют собой либо стратиформные линзы, лишенные как прожилковой минерализации, так и существенных зон измененных боковых пород (и, следовательно, являются дистальными месторождениями), либо стратиформные линзы с отчетливыми зонами измененных пород, залегающих, однако, согласно с породами лежачего бока. Последняя группа не обнаруживает минерализации прожилкового типа, но содержит небольшую сульфидную вкрапленность в хлоритизированных породах лежачего бока.

Гудфеллоу [173, 174] отмечает, что измененные породы на месторождении Брансуик № 12 образуют две отчетливые зоны. Зона интенсивно измененных пород непосредственно подстилает рудную залежь и содержит сульфидный штокверк. Она характеризуется повсеместной силицификацией и туфов, и осадочных пород, проявляющейся в первую очередь на контакте массивных сульфидных руд с осадочными породами и туфами лежачего бока, и прослеживается более чем на 30 м в сторону лежачего бока. Ореольная зона, окаймляющая зону развития интенсивных изменений, является существенно хлоритовой. Гудфеллоу [173, 174] установил, что в ореольной зоне концентрация магния выше, чем в зоне интенсивно измененных пород; полевые шпаты в интенсивно измененных породах отсутствуют. В целом околорудные пзменения, характерные для залежи Брансуик № 12, аналогичны изменениям, отмеченным на месторождениях Куроко.

Изучение изотопов

Изучение как стабильных, так и радиогенных изотопов способствует совершенствованию генетической модели колчеданных месторождений. Стабильные изотопы серы, кислорода, углерода и водорода использованы для определения источника металлоносных гидротермальных флюидов, температуры образования флюидов и осаждения сульфидов, механизма образования восстановленной серы колчеданных месторождений. Изучение радиогенных изотопов, в первую очередь рубидия, стронция и свинца, также было использовано для определения источника металлов и гидротермальных растворов. В будущем важное генетическое значение может приобрести изучение изотопов селена, теллура, осмия и иридия, однако таких исследований выполнено мало, а геологическая основа для интерпретации этих изотопов, обеспечивающая получение дополнительных данных, разработана слабо. Итак, использование радиогенных изотопов для определения возраста боковых пород колчеданных месторождений надежно обосновано и не требует более подробных комментариев.

Изотопы серы. Систематизация данных по изотопам серы была недавно осуществлена Омото и Раем [388]. Эта работа, а также множество других подобных статей [464, 477, 384] обеспечивают широкий обзор как теоретических аспектов, так и прикладных сторон использования изотопного анализа серы на разнообразных месторождениях. Изучение изотопов серы было использовано в следующих направлениях:

1. Для определения температуры отложения сульфидов. Сакаи [469], Бачински [17], Тадж и Тод [613] установили, что фракционирование изотопов серы между различными сульфидами или между определенными сульфидом и сульфатом зависит от температуры.



Рис. 73. Изотопные составы серы некоторых колчеданных месторождений. Заштрихованные гистограммыизотопные составы серы в сульфидах, незаштрихованные — в сульфатах; стрелками показаны изотопные составы серы в сульфатах морской воды соответствующего возраста. Данные заимствованы из сле-[309] - для дующих источников: Биг-Стабби, Нортместорождений Пол; [515] — Саут-Бей; [79, 330] — Норанда; Дж. М. Франклин (неданные) — Геко: опубликованные [436] — Шеллефте; [638] — Андер-(456) — Пеллефіе, (655) — Андер-сон; [554] — Розбери, Маунт-Лай-елл; [615, 329, 328] — Нью-Бран-суик; [17] — Нотр-Дам-Бей; [159] — Сулихьельма; [277, 273] — Бесси, Куроко; [241, 268] — Кинр; [441] — Раул.

2. Для определения механизма отложения сульфидов. Кадзивара [273] и Омото [384] определили влияние изменения f_{O_2} и pH на изотопный состав серы в ее водных формах.

3. Для определения происхождения серы. Образование восстановленной серы, необходимой для осаждения сульфидных минералов, приписывалось процессу восстановления сульфатов морской воды [473, 273], магматической сере [249] или конгруэнтному выщелачиванию серы из подстилающих пород [388].

Изотопный состав серы колчеданных месторождений, как правило, обнаруживает сравнительно узкий интервал значений (рис. 73): однако каждый сульфидсодержащий пласт на руднике Раул в Перу характеризуется особым. только ему свойственным изотопным составом серы и разбросом его значений [441]. В пределах отдельных месторожлений отмечено прогрессивное изменение изотопного состава серы с изменением типа руды или ее стратиграфического положения (напр., Куроко [273]). Таким образом, диапазон изменений изотопного состава серы, обнаруживаемый для отдельных месторожлений, обусловлен вариациями в типах руд (например, прожилковые и вкрапленные руды по сравнению с массивными); каждый тип руд обычно имеет значительно более узкий интервал значений изотопного состава. На большинстве месторождений либо изотоцный состав серы сульфидов очень близок к изотопному составу серы первоначально выбранного стандарта — троилита из метеорита Каньон-Дьябло, либо сульфидные минералы обогащены изотопом ³⁴S (положительная величина δ^{34} S). Сульфатные минералы (барит. гипс и ангидрит) обычно заметно обогашены тяжелым изотопом серы по сравнению с сульфидами; они сходны по изотопному составу серы с генетически связанными с ними морскими волами. хотя и несколько отличаются от последних.

Докембрийские месторождения. Большинство аналитических данных по докембрийским месторождениям Канады, Фенноскандии и Австралии удивительно единообразны (рис. 73). Они указывают на средний изотопный состав, приближающийся к $0^{0}/_{00}$ (близкий к мантийному составу), и очень узкие интервалы вариаций (приблизительно в $2^{0}/_{00}$). Например, рудные сульфиды архейского месторождения Саут-Бей в северо-западном Онтарио обнаруживают среднее значение $0,9^{0}/_{00}$ и диапазон колебаний в $2^{0}/_{00}$. Однако графитовые сланцы, местами перекрывающие рудную зону, имеют средний изотопный состав — 6,6% [515]. Разброс составов большей частью обусловлен изотопным фракционированием между парами сульфидов, хотя отмечаются также некоторые систематические отклонения, связанные с типом руды и ее стратиграфическим положением.

Метод определения температур по равновесным кривым фракционирования для докембрийских месторождений может быть использован лишь ограниченно. По данным Секкомба [515], если сравнивать изотопные составы сульфидных пар на руднике Саут-Бей с теоретически рассчитанными порядками фракционирования, то различия в порядках являются обычными. Согласно подсчетам Ласка и др. [330], для колчеданного месторождения Кёмон характерны температуры от 220 до 440 °С, причем более высокие температуры были получены для образцов, отобранных близ диабазовых даек. По мнению Ласка и его соавторов, эти температуры связаны с региональным и контактовым метаморфизмом, поскольку нарушение изотопного равновесия обусловливает разброс наблюдаемых температур. Мы располагали очень небольшим объемом данных по сульфатным минералам из колчеданных месторождений. Несколько образцов ангидрита из прожилковой зоны рудника Геко имеют средний изотопный состав +10,0% (Дж. М. Франклин, неопубликованные данные), а средний изотопный состав ангидрита из прожилкововкрапленной зоны рудника Андерсон-Лейк [638] равен приблизительно 50/00. Средние изотопные составы сосуществующих сульфидов из этих месторождений равны примерно 0,5% (среднее по двум образцам) и 1,5% (среднее по двум образцам) соответственно. К сожалению, оба месторождения сильно метаморфизованы, что затрудняет интерпретацию полученных данных.
Из баритовых и колчеланных залежей блока Пилбара. Австралия [309]. были проанализированы как барит, так и сульфилные минералы. Месторожления нахолятся срели мафических и ультрамафических вулканических пород и ассопиирующихся с ними осадочных образований группы Уэрравуна — слабометаморфизованной толщи, имеющей возраст 3450 млн. лет [220. 485, 120, 415]. Барит встречается также в горной местности Барбертон. Южная Африка [630, 210], и в архейских зеленокаменных поясах Зимбабве [409]. Ламберт и др. [309] сравнили данные, полученные для рудопроявлений Барбертон, с данными по баритовому рудопроявлению Норт-Пол и колчепанному рулопроявлению Биг-Стабби блока Пилбара (рис. 73). Как жильные, так и массивные баритовые руды Норт-Пол обнаруживают очень узкий диапазон колебаний изотопного состава серы и сходны в этом отношении с баритом из Барбертона. Олнако сера барита колчеланного месторожления Биг-Стабби, залегающего в вулканических толшах, имеет более тяжелый изотопный состав по сравнению с серой барита из Норт-Пола [309]. Хотя сульфилы рудопроявлений Норт-Пол и Биг-Стабби имеют илентичный средний изотопный состав серы, образцы из Норт-Пола обладают более широким разбросом значений по сравнению с образпами из Биг-Стабби. Ламберт и др. [309] считают, что сульфаты на рудопроявлении Норт-Пол образовались за счет окисления восстановленной серы, возможно, бактериями или при фотолизе водяного пара. Вслед за Данлопом [120] они говорят о возможности баритизации первичного гипса в Норт-Поле, а барит Биг-Стабби рассматривают как прямой пролукт вулканических эксгаляций.

Секкомб [515] на месторождении Учи обнаружил закономерное изменение изотопного состава серы от подошвы к кровле массивных рудных тел; аналогичные данные были получены для месторождения Милленбах Кумером и Шварцем [79]. В ходе обоих исследований было выявлено очень слабое уменьшение $\delta^{34}S$ по направлению к кровле.

Палеозойские месторождения. По сравнению с докембрийскими месторождениями изотопные составы серы месторождений района Батерст колеблются в очень широком диапазоне (рис. 73) [328, 615]. Однако отдельные месторожденияхарактеризуются значительно более узким диацазоном колебаний изотопного состава серы. Например, сера из пирита рудного тела Хит-Стил B-1 (δ³⁴S) имеет средний изотопный состав, равный 14,3% (стандартное отклонение 0,87% (0) и диапазон колебаний изотопного состава от 12,4 до 16,3% по изотопному составу серы месторождения района подразделяются на две отчетливые группы (рис. 73): месторождения юго-восточной части района (Брансуик № 6 и 12, Хит-Стил и Мидл-Ривер), которые характеризуются более тяжелым изотопным составом (среднее значение равно приблизительно 16% и месторождения центральной и северной части района, которые отличаются более дегким изотопным составом (среднее значение около 70/00). Отдельные месторождения в западной части района (Марри-Брук, Девилс-Элбоу) занимают промежуточное положение между двумя вышеуказанными группами. Ласк [328] разделил месторождения на пять групп, каждая из которых характеризовалась относительно однородным изотопным составом. По его мнению, образование месторождений в каждой группе происходило в близких условиях. Различия в средних изотопных составах серы удивительны в свете того факта, что месторождения в общем занимают очень узкий стратиграфический интервал.

Ласк [328] показал, что в рудном теле А1 месторождения Хит-Стил сера изотопически становится легче по мере увеличения расстояния от лежачего бока (рис. 74). Изотопные составы сульфидных пар согласуются с условием равновесия или приближаются к нему. Используя уравнение Омото и Рая [388], Ласк и Кроккет [329] получили для этих равновесий температуры от 347 до 357 °C, которые, по их мнению, обусловлены метаморфизмом.



Рис. 74. Изменение изотопного состава серы в породах месторождений Саканай, Япония [273], Хит-Стил, Нью-Брансуик [328] и Милленбах, Квебек [79]. На месторождениях Саканай и Хит-Стил величина δ^{34} S в целом уменьшается к верхам стратиграфической последовательности пород, а на месторождении Милленбах наблюдается крайне неравномерное изменение изотопного состава серы с максимальной величиной δ^{34} S в массивных цинково-колчеданных рудах. gn — галенит; ср — халькопирит; sp — сфалерит; ру — пирит.

Соломон и др. [554] отмечают прогрессивное утяжеление серы по изотопному составу от Маунт-Лайелла (прожилковая медная руда; см. раздел, посвященный описанию бассейна Садбери) к Розбери (пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовая массивная руда) и далее к Маунт-Фарреллу (галенитсфалеритовые жилы в осадочных породах и туфах). Разброс в изотопных составах на $5^{0}/_{00}$ для каждого месторождения аналогичен разбросу для отдельных месторождений Нью-Брансуика. Частично этот разброс обусловлен изотопным фракционированием серы между различными сульфидами. Сосуществующие сульфидные пары дают несомненные температуры фракционирования от 200 до 370 °C.

Для серы из пород района Сулихьельма, Норвегия, отмечаются в основном такие же изотопные характеристики, как и для серы из пород Нью-Брансуика и Тасмании [159]. Диапазон колебаний изотопного состава серы для всех месторождений этого района превышает $12^{0}/_{00}$, однако отдельные месторождения могут быть изотопически вполне гомогенными. Месторождение Якобсбаккен отличается сильным разбросом значений изотопного состава серы, однако для остальных месторождений разброс значений изотопного состава обычно не превышает $5^{0}/_{00}$ (рис. 73). В отдельных рудных телах наблюдается уменьшение величины δ^{34} S в сторону кровли, а также постоянство значений изотопного состава по латерали [159].

Районы развития офиолитов. Месторождения, локализованные в различных районах развития офиолитов, обнаруживают заметную разницу 10-01244 в изотопных составах серы. Спунер [564], ссылаясь на данные Джонсона [268], Хатчинсона и Серла [241], отмечает, что месторождения Кипра обладают однородным изотопным составом серы, средняя величина которого по 42 образцам пирита составляет $4,2^{0}/_{00}$. По данным Джонсона [268], ощутимой разницы между массивными, жильными, кавитационными и вкрапленными рудами не отмечается, однако может наблюдаться слабое различие в средних изотопных составах серы между отдельными месторождениями. Например, на месторождении Мусулус средний изотопный состав серы равен $6,4^{0}/_{00}$, тогда как на месторождениях Скуриотисса $(2,8^{0}/_{00})$ и Матиати $(3,4^{0}/_{00})$ сера изотопически более легкая. Тем не менее средний изотопный состав серы из сульфидов кипрских месторождений существенно отличается от предполагаемого среднего изотопного состава магматической серы (около $0^{0}/_{00}$). Спунер [564] полагал, что либо магматическая сера была контаминирована более тяжелой серой, либо рудообразующий флюид содержал лишь серу, восстановленную из сульфатов морской воды.

Бачински [17] сообщил о значительной вариации составов изотопов серы в месторождениях офиолитовой ассопиации района Нотр-Дам-Бей, Ньюфаундленд. Месторождения Тилт-Ков. Рендалл — Джекмен и Литл-Бей характеризуются сравнительно тяжелыми изотопными составами серы, а месторождения Литл-Дир и Уэльсбек — более легкими (рис. 73). Отдельные месторождения сильно различаются диапазоном колебаний изотопных составов серы: Литл-Бей и Уэльсбек — 3,9—6⁰/00, Тилт-Ков — 5,5—23⁰/00 (в среднем $\delta^{34}S = 17,5^{\circ}/_{00}$). Как и в месторождениях Кипра, сера месторождений района Норт-Дам-Бей по своему изотопному составу значительно отличается от магматической. Бачински [17] полагает, что природа восстановленной серы месторождений Литл-Бей, Тилт-Ков и Рендалл — Джекмен обусловлена восстановлением сульфатов ордовикской морской воды в условиях высоких температур. Причина отличия изотопных составов серы месторождений Уэльсбек и Литл-Дир неясна, хотя он считает, что более легкий изотопный состав серы этих месторождений мог быть следствием иной (более высокой) фугитивности кислорода fo, в зоне восстановления. Бачински не рассматривал возможности наличия различных источников серы для двух групп месторождений.

Тип Бесси или Кислагер. Данные по месторождениям типа Бесси [277] указывают на то, что каждое месторождение имеет в целом очень узкий диапазон колебаний изотопных составов серы. Сера всех месторождений в каменноугольных и пермских толщах имеет изотопный состав, очень близкий к $0^{0}/_{00}$, однако сера месторождения Симокава, локализованного в юрских породах, отличается более тяжелым изотопным составом, варьирующим от 8,0 до 9,5% . Кадзивара и Дате отмечают небольшое уменьшение содержания изотопа ³⁴S в сторону висячего бока рудных залежей Хитати (пермь) и Янахара (карбон).

На руднике Раул в Перу отсутствует ясно выраженная зона изменений; месторождение состоит из нескольких согласных линз массивных или вкрапленных сульфидов в метаморфизованных (верхняя зеленосланцевая — нижняя амфиболитовая фации) граувакках, алевролитах и андезитах. По геологической позиции и морфологии месторождение достаточно близко к месторождениям Бесси или Кислагер, что позволяет отнести его к этой группе. Изучение изотопов серы на руднике Раул [441] иллюстрирует два момента. 1. Равновесие сульфидных пар не достигнуто; наблюдаемый интервал колебаний температур, устанавливаемых по изотопам серы, равен 200—1000 °С, тогда как флюидные включения в кварце дают температуру 350 ± 10 °С. Это несоответствие Рипли и Омото относят за счет влияния метаморфизма. 2. Сульфиды каждой из четырех различных массивных и жильных групп обнаруживают различные средние изотопные составы серы. Более того, интервалы колебаний изотопных составов в каждой группе достаточно велики (от 0 до $+24^{0}/_{00}$) по сравнению с наблюдаемыми у серы из большинства колчеданных месторождений. Рипли и Омото полагают, что такой разброс изотопных составов явился результатом восстановления сульфатов морской воды при реакции с базальтами в условиях высоких, но сильно изменчивых температур (от 300 до 500 °C). Данные Рипли и Омото [441] позволяют сделать вывод, что влияние метаморфизма на изотопный состав серы невелико: первичные различия в изотопном составе серы между группами сульфидов не нарушаются и крупномасштабной изотопной гомогенизации при метаморфизме не происходит.

Месторождения Куроко. Изотопное исследование месторождений Куроко, как и их общее описание, может служить эталоном при изучении других месторождений. Кадзивара и Дате [277] показади, что месторождения Куроко характеризуются сравнительно узким интервалом колебаний изотопного состава серы. Например, пирит из концентратов руд из 10 месторождений имеет средний изотопный состав 4,73 ± 0,65% (277). Изотопное фракционирование между различными сосуществующими сульфидами близко к равновесию или является равновесным, однако в парах сульфид — сульфат равновесие явно не достигается [273]. Сульфатные минералы обнаруживают одинаковые изотопные составы ($22 \pm 1^{0}/_{00}$), близкие к значению, характерному для третичной морской воды. Используя данные Кадзивары и Кроуза [279], Кадзивара [273] рассчитал температуры равновесия 30 сульфидных нар для месторождений Саканай и получил значения от 190 до 363 °С при среднем значении 266 ± 42 °C. Для основной группы образцов, представляющих восемь месторождений Куроко, средняя температура составляет 277 ± 44 °C. Эта средняя температура ниже, чем определенная Урабе [625] по флюидным включениям в жильном кварце, присутствующем в черных рудах. В целом, однако, температуры, определенные по изотопному составу сульфидных пар. приблизительно согласуются с температурами, установленными по флюидным включениям. В отличие от наблюдаемого изменения температур, определенных по флюидным включениям в различных рудах, начиная от самых нижних прожилково-вкрапленных и кончая самыми верхними массивными черными. Кадзивара [273] не обнаружил такого рода различий в температурах, рассчитанных по изотопным равновесиям сульфидных пар. Однако он установил, что во всех сульфидных минералах сера из верхних горизонтов рудного тела имеет более легкий изотопный состав (рис. 74). Такое изменение изотопного состава он относит за счет увеличения кверху парциального давления кислорода Pos, pH или обеих величин одновременно при параллельном снижении температуры. Омото [384] указывает также, что на изотопный состав серы может влиять изменение суммарной ионной силы раствора.

Изучение изотопов кислорода, водорода и углерода. Изотопы кислорода и водорода долгое время являлись важным инструментом при определении температуры и природы минералообразующих флюидов. Совершенно очевидно, что главной составляющей рудообразующего флюида является вода, поэтому самый прямой путь определения состава и свойств этого флюида состоит в измерении изотопных характеристик продуктов взаимодействия вода — порода, т. е. измененных пород, ассоциирующихся с рудными залежами. Исчерпывающие систематические сводки по геохимии изотопов кислорода и водорода представлены Тейлором [600, 601, 602] и Уайтом [649, 652]. Систематизированные данные по изотопам углерода приведены в обзорах Омото и Рая [388], Рая и Омото [464] и Омото [384]. Подобно изотопам серы изотопы кислорода, водорода и углерода могут быть использованы для определения температуры равновесия между водой и минералами (или между парами минералов) и флюидным источником. Изотопы кислорода и водорода



Рис. 75. Изменение изотопного состава кислорода вкрест зон измененных пород на некоторых колчеданных месторождениях (по Бити и Тейлору, в печати, с любезного разрешения Бити, компания Noranda Ltd., Денвер).

используются также для определения отношения вода/порода в среде источника.

Изотопный состав флюидных включений в рудах месторождений Куроко изучался Омото и Раем [387]. Хаттори и Сакан [199, 200]. Писута-Арнондом и Омото [416]. Согласующиеся данные, полученные в результате всех этих исследований, показывают, что изотопный состав (δ^{18} O) рудообразующих флюндов очень близок к изотопному составу (б¹⁸О) морской воды, а бD несколько ниже. По сравнению с метеорными водами флюидные включения характеризуются гораздо более высокими значениями δ¹⁸О и δD. Из очень большого числа существующих вариантов интерпретации этих данных, по-видимому, наиболее подходящим является механизм смешивания циркулирующей в породе морской воды с меньшим, однако существенным количеством поступающей метеорной воды, нагретых до 200—300 °С. Писута-Арнонд и Омото [416] установили, что изотопный и химический составы флюидных включений очень близки к составу флюида, полученного экспериментально при взаимодействии морской воды с риолитами (или дацитами) в интервале температур 200—350 °С. Исходя из этого, они высказали предположение, что рудообразующие флюиды Куроко образовались в результате взаимодействия морской воды с риолитами при высоких температурах. Все флюидные включения по своему составу являются жидкими однофазовыми, что свидетельствует об отсутствии вскипания при осаждении сульфидов.

Грин и др. [180] определили изотопный состав кислорода δ^{18} О из вулканических пород, расположенных на расстоянии 9 км от рудника Фукадзава, и обнаружили наличие вертикальной и латеральной зональности в распределении значений δ^{18} О вокруг рудных залежей, параллельной зональности измененных пород (рис. 75). В зоне интенсивных серицит-хлоритовых изменений значения δ^{18} О колеблются от 5 до $9^{0}/_{00}$, в менее измененной монтмориллонитовой зоне — от 9 до $15^{0}/_{00}$, в вулканических породах цеолитовой фации — от 15 до $21^{0}/_{00}$. Подобный изотопный состав ($8,0 \pm 1,2^{0}/_{00}$) для измененной зоны рудного тела Увамуки отмечался Хаттори и Сакаи [201]. Однако они не обнаружили региональной зональности в распределении значений изотопного состава; менее измененные породы, окружающие кремнистые штокверковые руды, по их данным, характеризуются аналогичным и постоянным составом. Вместе с тем железистые кварцевые породы висячего бока (слои Тецусекиеи), описанные Мацукумой и Хорикоси [351], имеют отчетливо иной состав (от 10 до 19⁰/₀₀).

Рипли и Омото [442] нашли, что на руднике Раул с егометаморфизованной пологой пластовой рудной залежью распределение изотопов кислорода, обусловленное метаморфизмом, отличается от первичного распределения, связанного с процессом гидротермального рупообразования. Хотя б¹⁸О-состав магнетита изменяется в зависимости от стратиграфической позиции, в парах квари — магнетит сохраняются изотопные отношения, характерные для рудоотложения; рассчитанные по этим отношениям температуры (380-410 °C) согласуются с температурами, полученными по флюилным включениям. Однако амфиболы, несмотря на их различное происхождение, обнаруживают очень близкие значения δ^{18} O и δD , что, по-видимому, является результатом обмена с резервуаром метаморфических флюилов. Рипли и Омото [442] установили, что рассчитанные изотопные составы кислорода из флюидов для кварц-магнетитовых пар обнаруживают низкие значения δD и высокие. значения δ^{18} O по сравнению с ожидаемыми для нагретой морской волы Они полагают, что это могдо быть обусловлено испарением морской воды, которое предшествовало гидротермальной пиркулянии в полусферической зоне ниже морского дна с ультрафильтрацией сквозь глинистые сланцы. Кроме того, они считают, что необходимо пересмотреть изотопный (по обоим параметрам) состав кислорода первичной морской воды.

Бити и Тейлор [34, 35, 36] отмечают, что зоны измененных пород месторождений Амулет и Кидд-Крик характеризуются значениями δ^{18} О, отличающимися от «фоновых» изотопных составов кислорода вулканических пород пояса Абитиби (рис. 75). На месторождении Амулет δ^{18} О уменьшается от $6-10^{0}_{00}$ (как правило, 9^{0}_{00}) в неизмененных вулканических породах до $5-7^{0}_{00}$ в слабо измененных породах (эквивалент пятнистой зоны Риверина и Ходжсона [444], описанный выше) и до $3,6^{0}_{00}$ в ядре наиболее измененной зоны далмацианитов (антофиллитовая зона, по Риверину и Ходжсону). Изотопный состав кислорода во флюиде (предполагается, что его температура равна 300 °C) составлял $0,5 \pm 1^{0}_{00}$; образование флюида, по-видимому, происходило за счет нагретой морской воды, циркулировавшей по модели рудообразующих флюидов Куроко (см. ранее) и рудообразующих флюидов Кипра (см. ниже).

Зоны измененных пород на руднике Кидд-Крик различаются по изотопному составу кислорода. В интенсивно хлоритизированных породах лежачего бока (рис. 75) отмечаются отчетливо высокие значения δ^{18} О, колеблющиеся от 11 до $15^{0}/_{00}$. Зоны серицитизации в Кидд-Крике также местами обнаруживают повышенные значения δ^{18} О по сравнению с региональной величиной $9^{0}/_{00}$, характерной для вулканических пород Абитиби. Рудообразующий флюид, очевидно, имел очень большую величину δ^{18} О, не типичную для циркулировавшей воды. Бити и Тейлор [35] полагают, что флюид возник путем «1) либо испарения, 2) либо в результате обмена δ^{18} О с вмещающими породами, 3) либо за счет метаморфических вод». Этот флюид с высоким значением δ^{18} О аналогичен установленному на руднике Раул [442].

Коста и др. [82] отмечают, что на руднике Маттагами-Лейк, Квебек, богатая тальком зона измененных пород [447] обнаруживает весьма облегченный δ^{18} О-состав, свидетельствующий о существенном вкладе кислорода морской воды. По мнению Косты и др. [82], эта зона образовалась скорее путем прямого осаждения из морской воды, чем за счет замещения существовавших ранее риолитов, как это считают Робертс и Рирдон [447].

Адди и Юпма [6] отмечают, что измененные сильно метаморфизованные (ставролит-кианитовая ступень) метаосадочные породы, окаймляющие рудные залежи Дактаун, обнаруживают несколько пониженные значения δ^{18} О

по сравнению с окружающими породами. Температуры, установленные по царе кварц — магнетит, колеблются от 492 до 541 °C, и хотя они несколько ниже, чем температура 546 °C, определенная по царе кварц — биотит, считается, что они были обусловлены метаморфизмом. Изотопные составы углерода из кальцита в рудной зоне несколько облегчены по сравнению с изотопными составами углерода из карбонатов, ассоциирующихся с тальксиликатными карбонатными вмещающими породами. В обоих случаях, однако, углерод по изотопному составу значительно тяжелее магматического, поэтому Адди и Юпма [6] говорят о метаморфической природе флюида, сформировавшего карбонаты. Они считают, что измененные породы, ассоциирующиеся с рудным телом, являются продуктом флюидного потока, проходившего сквозь зону трещиноватости в ходе ретроградного метаморфизма.

Хитон и Шеппарл [208] определили на Кипре вариании изотопного состава кислорода как для трубообразных зон измененных пород, так и для регионально измененных базальтовых и интрузивных толш лежачего бока. Спунер и др. [567] проанализировали такие регионально измененные базальтовые и интрузивные породы. пространственно ассоциирующиеся с колчеланными рудопроявлениями в районе восточной Лигурии. Италия. Хитон и Шеппард [208] отмечают, что измененные габбро и пластовые циабазы. соответствующие «зеленосланцевой зоне», имеют несколько пониженное значение δ^{18} О по сравнению с неизмененными долеритами океанического лна. Они установили, что вулканические породы пеолитовой фации, относятиеся к толшам верхних и нижних подушечных лав, заметно обогащены ¹⁸О (14,1⁰/₀₀ в верхних подушечных лавах, 10,3% в нижних подушечных лавах) по сравнению с неизмененными базальтами (обычно от 6 до 70/од) морского дна. Штокверковые зоны колчеданных месторождений отчетливо обеднены ¹⁸О и характеризуются средней величиной δ^{18} O, равной 2,9% (рис. 75). Значения δD для всех вулканических и интрузивных пород, равно как и для штокверковых зон. крайне однообразны и близки к значениям, характерным для морской волы того времени. Определение изотопных температур для штокверковой зоны дает минимальное значение 300 °С.

Изотопный состав кислорода, измеренный Спунером и др. [567] в районе восточной Лигурии, весьма близок составу, характерному для рассмотренных зон измененных пород на Кипре. Все породы гидратизированы и обнаруживают высокие значения δ^{18} О. Самые верхние подушечные лавы отличаются высокими значениями δ^{18} О (обычно $13^{0}/_{00}$), тогда как нижние лавы и пластовые дайки — сравнительно низкими значениями. Уменьшение величины δ^{18} О по направлению вниз сопровождается уменьшением отношения Fe_2O_3/FeO (общее). Спунер и др. рассматривают возникновение зон измененных пород как результат крупномасштабной циркуляции морской воды и, в отличие от Хитона и Шеппарда, отрицают наличие нижней зоны циркуляции флюида со сравнительно низким отношением вода/порода.

Изотопы стронция. Хорошо известный метод определения возраста по Rb/Sr-изохроне широко использовался в районах колчеданных месторождений для определения возраста вмещающих пород. В последнее время сделаны попытки установить природу минералообразующих флюидов путем использования отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в измененных и неизмененных породах лежачего бока для района Куроко [115], в метабазальтах Кипра [568] и в ангидритах и гипсах Японии [132, 229].

Петерман и др. [411], Вейзер и Комистон [629] определили изменения во времени отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для морской воды. Они отмечают, что после архея начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для осадочных карбонатов быстро увеличивалось по сравнению с соответствующим отношением для мантийных базальтов океанического дна. Приблизительно в конце протерозоя и в фанерозое изотопный состав стронция морской воды начал изменяться циклически [411]. Однако вулканические породы имеют отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, соответствующее гораздо более примитивной эволюционной линии; например, большая часть толеитов океанического дна соответствует мантийной эволюционной линии. Различия в изотопных составах стронция между морской водой и веществом мантии полезны для оценки той роли, которую играла морская вода в составе рудообразующих флюидов колчеданных месторождений, поскольку связанные с последними зоны измененных пород явно отражают интенсивный химический обмен между рудообразующими флюидами и окружающими породами. Если морская вода представляет собой наиболее существенную часть этого флюида, то изотопный состав стронция измененных пород не будет соответствовать «вулканической» эволюционной линии.

Как описывалось ранее, Спупер [564] установил, что рудообразующий флюид, сформировавший месторождения офиолитовой ассоциации на Кипре и в восточной Лигурии, является, вероятно, нагретой морской водой. Спунер и др. [568] изучили изотопный состав стронция измененных подушечных лав п метадолеритов Кипра и сравнили полученные данные с данными для неизмененных пород. Начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в базальтах равно 0,7036 [181], а в морской воде соответствующего возраста — 0,7076 [411]. Среднее отношение в измененных базальтах равно 0,7049 (рис. 76). Отношения изотопов стронция в базальтах изменились под влиянием морской воды. Согласно Спунеру и др. [568], для достижения среднего изотопного состава стронция в измененных базальтах необходимо, чтобы в процессе изменений общее отношение вода/порода было равно приблизительно 15:1.

Второй тип исследований связан с использованием изотопных отношений стронция для определения природы флюида. Фаррелл и др. [132], Хонма и Шуто [229] исследовали изотопный состав стронция барита и ангидрита на месторождениях Куроко. Фаррелл и др. [132] показали, что отношения изотопов стронция в ангидрите и гипсе из линз Секкоко на рудниках Фукадзава и Косака колеблются от 0,7072 до 0,70854, что близко (но несколько ниже) к отношениям, характерным для миоценовой морской воды (0.7088 + + 0,0004), и определенно выше по сравнению с отношением в миоценовых вулканических породах (от 0,703 до 0,705). Небольшая разница с морской волой может быть обусловлена смешиванием с подчиненным количеством (выщелоченного) стронция вулканического происхождения. Образцы барита, исследованные Фарреллом и др. [132], по изотопному составу стронция отличаются от образцов ангидрита и гипса; барит в рудах Куроко характеризуется изотоцными отношениями от 0.7077 до 0.708, а у барита, церекрывающего черные руды, изотопные отношения стронция колеблются от 0,7061 до 0.7069. Для жильного барита изотоцные отношения стронция равны 0.7070-0.7078. Стронций в барите рудного тела Тунокакедзава на руднике Фукадзава в направлении кровли рудного тела становится постепенно более легким по своему изотопному составу. Хонма и Шуто [229] определили изотопный состав стронция в баритах пяти различных месторождений Куроко в Японии, три из которых находятся в бассейне Хокуроку. Образцы для опробования были отобраны в пределах интервала от баритовых руд висячего бока до жильных баритов, ассоциирующихся с кремнистыми рудами: все они обнаружили удивительно близкий изотопный состав стронция (0,7040-0.7044), целиком укладывающийся в диацазон изотопных составов, характерных для третичных вулканических пород. Их данные свидетельствуют о значительно большей стецени разброса значений изотопного состава стронция в вулканических породах. Несоответствие между этими данными и данными Фаррелла и др. [132] требует объяснения, однако очевидно, что в формировании баритобразующего рудоносного флюида принимали участие стронций из морской воды и стронций вулканического происхождения.

Изучение изотопов свинца. Изотопные составы свинца в галените колче-



Рис. 76. Изменение начального отношения 87 Sr/ 86 Sr во времени [411, 629]. Приводятся данные Фаррелла и др. [132], а также Хонмы и Шуто [229] по сульфатным минералам Куроко и данные Спунера и др. [565] по измененным породам Кипра. I — современная морская вода; 2 — кампанско-маастрихтская морская вода; 3 — интерстициальные цеолиты; 4 — цеолитовая фация; 5 — зеленосланцевая фация; 6 — амфиболитовая фация; 7 — трондьемины; 8 — метагаббро; 9 — свежие габбро; 10 — плагиоклаз-полевошпатовые концентраты из свежих габбро.

данных месторождений определялись самыми первыми исследователями, занимавшимися изучением систематических вариаций изотопных составов свинца (см., например, [227]). До 1965 г. при проведении большей части анализов [462] физическому состоянию образцов не уделяли должного внимания; первоочередной целью была разработка модели системы изотопов свинца, пригодной для определения возраста. Исследования по определению модельного возраста до сих пор исключительно полезны [476, 479], однако более поздние работы были направлены на выяснение процессов рудообразования и последующего преобразования месторождений, равно как и на определение возраста и состава материнских пород свинца [570]. Вопрос о приложении изотопии свинца к проблемам рудных месторождений в последнее время был рассмотрен Сангстером [477, 478], Фором [133], До и Стейси [113]. До и Зартманом [114]. Несмотря на то что имеется много работ по жильным месторождениям и месторождениям типа месторождений долины Миссисици, современные высококачественные данные по колчеданным месторождениям немногочисленны. Потенциальными указателями для дальнейших исследований являются более старые данные, хотя они и отягощены существенной (0,5—1%) ошибкой в измерении ²⁰⁴Pb.

Поскольку систематические сведения по изотопии свинца изложены в множестве книг и статей, здесь нет необходимости повторять теорию определения модельного возраста и двухстадийного (или более) эволюционного развития.

Молельный возраст. Первоначальная одностадийная модель определения возраста. предложенная Холмсом [227] и Хаутермансом [234]. в настоящее время устадела, поскольку современные гипотезы эволюции земной коры говорят о том, что литосфера является пролуктом никличной переработки корового вешества с добавлением нового мантийного материала. Мантийный и коровый материалы перемешиваются, и с течением времени коровая компонента этой смеси возрастает относительно мантийной. Попытка решить проблему смещения мантийного и корового свинца была предпринята в трех исследованиях, опубликованных в последнее время. Стейси и Крамерс [569] препложили двухсталийную модель: первой сталии соответствует метеоритное развитие кривой (U/Pb = 7,19), а вторая. начавшись 3,7 млрд. лет назад, является стадией литосферного развития, протекавшей в более радиогенной обстановке (U/Pb = 9.74). Камминг и Ричардс [88] подошли к этой проблеме, исходя из допушения эволюнии свинца в условиях непрерывного изменения U/Pb. До и Зартман [114] предложили более сложную модель, которая; включает смешивание прогрессивно уменьшающейся доли мантийного свиниа с возрастающим количеством свинца верхней части коры и меньшим, но также возрастающим количеством свинца нижней части коры.

Имеются единичные примеры приложения этих моделей к свинцу колчеданных месторождений для определения возраста. Сангстер [476, 479] показал, что свинцы месторождений вулканических поясов Флин-Флон — Сноу-Лейк и Линн-Лейк в Манитобе обнаруживают соответствие раннепротерозойскому модельному возрасту. Хотя Слоусон и Расселл [545] считают, что свинец в массивных сульфидах изменяется в ходе вторичных процессов, Мак-Куорри [339], основываясь на данных по отношению U/Pb в цирконах, доказал корректность выводов Сангстера. Хеловуори [216], использовав илюмботектоническую модель До и Зартмана [114], пришел к выводу, что свинец медно-цинковых месторождений Финляндии имеет модельный возраст 1970 млн. лет и относительно примитивное мантийное происхождение.

Франклин и др. [144] показали, что средний модельный возраст свинцов галенитов из нескольких архейских месторождений пояса Абитиби в Канаде равен 2708 млн. лет (использована модель Стейси и Крамерса), что удивительно близко к среднему U/Pb-возрасту, составляющему около 2710 млн. лет. По данным Сангстера и Брука [485], модельный возраст колчеданного месторождения Биг-Стабби в блоке Ист-Пилбара, Австралия, равен 3400 млн. лет; эти результаты были подтверждены Пиджёном [415] U/Pb-данными по циркону. Саагер и Кёпцель [466] также установили примитивный изотопный состав свинцов для колчеданных месторождений южноафриканских поясов Мурчисон и Барбертон; их данные, однако, ложатся на вторичные изохроны, что свидетельствует о многостадийной истории формирования месторождений.

Определения модельного возраста свинцов из фанерозойских месторождений неудачны отчасти вследствие требования, чтобы удовлетворительный возраст был таким же точным, как и возраст, определяемый по ассоциациям ископаемых организмов, а отчасти вследствие большого разброса характеристических данных для узлов фанерозойских колчеданных месторождений. До [111], делая обзор данных по месторождениям Куроко, подтвердил, что составы изотопов свинца этих месторождений образуют вторичную изохрону. Сходным образом рудный узел Батерст (см. ниже) отличается разбросом



Рис. 77. Точки пзотопныхсоставов свинца галенитов и негаленитовых образцов из районов Норанда п Маттагами, пояс Абитиби. Обратите внимание на четкое различие между групнами данных по Норанде и Маттагами (по Франклину и др., в печати).

данных, которые дают диапазоны модельного возраста далеко за пределами ожидаемого интервала возраста рудообразования в этом узле.

формирования. В большинстве случаев данные История отдельным колчеданным месторождениям обнаруживают тенденцию по к достаточно тесной группировке. Например, свинцы нескольких образцов галенита из месторождения Кидд-Крик близ Тимминса, Онтарио, имеют узкий диапазон составов [147]. Франклин и др. [144] показали, что изотопные составы свинцов галенитов из различных месторождений в каждом из двух рудных узлов — Норанда и Маттагами образуют два кластера (рис. 77). Остик и др. [397] продемонстрировали тесную группировку изотопных составов свинцов для рудника Розбери в кембрийских породах Тасмании, а изотопные составы галенита из залежи Утинотай к западу от рудника Косака, район Куроко, Япония [492], отстоят друг от друга в пределах аналитической ошибки измерений. Узкий интервал колебаний изотопных составов свинца для отдельных месторождений, а в некоторых случаях и для отдельных рудных узлов наводит на мысль, что транспортировавшие металлы гидротермальные флюиды локально были весьма гомогенными относительно изотопов свинца. Однако, как это будет показано ниже, в отдельных месторождениях наблюдаются заметные вариации изотопного состава свинца, а различия между рудными узлами и районами являются обычными.

Существует мало определений изотопного состава свинца из сульфидных минералов, исключая галенит. Франклин и др. [144] приводят некоторые сравнительно старые данные, показывающие, что, помимо различий между галенитами рудных узлов Норанды и Маттагами, образцы без галенита (преимущественно пирит со сфалеритом) также образуют различающиеся, но несколько более общирные кластеры своих составов; по сравнению с сосуществующими с ними образдами галенита эти пробы менее радиогенные. Меньшая радиогенность негаленитовых образдов по сравнению с образдами галенитов является неожиданной; по этой причине Франклин и др. [144] выдвинули предположение об ином источнике пиритового и сфалеритового свинца. В качестве альтернативы эту аномалию можно объяснить образованием нового галенита поздними флюидами, мигрировавшими из окружающих пород. Эксперименты по выщелачиванию, проведенные на образцах пирита, показали слабо выраженную тенденцию добавки к пириту существенно радиогенной компоненты, указывающей на недостаток урана в сульфидах.

Различия между рудными узлами по негаленитовым образцам аналогичны различиям, устанавливаемым между ними по галенитам. Франклин и др. [144] объясняют различия в изотопных составах свинца галенитов различных рудных узлов различиями в составе флюида, что в свою очередь, безусловно, отражает различиями в составе материнских пород. Менее радиогенные образцы Маттагами могли образоваться за счет базальтов, составляющих доминирующую часть разреза лежачего бока в этом районе [334], тогда как более радиогенные образцы Норанды могли образоваться за счет андезитов и кислых пород, развитых преимущественно в лежачем боку рудных тел этого района.

Явную изотопную гомогенность свинцов колчеданных залежей по сравнению со свинцами сульфидов других проявлений недавно использовали Галсон и Мизон [186] для разработки потенциально новой методики, позволяющей отделить связанные с рудой железные шляпы от шляп безрудных сульфидов и непромышленных жильных рудопроявлений. Хотя добавление радиогенного свинца на любом архейском месторождении, по-видимому, несущественно, Стейси и др. [570] показали, что безгаленитовые массивные сульфиды многочисленных докембрийских месторождений Саудовской Аравии обнаруживают сильно варьирующие отношения U/Pb и Th/Pb. Низкие содержания свинца и высокие — урана и тория, устанавливаемые на отдельных месторождениях, свидетельствуют о том, что в безгаленитовых участках этих месторождений могла иметь место существенная радиогенная добавка.

Изотопные составы свинца из галенитов отдельных месторождений или групп месторождений единого рудного узла или вулканического пояса образуют на традиционных диаграммах линейно вытянутые совокупности точек, интерпретируемые как вторичные изохроны. Такие совокупности свидетельствуют о многостадийной истории образования свинца и отражают либо вариации составов материнских пород, либо наложенные изменения месторождений. Например, Франклин и др. [144] продемонстрировали наличие четырех существенных вторичных изохрон для колчеданных месторождений южной части провинции озера Верхнего Канадского шита (рис. 78). Две ИЗ них. изохрона района Тимминс и изохрона Стралак (севернее Садбери, Онтарио), показывают, что если минерализация происходила близкоодновременно с вулканизмом (приблизительно 2710 млн. лет назад), то возраст материнских пород металлов составляет около 3000 млн. лет и 3700 млн. лет соответственно. Они допускают, что последние цифры отражают возраст материнских образований для вулканических пород, вмещающих рудные залежи. Образцы Женева-Лейк и Кёмон [144, 87] дают вторичные изохроны, указывающие, что возраст образования обоих месторождений равен 2710 млн. лет и что 2400 млн. лет назад в результате воздействия соседнего диабазового силла Ниписсинг произошла метаморфическая модификация образцов Женева-Лейк. Образцы Кёмон взяты из постколчеданной жилы и рассматриваются как свидетельство поздней ремобилизации свинца, вероятно в ордовикское время. Слоусон и Расселл [545] показали, что изотопные составы свинца нескольких образцов из месторождений Флин-Флон, Сноу-Лейк и Линн-Лейк образуют вторичную изохрону. Поскольку возраст рудообразования был установлен в 1850 млн. лет [339], вторичная изохрона указывает на самый предельный архейский возраст источника рудного свинца.



Рпс. 78. Вторичные изохроны для некоторых колчеданных месторождений. Данные по месторождениям Стралак, Женева-Лейк, Кам-Котия — Тимминс и Кёмон заимствованы у Франклина и др. (в печати), по месторождениям Батерст и Нью-Брансуик — у Ториа и др. [608], по Куроко — у До [115] и Сато [491]. Изотопные данные по месторождениям Батерст и Куроко дают относительно короткие вторичные изохроны.

Стейси и др. [570] отмечают, что изотопные составы свинцов галенита из двух различных групп колчеданных месторождений позднедокембрийского — раннецалеозойского возраста в Саудовской Аравии сильно различаются на диаграмме ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb — ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, что указывает на различные материнские породы для каждой из этих групп. Согласно плюмботектонической модели До и Зартмана [114], одна группа месторождений Саудовской Аравии располагается ниже усредненной орогенной кривой, что свидетельствует об их примитивной островодужной природе. Данные для второй группы, включающей лишь одно колчеданное месторождение и серию жил. располагаются вдоль прямой. По мнению Стейси и др. [570], если возраст оруденения, принимаемый для этих месторождений (на основе модельного возраста по свинцу и другим изотопам), составляет 530 млн. лет, то возраст материнских пород равен 2100 ± 300 млн. лет. Таким образом, вторая группа месторождений образовалась за счет более древних толш докембрийского фундамента; такая интерпретация согласуется с более радиогенным составом свинцов из галенита этих месторождений.

Существуют два примера вариаций изотопных составов свинца в районах фанерозойских колчеданных месторождений. Данные по колчеданным месторождениям района Батерст, Нью-Брансуик, располагаются вдоль прямой, [608], а свинцы являются относительно радиогенными по сравнению со свиндами, отвечающими орогенной кривой До и Зартмана [114] (рис. 78). Если месторождения сформировались в раннем — среднем ордовике, на что указывают палеонтологические и радиометрические определения вмещающих пород, то следует считать, что свинец поступал из докембрийских пород фундамента, имеющих возраст приблизительно 1300 млн. лет. Таким образом, свинец, являющийся существенным компонентом руд, экстрагировался либо из вулканических пород, образовавшихся за счет расплавленного докембрийского фундамента, либо из осадочных пород, возникших за счет докембрийского фундамента. Возможность извлечения свинца непосредственно из фундамента менее вероятна. Мантийный источник, согласующийся с обстановками примитивной островной дуги и океанического дна, маловероятен. Месторождения северо-западной части района Батерст обнаруживают слабо выраженную тенденцию к содержанию более радиогенного свинца по сравнению с остальными месторождениями района; это могло быть обусловлено региональными вариациями составов материнских пород.

Отношения изотопов свинца из галенитов миоценовых месторождений пояса зеленых туфов Японии сильно варьируют [491], что, возможно, отражает различия в составе пород фундамента. Эти отношения указывают, на большую радиогенность свинцов из галенитов месторождений восточной (тихоокеанской) стороны Японских островов по сравнению со свинцами из галенитов месторождений ее западной (япономорской) стороны. Изотопные составы рудного свинца сопоставляются с составами свинцов из различных серий пород [491]. До [111], используя диаграмму плюмботектонической модели ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb — ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, отмечает, что ни один из изотопных составов свинца галенитов из руд Куроко не может быть интерпретирован как мантийный.

Данные по изотопным составам свинцов галенитов колчеданных месторождений из далеко отстоящих крупных блоков коры, имеющих близкий возраст, позволяют провести очень интересные сопоставления. Данные по колчеданным месторождениям провинции озера Верхнего (2700 млн. лет — 2730 млн. лет, супракрустальные породы) и провинции Большого Невольничьего озера (2680—2720 млн. лет) укладываются в два почти обособленных кластера составов [487, 141]. Свинцы провинции Большого Невольничьего озера являются значительно более радиогенными по сравнению со свинцами провинции озера Верхнего. Более того, составы первых располагаются вдоль крутой вторичной изохроны, тогда как составы свинцов провинции озера Верхнего группируются в тесный кластер. В соответствии с аргументацией До и Зартмана [114] при сопоставлении месторождений провинций озера Верхнего и Большого Невольничьего озера было высказано предположение, что последние образовались за счет пород длительно развивавшейся верхней части коры.

II. Генетические модели

Цж. У. Лайдон

Введение

За последние 25 лет взгляды на стратиформные колчеданные месторождения сильно изменились. Если прежде они рассматривались в качестве простого типа месторождений, которые могли сформироваться путем селективного замещения пород на глубине [342, 617], то сейчас полагают, что месторождения этого важного в научном и промышленном отношении класса образовались в местах разгрузки флюидов субмаринных гидротермальных систем или вблизи них. Такое изменение представлений можно отнести к началу 1950-х годов, когда в Канаде применение аэромагнитных методов способствовало резкому увеличению числа открытых месторождений, в том числе и колчеданных [106]. Естественно, это вызвало большой научный интерес, и, начиная с выхода юбилейного сборника, посвященного 50-летию журнала Economic Geology, были опубликованы тысячи научных работ, касающихся колчеданных месторождений вообще, в том числе более 1000 работ, посвященных в первую очередь их генетическим моделям.

Конечно, такое большое количество публикаций по колчеданным месторождениям невозможно проанализировать в полном объеме в относительно кратком обзоре. Поэтому выбор упоминаемых здесь работ основывался главным образом на их ценности как примеров наблюдений или анализа кон-



Рис. 79. Положение главнейших кластеров данных по изотопам свинца для некоторых районов развития колчеданных месторождений. Показана орогенная кривая, предложенная До и Зартманом [114]; изохроны нанесены по Стейси и Крамерсу [569]. Данные по архейским месторождениям заимствованы у Франклина и др. (в печати), Франклина и Торпа (в печати), по месторождению Флин-Флон — у Сантстера [479], по Саудовской Аравии — у Стейси и др. [570], по месторождению Батерст — у Торпа и др. [608], данные по Испании (Иберийский пиритовый пояс) любеано предоставлены Р. В. Керкхемом, Геологическая служба Канады (по образцам Дж. Мадела, Compania de Azufre y Corbe de Tharsis), а данные по Куроко заимствованы у До [115] и Сато [491].

цепций. С этой точки зрения следует помнить, что представления геологовразведчиков и геологов-рудников часто опережают концептуальное развитие генетических моделей, однако по вполне понятным причинам их идеи публикуются слишком редко.

Хотя с позиций фундаментальных критериев классификации рудных месторождений к стратиформным колчеданным месторождениям следует относить широкий спектр различных типов [167, 552], здесь рассмотрены лишь те из них, которые обычно находятся среди геологических образований, характеризующихся присутствием субмаринных вулканических пород. Эти месторождения описаны здесь как колчеданные месторождения вулканической ассоциации пород.

Разработка любой генетической модели включает четыре логически последовательные, хотя и нередко одновременные ступени. Первая ступень предполагает идентификацию петрологических характеристик месторождения, позволяющую отнести его к определенному петрогенетическому классу, такому, как осадочный, изверженный, метасоматического замещения и т. п. Работы по идентификации признаков осадочного происхождения в колчеданных месторождениях вулканической ассоциации начались в 1950-х п 1960-х годах, когда при описании месторождений внимание исследователей переключилось с микроскопических наблюдений на макро- и мегаскопические. Остальные ступени включают разъяснение трех основополагающих вопросов рудогенеза: где и за счет чего произошло образование компонентов руд, как происходила их транспортировка и почему, под влиянием каких причин (химических или физических), произошла их локализация? Поскольку большую часть фактов, позволяющих ответить на эти вопросы, следует искать непосредственно на самих месторождениях, ответы на последние три вопроса предпочтительнее давать в порядке, обратном тому, в каком они были поставлены.

Наиболее существенный вклад в разработку существующей генетической модели был внесен в 1970-е годы; большой вклад вносится исследователями и сейчас. Среди аспектов, разработка которых оказала наиболее существенное влияние на определение направлений исследований, касающихся источников, переноса и отложения рудных компонентов, необходимо отметить следующие:

1. Современные гидротермальные системы. Интерес к геотермальной энергии послужил импульсом к углубленному изучению современных субаэральных гидротермальных систем и привел к созданию более количественного и эмпирического варианта генетической модели, включающей гидротермальные системы. Океанографические исследования, и в особенности работы по проекту глубоководного бурения, пролили свет на субмаринные гидротермальные системы. Обнаружение современных металлоносных осадков (в середине 1960-х годов в глубинах Красного моря, а в конце 1970-х годов на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где были открыты так называемые черные дымы) подтвердило ряд концепций, которые в противном случае могли бы остаться в разряде менее вероятных.

2. Исследования стабильных изотопов. С возрастанием доступности этого метода стабильные и радиогенные изотопы заменили элементы-примеси в качестве геохимических треков. Достижения в использовании стабильных изотопов (изотопов кислорода, водорода и серы) для определения происхождения компонентов рудообразующего флюида и физико-химических параметров рудообразующих процессов объясняются, вероятно, тем, что стабильные изотопы обнаруживают меньше необъясненных колебаний составов, чем это имеет место для элементов-примесей.

3. Химическое моделирование. Экспериментальное исследование растворимости минералов и приложение полученных данных к термодинамическим предпосылкам сыграли важную роль в разработке количественной основы современных генетических моделей. Химическое моделирование вводит ограничения на предполагаемые рудообразующие процессы, что помогает отделить возможные или вероятные объяснения наблюдаемых химических или минералогических явлений от просто правдоподобных.

Быстрая эволюция взглядов на генезис колчеданных месторождений вулканической ассоциации, характерная для последнего десятилетия, указывает на то, что окончательное решение проблемы еще не достигнуто. При расстановке этих взглядов в их корректной научной перспективе необходимо учитывать историческое развитие предлагавшихся схем ответов на четыре вышеуказанных фундаментальных вопроса рудообразования. Настоящий обзор начнется с рассмотрения существующих наиболее популярных моделей и завершается анализом наиболее широко известных данных и пнтерпретаций того, «где», «как» и «почему» сформировались колчеданные месторождения вулканической ассоциации.

Современная генетическая модель

Основные характеристики самых последних вариантов модели образования колчеданных месторождений вулканической ассоциации изображены на рис. 80. Считается, что гидротермальная система представляет собой, по существу, конвективную ячейку, включающую преимущественно морскую воду, хотя в ней не исключается наличие небольшой доли метеорных, погребенных или магматических вод. Движущая энергия конвективной системы, как полагают, обусловлена либо тепловым потоком в океанической коре, особенно над зонами крупных масс расплавленных пород, такими, как активные хребты спрединга, либо локальными интрузивно-экструзивными телами, подобными куполам белых риолитов, ассоциирующихся с месторождениями Куроко.



Рис. 80. Главнейшие черты современных генетических моделей месторождений вулканической ассоциации. 1 — проницаемые породы; 2 — непроницаемые породы; 3 — слоистые руды; 4 — брекчиевые руды; 5 — бесструктурные обломочные руды; 6 — согласные руды; 7 — штокверковые руды; 8 — пути движения гидротермальных растворов.

В процессе своего нисходящего движения в конвективной ячейке морская вода постепенно нагревается и изменяет свой химический состав. Одно из основных химических изменений заключается в понижении окисленного состояния водной системы, что достигается за счет реакций с участием железистых компонентов породы или путем осаждения кислородсодержащих соединений, особенно сульфатов и карбонатов кальция, растворимости которых уменьшаются с увеличением температуры. Результатом такого нагревания и взаимодействия с толщей пород является образование восстановленного (активности H₂S⁰, HS⁻ и S²⁻» активностей SO²⁻₄ и HSO⁻₄) слабокислого солевого раствора, содержащего металлы руд, выщелоченные из толщи пород по пути движения раствора.

После прохождения через самую горячую точку конвекционного цикла, которой могут соответствовать твердые породы или охлаждающаяся магматическая камера, гидротермальные растворы поднимаются вдоль зон высокой проницаемости, таких, как зоны разломов, вулканические некки и т. п. При приближении к поверхности изменения физико-химических параметров растворов обусловливаются их смешением с окружающими морскими или поровыми водами, вскипанием или реакцией с боковыми породами, что вызывает осаждение рудных и жильных минералов. Начальная химическая реакция происходит ниже поверхности дна водоема; при этом образуется трубообразная колонна измененных пород и зона прожилково-вкрапленного оруденения. Она характеризуется магнезиальным метасоматозом, отложением кремнезема (особенно в верхней части трубообразной колонны измененных пород) и осаждением ассоциации сульфидных минералов, главным образом халькопирита либо с пиритом, либо с пирротином. В зоне раздела морская вода — порода химическое осаждение происходит значительно быстрее, в результате чего вокруг выводящей структуры образуются скопления сульфидов. Продолжающееся поступление растворов сквозь эти скопления может привести к перераспределению рудных минералов, однако конечным результатом является образование характерной зональной массивной сульфидной залежи, в которой отношение Cu/(Zn + Pb) будет уменьшаться по направлению вверх и в стороны от центральной части скопления. Барит, если он имеется, стремится к концентрации в участках наименьших величин отношения Cu/(Zn + Pb).

В зависимости от температуры и солености гидротермального раствора и, следовательно, от его плотности по сравнению с плотностью окружающей морской воды этот освобождающийся гидротермальный раствор может фонтанировать в перекрывающую толщу морской воды или стекать вниз по подволному склону и накапливаться в виде рассольной заводи в подходящей депрессии. В любом случае накопление сульфидной залежи осуществляется путем осаждения сверху. Поскольку состав поступающих растворов эволюционирует во времени (преимущественно вследствие охлаждения и окисления), кремнезем, окислы железа и/или марганца могут осаждаться в удаленной по латерали или стратиграфически более высокой позиции по отношению к рудному телу. Скопления сульфидов, особенно на топографических поднятиях или крутых склонах, могут оказаться механически неустойчивыми и перемещаться вниз по склону либо в виде согласного скольжения пластов, либо в форме турбулентных грязевых и брекчиевых потоков, достигая мест устойчивого залегания на некотором удалении от участка выхода гидротерм. Такие дистальные месторождения могут не обнаруживать химической зональности, свойственной залежам, находящимся над каналами вывода гидротерм.

Каждый аспект этой генерализованной модели обсуждался и критически рассматривался в литературе; несомненно, в будущем модель будет подвергаться дальнейшей модификации. Ниже приводятся некоторые аргументы, подтверждающие или опровергающие различные аспекты предложенной модели.

Развитие взглядов на петрогенетический тип

Мысль о том, что отдельные колчеданные залежи являются осадочными, высказывалась давно. В XVIII в. Ромер [452, 453] и Клокманн [292] наряду с другими исследователями рассматривали месторождения испано-португальского пиритового пояса в качестве осадочных образований, одновозрастных с окружающими их породами. Позднее синседиментационное рудообразование, связанное с вулканизмом, было предложено для объяснения происхождения ряда типов руд от окисных фаций железистых формаций до сульфидов цветных металлов [61, 513, 209, 429, 202]. Шнейдерхён [514] в своем учебнике в качестве одного из типов месторождений выделил «субмаринные осадочно-эксгаляционные сульфиды».

Однако наибольший резонанс, по-видимому, вызвала статья Офтедаля [380], поскольку в вопросах, связанных с месторождениями вулканической ассоциации, на нее ссылались чаще, чем на какие-либо другие работы. Офтедаль высказал предположение, что эти месторождения, равно как и другие типы руд, сформировались за счет галоидных газов, прорвавшихся из резервуаров кристаллизующейся кислой магмы к поверхности морского дна, где они осаждались либо непосредственно в месте эксгаляций, либо позднее, после перехода в раствор, в морской воде. Взгляды Офтедаля основывались на его наблюдениях в Норвегии, где обычна пространственная ассоциация руд металлов и кислых вулканических пород. Более того, он придерживался мнения, что многие из так называемых кислых лав представляли собой в действительности спекшиеся туфы, игнимбриты и пеплопад, предполагающие высокоэксплозивный, а следовательно, и газовый тип вулканизма. В то время взгляды Офтедаля подверглись строгой критике как научно не обоснованные [346, 285, 311, 304]. Однако значительная часть критических высказываний была вполне обоснованной. Многое из того, что предлагалось Офтедалем, является неприемлемым в свете современных знаний или взглядов. В частности, это касается необходимости наличия гранитной магмы для сульфидной минерализации, переноса рудообразующих металлов в газовой фазе, генетического родства вулканизма с месторождениями типа месторождений долины Миссисипи, красноцветных медистых песчаников и медистых сланцев. С другой стороны, некоторые взгляды Офтедаля сохраняют свою силу. Так, до сих пор наличие кислых вулканических пород рассматривается как позитивный поисковый признак, а продукты эксплозивного вулканизма считаются характерной особенностью некоторых месторождений — «измельченные породы» Сангстера [476], различия между проксимальными и дистальными разновидностями месторождений вулканической ассоциации и, конечно, основополагающая предпосылка, что такие месторождения были сформированы в условиях океанического дна или близ мест разгрузки гидротермальной (современная формулировка) системы. Даже термин «эксгаляционный» пока еще широко используется.

Опыт Офтедаля иллюстрирует многие трудности, возникающие при создании радикально иных генетических моделей. Для того чтобы новая модель получила признание, ее следует убедительно обсудить и продемонстрировать; кроме того, необходимо низвергнуть принятые популярные и устойчивые взгляды как не имеющие права на существование. Как показывает исторический опыт, такое редко может быть достигнуто усилиями отдельной личности или одной публикацией.

Геология рудных месторождений в англоязычном мире в течение 1950-х и в начале 1960-х годов находилась под влиянием идей школы Линдгрена и догм о парагенезисах. Генетические интерпретации основывались главным образом на минералогических структурах рудных минералов, а полевые азблюдения интерпретировались в свете представлений о связи месторождений с глубинными зонами. Например, на симпозиуме 1959 г. по локализации и генезису колчеданных месторождений Канады (Тр. Канадского института горного дела и металлургии, т. 62, 63) большинство докладов были посвящены минеральным парагенезисам и соотношениям месторождений с разломами и интрузиями изверженных пород. Температуры формирования оценивались по сфалеритовому геотермометру Куллеруда [303] или по структурам распада твердого раствора халькопирита в сфалерите или кубанита в халькопирите. Большая часть генетических построений следовала классической линии гидротермально-метасоматического замещения. Однако отдельные участники ставили под сомнение классическую интерпретацию. Уилсон и Андерсон [663], основываясь на детальном изучении отношений металлов в колчеданных месторождениях, высказали предположение, что рудные минералы отлагались из растворов одновременно, а не последовательно и что наблюдаемые парагенетические соотношения минералов возникли в результате их различных закалочных свойств. Стенстн [573], участник дискуссии по месторождениям Батерст, Нью-Брансуик, также считал, что парагенетическую последовательность минералов можно интерпретировать как результат образования метаморфических структур, в которых пирит и магнетит («ранние» минералы) развивались как идиобласты, а сфалерит, халькопирит и галенит («поздние» минералы) — как ксенобласты. Мак-Аллистер [340], основываясь на макро- и мегаскопической конформности сульфидных залежей Батерст по отношению к слоистости и пространственной приуроченности сульфидных тел к определенным литологическим пачкам, пришел к выводу, что руды являются осадочными.

Шесть лет спустя на аналогичном симпозиуме, проводившемся под эги-



Рис. 81. Идеализпрованный разрез архейского колчеданного месторождения иояса Абитиби, на котором видны его характерные черты, отмеченные Роско [454]. 1 — андезиты; 2 — риолиты; 3 — измененные риолиты, 4 — туфы с рассеянной вкраиленностью пирита; 5 — массивные сульфиды: пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит и магнетит; 6 массивные сульфиды: пирротин и халькопирит; 7 — прожилки и вкрапленность пирротина, халькопирита, инрита, магнетита.

дой того же института (Тр. Канадского института горного дела и металлургии, т. 68), акцент сместился на мегаскопические характеристики, и хотя большинство участников высказались по меньшей мере за частичное синседиментационное образование месторождений, часть авторов отдали предпочтение теории замещения. Мурхауз [363] отмечал, что отсутствие структурного контроля и явное наличие стратиграфического контроля указывают на сингенетический генезис архейских сульфидсодержащих железистых формаций; он постулировал, что эти скопления сульфидов могли оказаться осадителями или источниками серы при наличии металлсодержащих растворов. Шарп [529] отмечал, что секущие взаимоотношения в Маттагами указывают на то, что образование руды предшествовало многочисленным интрузиям изверженных пород и что интенсивность сульфидной минерализации (прожилковые и массивные руды) была однозначно асимметричной. По его мнению, минералообразующие растворы в процессе вулканизма поступали вверх и осаждали сульфиды близ поверхности физических (покровы лав или слои кремней) или химических (сингенетичные сульфиды железа) ловушек. Оба этих взгляда напоминали более ранние представления Стентона [571], согласно которым стратиформные руды Батерст, Новый Южный Уэльс, образовались путем замещения биогенно-осадочных сульфидов железа.

Ряд авторов предпочитали вариант простого сингенетичного образования. Роско [454] опубликовал первый идеализированный разрез архейского колчеданного месторождения вулканической ассоциации, где акцентируется внимание на асимметрии как минералогических, так и текстурных особенностей руд и на протяженности зоны измененных пород лежачего бока (рис. 81). Указывая, что данные по изотопам свинцов Норанды и Маттагами свидетельствуют о том, что отложение руды предшествовало кеноранской орогении и что многие из микромасштабных эпигенетических соотношений в рудах могут быть объяснены пострудными деформациями и метаморфизмом, он настаивал на возможности того, что «месторождения имеют эпитермальную или фумарольную природу и образовались на или близ поверхности морского дна, где должны существовать самые высокие температурные градиенты, в пределах вулканического региона». По данным Хатчинсона [238], признаки локального масштаба, на которых основывалась теория гидротермального замещения, более восприимчивы к изменениям при деформациях и метаморфизме, чем крупномасштабные признаки, на которые не так влияют представления о радикальных преобразованиях. Крупномасштабное сходство между колчеданными месторождениями Кипра и Канады наводит на мысль об аналогичном происхождении этих месторождений. Опираясь в основном на описательную работу Бира [33], Хатчинсон обратил внимание на секущие соотношения между дайками, питавшими лавовые потоки, и сульфидными телами, что свидетельствует об одновозрастности последних с вмещающими лавами. Саффел [587], соглашаясь с Хатчинсоном [238] (за исключением последнего положения, что месторождения представляют собой сульфидные лавовые потоки), вновь высказал предположение, что процесс образования руд являлся составной частью поздней стадии вулканизма, хотя этот процесс не был выражен повсеместно.

В своей статье, опубликованной до Симпозиума 1965 г., Гилмор [166] рассмотрел генетические данные по колчеданным месторождениям района Норанды, удачно суммировав существовавшие тогда взгляды на то, к какому петрогенетическому типу относятся руды: «При индивидуальном рассмотрении данные большинства наблюдений... согласуются более чем с одной генетической теорией, а многие согласуются с гипотезой, что сульфидные месторождения имеют эпигенетическое, метасоматическое происхождение в общепринятом значении этих терминов. Однако... когда данные рассматриваются в целом, они наилучшим образом объединяются гипотезой, представляющей колчеданные месторождения как продукт гидротермальной деятельности вулканического происхождения, когда отложение сульфидов происходило на или близ поверхности проявления вулканизма».

Параллельное развитие генетических концеппий происходило в Японии. Под влиянием европейских геологов, предшественников Офтедаля [380]. Ватанабе [645], основываясь преимущественно на строгом стратиграфическом контроле и совпадении во времени с вулканизмом, пришел к выволу, что месторождения типа Бесси или Кислагер являются сингенетичными и связаны с вулканизмом. Его взгляды разделяли другие исследователи месторождений этого типа [297, 281, 358, 116]. Согласно Мацукуме и Хорикоси [351], именно Ватанабе [643, 644] в значительной мере причастен к воскрешению представлений о сингенетическом происхождении месторождений типа Куроко. Хотя сингенетические взглялы и пользовались популярностью в начале нашего столетия [153, 382], в Японии, как и в Европе, вплоть до середины 1950-х годов преобладали генетические модели гидротермальнометасоматической гипотезы [232]. Однако, как указывают Торайва и Хасигути [612], начиная с 1955 г. обычная практика поисково-разведочных работ стала базироваться на сингенетических идеях рудообразования, и это восприятие сингенетических моделей нашло свое отражение в японской литературе. Действительно, к началу 1960-х годов прояснились основные контуры современной генетической модели месторождений вулканической ассоциации. Хаяси [205, 206], работавший на месторождении Мотояма, отмечал, что месторождения Куроко состоят из нижнего горизонта штокверкововкрапленной пирит-халькопиритовой руды (кейко) и вышележащего горизонта пластовой или брекчиевой руды; последний в зависимости от преобладающего минерала подразделяется на пирит-халькопиритовые (око), сфалерит-галенит-баритовые (куроко) и гипсовые (секкоко) руды. Более того, Хаяси указал, что сульфидная минерализация тесно связана с вулканическими брекчиями Мотояма, которые, вероятно, образовались в результате фреатических эксплозий риолитовых лав Барамори. Основываясь на сходстве структур брекчий Мотояма и брекчиевых руд Куроко, а также на наличии

в последних обломков трех главных типов сульфидных руд, он пришел к выводу, что эти обломки не могут быть результатом замещения, а являются продуктом сингенетических фреатических эксплозий. По его мнению, пластовые руды образовались сингенетическим путем, тогда как штокверкововкрапленные руды сформировались в подстилающих вулканических породах Бараморп.

В конце 1960-х годов японская литература была посвящена дальнейшему описанию и усовершенствованию сингенстической модели для разных месторождений. Четкий стратьграфический контроль месторождений Куроко, полтвержлаемый палеонтологической коррелянией, указывал на сингенетическое происхождение [230]. Определенное внимание уделялось текстурам и структурам рудных тел. Как и Охаси [383] на руднике Мотояма, Миядзима п Мидзумото (1968 г.) интерпретировали брекчиевые руды месторождения Камикита как результат фреатических эксплозий первоначально слоистых руд: Отагаки и др. [398, 399, 400] зафиксировали наличие в рудах месторождения Саканай градационной слоистости. структур оползания и подошвенных знаков и пришли к заключению. что они отложились механически в результате перемещения сульфидов вниз по палеосклону, подобно турбидитным потокам, от места их первоначального образования. Есида и Утада [608] описали типичные изменения боковых пород вокруг месторождений Куроко, относя изменения висячего бока за счет продолжения гидротермальной деятельности после сингенетической сульфидной минерализации. Основываясь на своих работах на руднике Куроко, Сато [495] разделил руды на иять основных типов (рис. 56): тип 1 и, вероятно, тип 2 образовались среди слабо консолидированных пирокластических пород, тогда как типы $3{-}5$ отлагались на морском дне как результат химических изменений рудообразующих растворов вследствие их прогрессивного смешивания с морской водой. Трубообразную колонну кремнистых руд он рассматривает как «законсервированный след» движения минералообразующих растворов.

Такое быстрое восприятие и конструктивная разработка сингенетической модели для месторождений Куроко в 1960-х годах контрастируют, как это было показано выше, со взглядами канадских и английских геологов. В конце 1960-х годов продолжались дебаты по поводу сингенетического или эпигенетического происхождения, даже несмотря на то что неопровержимые доказательства, представленные японскими исследователями, были многократно подтверждены в английской литературе [265]. В качестве наиболее значительных примеров можно упомянуть статьи Кинкеля [288, 289] и Андерсона [7]. Последний автор представил обзор взглядов по генезису колчеданных месторождений, высказанных рядом западных геологов, и обратил внимание на существовавшие различия во взглядах. Он пришел к заключению, что большинство доказательств не указывают однозначно на происхождение месторождений, и лишь некоторые сомнительные факты свидетельствовали о том, что месторождения связаны с субмаринным вулканизмом; еще меньше было свидетельств связи месторождений с гранитными породами. Под влиянием последних открытий того времени — металлоносных рассолов Красного моря и района Солтон-Си — Андерсон высказал предположение, что транспортирующей средой для металлов служили скорее соленосные водные растворы, а не вулканические газы. Перелом во взглядах английских ученых наметился после опубликования важной статьи Андерсона [7]. Это была последняя крупная работа, где серьезно рассматривались точки зрения сторонников эпигенетического происхождения; она же оказалась одним из первых обзоров по колчеданным месторождениям, столь характерных для начала 1970-х годов.

Наиболее значительными для английской геологической мысли оказались работы, опубликованные в 1970 г. Сборник «Вулканизм и рудообразование» [595], посвяшенный Ватанабе, включал лишь три статьи, непосредственно касаюшиеся месторождений Куроко [351, 231, 272], по они оказались цервыми исчерпывающими описаниями на английском языке месторожлений Куроко и первыми обобщениями точек зрения японских геологов на их генезис. Появление этого сборника совпало с Международной конференцией ІАGOD (Межлунаролная ассоциация по генезису рулных месторожлений.--Ред.) в Японии, что позволило запалным геологам посетить месторожления Куроко. В трудах этой конференции Хатчинсон и Серд [241] опубликовали новую интерпретацию взглядов на генезис месторождений Кипра в соответствии с моделью Сато [495]. предложенной им для месторождений Куроко. Они высказали препположение, что штокверковая минерализация и зона измененных пород лежачего бока представляли собой подводящую систему, по которой поступали гидротермальные растворы, отлагавшие на морском дне массивные сульфиды, перекрывающие их охры и умбру. По их мнению, рудообразующие растворы, по аналогии с рассолами Красного моря, представляли собой рассолы, образовавшиеся главным образом за счет погребенных в ловушках вод. Кларк [70] предложил аналогичную модель лля кипрских руд. полагая, однако, что рудообразующие флюиды представляли собой прямые продукты дифференциации в магматическом очаге. Тацуми и Ватанабе [597] обратили внимание, что образование месторождений Куроко связано с четырьмя главными рудообразующими процессами: выполнением трещин и метасоматическим замещением в подводящей зоне, химическим осаждением на морском дне, осаждением в неконсолидированных осадках или замещением последних и механическим переотложением переработанных сульфидов.

Сангстер [475] привел общие описания докембрийских колчеданных месторождений Канады и сравнил их с месторождениями Куроко. Он указал на наличие многих общих макроскопических и мегаскопических признаков между этими двумя типами, включая тенденцию рудных тел группироваться в кластеры, их ассоциацию с кислыми и в особенности с обломочными вулканическими породами, наличие в лежачем боку зоны измененных пород, присутствие как массивных, так и расположенных стратиграфически ниже прожилковых руд, наличие химической зональности в залежах (особенно изменение отношения Cu/Zn) и пространственную связь железистых кремней с сульфидными телами. Исходя из этого сходства, он полагает, что канадские и японские руды имеют аналогичное происхождение, хотя в то же время отмечает определенные различия (Pb и содержания минералов), налагающие ограничения на прямую корреляцию между этими двумя типами.

В последующих публикациях, посвященных колчеданным месторождениям, была представлена сингенетическая модель. И хотя продолжали печататься общие обзоры по типам месторождений [239, 247, 310, 486, 552], основное внимание в них уделялось повышению качества фактического материала по типам месторождений и совершенствованию генетической модели. В больших объемах продолжается сбор фактического материала в макро- и мегаскопическом масштабах, и даже в тех случаях, когда проведены микроскопические наблюдения (например, изучение флюидных включений, измерение изотопного состава), важно суммировать их в более крупном масштабе, т. е. представить картину множественного распределения полученных данных. Интересно отметить, что в некоторых недавно опубликованных исследованиях [28, 29, 127], содержащих описания микроструктур руд, сделан вывод о том, что значительная часть массивных руд Куроко образовалась в процессе гидротермального замещения в пределах скопления сульфидов. Эти наблюдения и их интерпретация совпадают с теми взглядами, которые были высказаны 25 лет назад, однако фундаментальное отличие состоит в том, что сейчас учитывается тот факт, что масштаб интерпретации обязан соответствовать масштабу наблюдений ¹.

Заключение. Очевидно, что вышеизложенный краткий обзор основан главным образом на данных североамериканских геологов. Конечно, исследования месторождений вулканической ассоциации выполняются не только в Северной Америке и Японии. Например, в Европе Уильямс [656] защищал сингенетическое происхождение месторождений Рио-Тинто и позднее распространил такую интерпретацию на множество других месторождений [657]. Шермерхорн [509] выявил наличие механической переработки и транспортировки в Иберийском пиритовом поясе, сыгравших важную роль в определении настоящего местоположения массивных сульфидных руд.

Нет ссылок на работы, выполненные советскими исследователями. Сбалансированная оценка развития генетических идей применительно к колчеданным месторождениям на основании данных, опубликованных в советской литературе, исключительно трудна главным образом вслепствие противоречивой документации и неясности изложения, по крайней мере в английском переводе: это не позволяет осуществить тесное сопоставление с более знакомой терминологией. Комментарии Скрипченко [544]. Смирнова и др. [547] и Смирнова [548] указывают на то, что в течение 1960-х годов в СССР наметилось направление, отстаивающее сингенетическую точку зрения. Однако вплоть до конца 1970-х годов еще очень большое количество статей было посвящено описанию основополагающих свидетельств в пользу сингенетической модели [669] или содержало характеристику генетических моделей, повторявшую ранние сингенетические представления, бытовавшие в английской литературе. В качестве примера можно привести двухстадийные модели Твалчрелидзе и Буадзе [619], Козлова и Давыдова [300], предусматривающие добавление рудообразующих металлов к ранее существовавшим залежам сульфидов железа (ср. со взглядами Стентона [571, 573]).

Таким образом, представления, возникшие в Северной Америке, получили признание и в Европе. Здесь эта концепция, по крайней мере начиная с XVIII в., нашла защитников в лице широкого круга геологов, особенно немецких и норвежских. По-видимому, взгляды немецких ученых (например, Шнейдерхёна и Рамдора) оказали определенное влияние на Ватанабе, который в свою очередь передал свои представления студентам как концептуальную основу для изучения месторождений Куроко и их генетической интерпретации. Даже если предположить, что сингенетическая модель самостоятельно развивалась геологами Канады, возможно в некоторой степени под влиянием идей европейских геологов, таких, как Офтедаль [380], она не стала бы доминирующей в Северной Америке, если бы северо-американские ученые не познакомились с данными по месторождениям Куроко.

Источники рудных компонентов

Основными составляющими колчеданных залежей являются металлы Fe, Cu, Zn и Pb и сера. Сюда можно также отнести менее распространенные металлы, в первую очередь Au, Ag, As и Sn. Вопрос об источнике этих металлов может решаться различными путями в зависимости от того, используют ли саму генетическую модель для ограничения возможных источников или исходят из допущения, что металлы и сера образовались либо из одного, либо

¹ В историческом обзоре упущены важные работы советских геологов, такие, как груды А. Н. Заварицкого (1930-е годы) о вулканогенном происхождении колчеданных месторождений, В. И. Смирнова (1950-е годы) об их полигенном, в том числе вулканогенно-осадочном образовании, и др. — Прим. перев.



Рпс. 82. Сравнение величин отношений меди, цинка и свинца для изверженных пород (a) [472] с отношениями этих металлов для общих составов колчеданных месторождений вулканической ассоциации (б) [486].

из разных источников. Существуют три потенциально возможных основных источника металлов и/или серы колчеданных месторождений:

1. Породы, особенно породы, залегающие стратиграфически ниже колчеданной залежи, через которые проходили растворы рудообразующей гидротермальной системы.

2. Магмы либо непосредственно в виде летучих компонентов кристаллазующейся магмы, либо косвенно с учетом гидротермальной конвекционной системы, непосредственно включающей охлаждающееся магматическое тело. В обоих случаях основной упор делается на магмы, питающие вулканические породы, одновозрастные с формированием колчеданных месторождений.

3. Морская вода. Большинство аргументов в защиту морской воды как источника компонентов руд касаются лишь серы. Сульфаты морской воды в рудообразующей гидротермальной системе могут быть преобразованы в сульфиды под действием высокотемпературных восстановительных процессов либо при циркуляции морской воды сквозь толщу пород, либо путем органической редукции морской воды, окружающей место отложения.

Подстилающие породы как источник. Металлы. В рамках существующей популярной генетической модели для колчеданных месторождений вулканической ассоциации большинством исследователей принимается. что по крайней мере металлы выщелачивались из пород, сквозь которые происходила циркуляция гидротермальных флюидов. Несмотря на широкое распространение этой точки зрения, она подтверждается весьма ограниченным объемом прямых доказательств. Большая часть доказательств являются косвенными; это изотопные данные по водным минералам измененных пород, ассоциирующихся с колчеданными залежами. Такие породы чаще всего рассматриваются как результат изменений под воздействием нагретой морской воды, а сама морская вода считается рудообразующим флюидом. Поскольку древняя морская вода не содержала достаточных количеств металлов для формирования рудного месторождения (10 млн⁻¹ часто считают минимальной необходимой концентрацией), рудообразующий раствор должен был получать металлы при выщелачивании пород, через которые он проходил.

Было сделано несколько попыток определить источник металлов путем сравнения отношений Си, Zn и Pb в месторождениях с соответствующими отношениями в изверженных породах [662, 572, 663]. На рис. 82 показано такое сопоставление с использованием данных Санделла и Голдича [472]. Сходство в распределении отношений Си, Zn и Pb между изверженными породами и рудами является очевидным. По мнению Уилсона и Андерсона [663], это сходство может предполагать, но не доказывать генетическую связь, поскольку во время процессов выщелачивания и последующего рудоотложения коэффициенты распределения между материнской породой и рудообразующим раствором, а также между рудообразующим раствором и осажденными рудными минералами могли быть различными для разных металлов. Таким образом, может не существовать прямой корреляции между отношениями металлов в источнике и отношениями металлов в рудном месторождении. Однако Стентон [572], кратко касаясь этой проблемы, пришел к выводу, что прямая корреляция между отношениями металлов в изверженных породах и в сульфидных месторождениях может быть учтена с помощью двух механизмов:

1) Более или менее полное выщелачивание металлов руд из содержащих их изверженных пород или их дериватов, подобно тому как выщелачивается отложенный в воде вулканический пепел поровыми водами.

2) Непосредственное истечение вулканических продуктов в море, т. е. выщелачивание или распределение металлов в газовой фазе во время сегрегации магмы и последующий прорыв этой газовой фазы к морскому дну.

Более полное сравнение содержаний металлов в породах возможного источника с содержаниями металлов в рудных месторождениях было выполнено Исихарой и Терасимой [250] на месторождениях Куроко. Они расчленили породы фундамента района развития зеленых туфов на четыре пояса (рис. 83,а) и подсчитали средние содержания металлов в каждом поясе, основываясь на средних содержаниях металлов и относительной обогащенности всех основных литологических типов. Затем они сравнили средние содержания металлов в фундаменте с содержаниями и отношениями этих металлов в вышележащих залежах Куроко (рис. 83,6). Они установили, что подавляющая часть сульфидной минерализации Куроко приурочена к площадям, где фундамент сложен преимущественно осадочными породами, тогда как месторождения сульфатов кальция преобладают в тех районах, где фундамент образован главным образом гранитными породами. По данным этих авторов, содержания и отношения металлов в породах фундамента в целом коррелируются с соответствующими величинами в вышезалегающих месторожденнях (рис. 83,6). Эти наблюдения привели Исихару и Терасиму [250] к выводу о наличии связи между содержаниями металлов в породах фундамента и в рудах, однако они не уточнили характер данной связи. Рис. 83, в представляет собой диаграмму Си-Zn-Pb, построенную, по существу, на тех же данных, что и использованные на рис. 83.6. Эти данные показывают, что, пожалуй, за исключением пояса Нортерн-Китаками (NK), корреляция между отношениями металлов на месторождениях Куроко и соответствующими отношениями в подстилающих их породах является не совсем прямой.

Связь между химическим составом рудных залежей и литологией подстилающих пород можно проследить и в других районах. Ряд авторов пришли к заключению ([225]; Лайдон и Ходжсон, в печати), что наблюдающиеся соотношения могут быть обусловлены взаимодействием между рудообразующими растворами и породообразующими минералами гидротермального резервуара. По их мнению, состав и зональность рудных залежей можно объяснить наилучшим образом, если предположить, что главнейшие рудные элементы достигали насыщения по отношению к рудным минералам в зоне резервуара. Это в свою очередь означало бы, что относительные количества главнейших металлов руд определялись температурой, соленостью, рH, P_{O_2} и P_{S_2} гидротермальных растворов в зоне их источника. Три последних химических параметра определяются равновесием между раствором и породообразующими минералами гидротермального резервуара. Следовательно, кор-



170

реляция существует между химизмом рудной залежи и литологией пород резервуара. В качестве подтверждения такой корреляции ссылаются на тот факт, что медно-цинковые колчеданные залежи перекрывают мафические вулканические породы и их дериваты, тогда как цинково-свинцово-медные залежи располагаются преимущественно над кислыми вулканическими и/или осадочными породами.

Способность соленых водных растворов выщелачивать металлы из пород была подтверждена как лабораторными, так и полевыми наблюдениями. Эллис [128] показал, что при температурах 400 °С и выше 2M- и 4M-натриевые хлоридные растворы выщелачивают более 80% меди и свинца из измельченных андезитов и глинистых сланцев; в то же время растворы становятся высококонцентрированными по отношению к железу и марганцу. Бишофф и Диксон [39] пришли к заключению, что при 200 °С железо, марганец, медь и никель в ходе взаимодействия между базальтом и морской водой переходили в раствор. Хайяш [189] установил, что в ходе эксперимента при взаимодействии морской воды с базальтом при отношении вода : порода, равном 1:1, и температуре 400 °С медь в растворе достигает концентрации до 0,3 млн⁻¹. По данным Зейфрида и Бишоффа [522], в экспериментальных условиях при взаимодействии морской воды с базальтом при 280 °С и отношении вода : порода, равном 50 : 1, концентрация железа достигает 45 млн⁻¹, марганца — 20, цинка — 1—2 и меди 0,38 млн⁻¹. По этим результатам можно было бы предположить, что большая часть цинка и меди была мобилизована из базальтов. Мотл и Холланд [367], Моттл и др. [368] провели эксперимент по реакции базальта с морской водой при отношениях вода : порода, колеблющихся от 1 : 1 до 3 : 1, и температурах от 200 до 500 °C. Они установили, что железо, марганец и барий выщелачиваются из базальта в существенных количествах (до 1600 млн⁻¹ железа, 290 млн⁻¹ марганца и 8 млн⁻¹ бария в выщелачивающем растворе при 500 °C и отношении вода : порода 1 : 1; эти величины уменьшаются примерно на один порядок при снижении температуры на каждые 100 °C). По меди, цинку и свинцу их данные оказались менее точными, поскольку концентрации этих металлов в растворе были ниже соответствующих аналитических порогов чувствительности. Тем не менее вышеупомянутые авторы нашли, что в тех порциях измельченной породы, которые оказались непосредственно в зоне взаимодействия с раствором, медь в ходе эксперимента была выщелочена почти целиком.

Изучая природные изменения базальта, Корлисс [80] пришел к выводу, что ядра отдельных «подушек» обеднены марганцем, медью и свинцом, а также другими элементами по сравнению с их стекловатыми периферийными зонами. Он приписывал это выщелачиванию более летучих компонентов начальной базальтовой магмы (эти компоненты концентрировались в остаточном расплаве и, следовательно, занимали межгранулярные промежутки или

< ---

Рис. 83. Сравнение величин отношений меди, цинка и свинца для месторождений Куроко с величинами отношений этих металлов в подстилающих породах фундамента. *а* — карта части острова Хоккайдо и северо-восточного Хонсю, на которой показано размещение главнейших тектоно-литологических поясов фундамента и распределение месторождений Куроко [250]; *б* — сравнение средних концентраций рудообразующих металлов в месторождениях Куроко (А; т/км²) и в породах фундамента (В; млн⁻¹) [250]; *в* — треугольные диаграммы, позволяющие сравнить величины отношений Си/Zn/Pb для суммарных составов месторождений Куроко и для средних количеств металлов в подстилающих породах фундамента ([250], а также данные, заимствованные из опубликованных материалов по содержанням металлов в месторождениях Куроко). *1* — месторождения типа Куроко; 2 осадочные породы; *3* — вулканические породы; *4* — гранитные породы; *5* — среднее по породам фундамента.

участки с ослабленными связями в полностью раскристаллизованных внутренних ядрах «подушек») морской водой, просачивавшейся по трешинам сжатия. Он полагал, что такие жидкие фазы, образовавшиеся в результате выщелачивания, являлись потенциально рудообразующими растворами. Кейс и Скотт [286] установили, что кристаллические япра полушечных базальтов по сравнению с их периферическими краевыми частями обеднены золотом, серебром и серой; по их мнению, эти центральные части вышелачивались в процессе низкотемпературных изменений базальтов под воздействием морской годы. Хамфрис и Томсон [236, 237] проанализировали серию образцов базальтов, в различной мере измененных морской водой, и установили, что содержания марганца, бария и меди (цинк и свинец не анализировались) обнаруживают значительные вариации в зависимости от характера измененных базальтов; это указывает, что при взаимодействии морская вода — базальт данные элементы были мобильными. Однако последующее осаждение или захват металлов вторичными силикатными минералами замаскировало начальную картину выщелачивания.

Вероятно, наиболее убедительным свидетельством способности природных гидротермальных систем выщелачивать большие количества рудообразующих металлов из пород, достаточные для создания высоких концентраций этих металлов в гидротермальном растворе, способном образовать рудные месторождения, являются данные по прямому определению состава некоторых природных гидротермальных растворов. Особенно хорошими примерами могут служить геотермальные рассолы Солтон-Си [542, 211] и рассолы нефтеносного поля центральной Миссисиии, поскольку концентрации металлов в этих рассолах достигают нескольких сотен миллионных долей, а отсутствие в обоих случаях признаков магматической активности, по-видимому, исключает какое-либо участие магматического источника металлов.

Граф [178] использовал треки редкоземельных элементов для определения источника рудообразующих растворов и последовательности гидротермального процесса, приведших к образованию месторождения Батерст, Нью-Брансуик, Канада. Он показал, что распределение редкоземельных элементов как в сульфидных рудах, так и в железистых окисных рудах определялось их распределением в минералообразующих растворах (в противовес фракционированию различных редкоземельных элементов и их распределению по разным минералам-хозяевам в процессе рудоотложения). Более того, учитывая, что распределение редкоземельных элементов отличается от такового в морской воде, Граф сделал вывод, что химизм минералообразующих растворов был обусловлен взаимодействием вода — порода. Основываясь на этих допущениях и сравнив отношения Eu/Sm в рудах и ассоциирующихся с ними типах пород, он пришел к следующим выводам: химизм растворов изменялся во времени; богатая железом и медью часть залежей осаждалась из растворов, выщелачивающих преимущественно вулканическое стекло и железомагнезиальные минералы; богатые свинцом, цинком (и иногда барием) части месторождения осаждались из растворов, выщелачивавших полевые шпаты; железистые вулканиты отлагались из менее концентрированных рассолов, обменивавшихся редкоземельными элементами со слабо измененными вулканическими породами.

Как это было отмечено, например, Ричардсом [435] и ранее в настоящем обзоре, вариации изотопного состава свинца являются наилучшим средством для выявления возможных генетических соотношений между рудами и породами. Поскольку подходящее моделирование данных по изотопам свинца может явиться путеводной нитью как для более надежного определения кервичного происхождения свинца, так и для его прямого источника, требуются данные по изотопным составам свинца возможных источников, скорректированные на возраст минерализации. Данные по изотопам свинца были использованы для того, чтобы показать, что в некоторых типах месторождений, включая меднопорфировый и долины Миссисипи [219, 112, 113, 671], свинец поступал непосредственно из подстилающего фундамента или окружающих осадочных пород. Однако отсутствие данных по изотопному составу свинца из возможных материнских пород для колчеданных месторождений не позволяет сделать какие-либо выводы относительно непосредственного источника свинца.

Например, изучение изотопов свинца из ордовикских месторождений Батерст, Нью-Брансуик [608], показало, что первичными источниками рудного свинца были породы возрастом 1300 млн. лет. Хотя модель не позволяет установить, откуда поступал свинец: непосредственно из гренвиллского фундамента или из ордовикских осадков, образовавшихся за счет гренвиллского фундамента,— она указывает, что свинец поступил из верхней части земной коры, но не из мантии. Поскольку месторождения двух пространственно разобщенных вулканических центров района Батерст [215] могут быть индивидуализированы по своим изотопам свинца, наиболее вероятная интерпретация состоит в том, что свинец поступал из локальных, несколько различающихся по составу источников, что могло бы быть возможным в подстилающей ордовикской вулканогенно-осадочной толще. О подобного рода недавно проведенных исследованиях архейских месторождений Канады уже упоминалось в части 1.

Используя данные предложенного ими плюмботектонического синтеза, До и Зартман [114] пришли к выводу, что свинец месторождений Куроко мог поступать из континентального материала или представляет собой смесь свинца пелагических осадков с континентальным свинцом. Это противоречит заключению Тацумото [598] и Сато [491] (см. ниже) о тесной связи рудного свинца со свинцом изверженных пород и о его поступлении, хотя бы частичном, из мантии. Кроме того, в случае кипрских месторождений, которые располагаются только над изверженными породами в обстановке океанического хребта, данные До и Зартмана [114] свидетельствуют о том, что свинец был прямо или косвенно заимствован из мантийного источника. Таким образом, как бы ни интерпретировать данные по изотопам свинца, можно сделать вывод, что свинец и, вероятно, другие металлы руд колчеданных месторождений скорее поступали из нижележащих пород, чем из мантии.

Возможно, самый прямой путь определения, являлась ли колонна подстилающих пород поставщиком рудообразующих металлов, заключается в идентификации зон гидротермального резервуара и полсчете дефицита рудообразующих металлов в породах источника. Было высказано предположение [552], что модель конвекционной системы требует извлечения из пород источника 10-20 млн⁻¹ суммарной концентрации металлов. Мак-Гиен и Мак-Лин [334] в ходе одного из немногих исследований, потребовавшего идентификации и опробования пород резервуара рудообразующей гидротермальной системы, охарактеризовали минералогические и химические изменения в породах, подстилающих месторождение Гарон-Лейк района Маттагами (рис. 64). Основываясь на подобранных наиболее соответствующих регрессионных кривых концентраций главных и примесных элементов с использованием SiO₂ в качестве независимой переменной, Мак-Гиен [333] сделал вывод о конгруэнтном выщелачивании железа, марганца и титана из базальтов под риолитами Гарон-Лейк. В течение ранней стадии процесса выщелачивания медь экстрагировалась предпочтительнее пинка, однако в целом цинка было выщелочено больше (2 млн⁻¹ на 1% добавки SiO₃), чем меди (1 млн⁻¹ на 1% добавки SiO₂). Мак-Гиен и Мак-Лин [334] подсчитали, что при средней величине добавочной SiO₂, равной 5%, для обеспечения месторождения Гарон-Лейк требуемыми количествами цинка и меди (451 000 т руды с содержанием 3,59% цинка и 1,83% меди) должны быть выщелочены лишь 0,6 км³ базальтов лежачего бока. Предполагалось, что кремнезем выщелачивался из базальтов близ остывавших зон разгрузки геотермальной системы и осаждался в более горячих частях этой системы при подъеме температуры выше 350 °C; растворимость кварца уменьшалась, как только раствор достигал своей критической кривой. Харриган и Мак-Лин [195], Мак-Гиен п Мак-Лин [334] рассматривали кварц-эпидотовые жилы и прожилки в базальтах как основные подводящие каналы для проходящего сквозь породу флюида. Интересно отметить, что кварц-эпидотовые жилы и прожилки ниже рудных залежей на Кипре дают температуру по изотопам кислорода от 320 до 400 °C [208]; это может рассматриваться как подтверждение такой интерпретации изменений пород района Маттагами.

Обширная силицификация с выносом магния, титана и цинка была описана Гибсоном [160] для верхней части формации риолитов Амулет, образующей лежачий бок месторождения Милленбах. Гибсон связывал эти изменения с уменьшением растворимости кремнезема в гидротермальных растворах, что предшествовало главному моменту рудоотложения, поскольку растворы охлаждались во время разрядки в широком районе. Он рассматривал наличие широко распространенных полупроницаемых пород лежачего бока, образовавшихся при осаждении кремнезема, как существенный элемент развития более высокотемпературной рудообразующей гидротермальной системы ниже полупроницаемой покрышки пород. При последующей разгрузке растворов вдоль локальных трещин в силицифицированных породах покрышки сформировались рудные тела.

Литогеохимическое исследование пояса Абитиби в региональном масштабе было проведено Солуком и др. [556]. Используя регрессионные кривые для главных и примесных элементов с SiO₂ как независимой переменной и подсчитав разность путем вычитания стандартной величины, принятой для района Норанды, они выявили крупномасштабные литогеохимические аномалии, связанные с известными сульфидными месторождениями. По их мнению, литогеохимический характер пород с содержанием SiO₂ > 64 % может быть объяснен метасоматическими процессами, происходившими в подводном геотермальном поле, где породы вначале обогащались железом, цинком и марганцем (заимствованы из подстилающих мафических пород) и обеднялись натрием в течение стадии девитрификации. Позднее, в стадию, синхронную с рудоотложением, из этих пород выщелачивались натрий, кальций, цинк и марганец.

Данные, полученные при изучении измененных пород в поле Абитиби, равно как и в других районах, наводят на мысль, что по крайней мере под некоторыми колчеданными месторождениями имеются обширные поля развития гидротермально измененных пород. Однако существуют расхождения во мнениях относительно генетической связи таких протяженных по латерали и стратиграфически контролируемых зон измененных пород с описываемыми месторождениями.

В целом данные по стабильным и радиогенным изотопам, отношениям металлов в залежах, связи химизма месторождений с подстилающими типами пород, соотношениям широко распространенных литогеохимических аномалий лежачего бока, а также аналогия с современными гидротермальными системами и лабораторные исследования подтверждают гипотезу, согласно которой металлы колчеданных месторождений вулканической ассоциации были получены за счет выщелачивания участков колонны подстилающих пород. Однако 'нельзя считать, что сведения, которыми мы располагаем в настоящее 'время, можно считать безусловным подтверждением этой гипотезы.

Сера. Эндрюс [11] показал, что в ходе взаимодействия морской воды с базальтом в условиях низких температур на современном океаническом дне из породы выщелачивается от 50 до 60% первичномагматических сульфидов. Следовательно, исходя из высокой мобильности серы в процессегидротермального выщелачивания, можно ожидать, что плодотворным направлением исследований было бы изучение корреляции между изотопами серы руд и вероятных материнских пород. Однако, как и в случае свинца, при наличии многочисленных данных по самим рудным телам было проведено очень мало исследований изотопов серы пород — возможного источника для образования месторождений.

Олно из наиболее полных исследований изотопов серы колчеданных месторождений и окружающих их пород проведено Таппером [615] на месторождениях Батерст, Нью-Брансуик. Он определил изотопный состав серыи свинца из руд месторождений и из отдельных образцов вмещающих пород. По мнению этого автора, месторождения могут иметь либо осадочное сингенетично-пластовое, либо магматически-гидротермальное происхождение. Основываясь на своих наблюдениях, которые показали, что как для отдельных залежей, так и для их групп существует узкий диапазон колебаний изотопных отношений, Таппер пришел к выводу, что сера была заимствована из гомогенного источника. Хотя он отмечал, что воды глубокой циркуляции должны иметь такой же эффект гомогенизации, как и коровые магмы, поскольку модельные свинцовые возрасты месторождений (370 + 10 млн. лет) очень близки к значениям, полученным калий-аргоновым методом для гранитов, прорывающих вмещающие месторождения породы (от 364 + 15 млн. лет до 398 ± 12 млн. лет), Таппер пришел к выводу, что и граниты, и руда образовались в течение единой фазы орогенеза, и, следовательно, для месторождений наиболее вероятным является магматически-гидротермальное происхождение. Он отрицал сингенетическое происхождение месторождений, поскольку осадочный пирит, взятый примерно из того же самого стратиграфического горизонта, что и массивные сульфиды, показал значительно больший разброс отношений изотопов серы и оказался гораздо более обогащенным ³²S, чем сульфиды из руд, которые, если допустить, что они также были осадочными, должны были бы обнаружить аналогичную картину распределения изотопов, наблюдаемую в осадочном пирите. Из-за этих различий в распределении изотонов серы Танпер прошел мимо идеи о том, что такие горизонты с осадочными сульфидами могли бы служить источником серы при образовании руд. К сожалению, он не опробовал вулканические и подстилающие осадочные породы. Вместе с тем Таппер не был полностью удовлетворен предложенным им вариантом, предусматривающим возможное магматическигидротермальное происхождение руд, особенно потому, что месторождения обогащены ³⁴S по сравнению с местными плутоническими изверженными породами (δ^{34} S колеблется от 0,45 до 4,98%) и что, по-видимому, существует пространственная зональность в распределении средних величин δ ³⁴S на каждом месторождении. Он полагал, что вместо единого для всех месторождений точечного источника серы существовало несколько локальных источников (небольшие штоки или купола, связанные с главным гранитным батолитом) и что магматическая сера загрязнялась, захватывая тяжелую серу из другого источника, или постоянно фракционировалась в ходе процессов переноса или отложения.

Пересмотр данных Таппера [615] в сочетании с материалами Ласка [328] и Дечова [101] показывает, что месторождения можно разделить на две группы (рис. 84), соответствующие двум вулканическим центрам, выявленным Хельмстедтом [215], и, как указывалось ранее, двум группам, выделенным по данным изучения изотопных составов свинца. Это предполагает, что представления о локализации и перемещении в пространстве источника серы согласуются с гипотезой о выносе серы из колонны нижележащих. пород.



Рис. 84. Зависимость среднего отношения меди к цинку в целом по месторождению от изотопного состава серы массивных руд для различных месторождений (по Лайдону, готовится к публикации). Медноцинковый тип (1-5): 1 — Кипр (мезозойские); 2 — Канада (палеозойские); 3 — Норвегия (палеозойские); 4 — Канада (протерозойские); 5 — Канада (архейские). Цинковосвинцово-медный тип (6-8): 6 — Япония (кайнозойские); 7 — Канада (палеозойские, западный Батерст); 8'— Ганада (палеозойские, восточный Батерст).

Такой вывод приложим п к другим группам колчеданных месторождений. Лайдон (готовится к печати) утверждает, что физико-химические процессы, играющие важную контролирующую роль в разделении изотопов серы (температура, рН. $P_{\Omega_{2}}$), преимушественно определяют и дифференцированное осаждение сульфидов меди и пинка. На рис. 84 показана зависимость суммарной величины отношения Cu/Zn от среднего отношения изотопов серы в массивных рудах из различных колчеданных месторождений. Фигуративные точки месторождений из одного и того же рудного района или одного геологического пояса имеют тенденцию локализоваться вдоль линии тренда с положительным наклоном; это свидетельствует о том, что чем выше отношение Cu/Zn, тем тяжелее изотопный состав серы месторождения. На диаграмме месторождения отчетливо разделяются на две группы: медно-цинковую и цинково-свинцово-медную. Тренлы фигуративных точек первых месторождений, встречающихся преимущественно в толщах, сложенных мафическими породами, близки к точке метеоритного стандарта. С другой стороны. месторождения пинково-свинпово-медного типа, имеющие тенденцию к залеганию над толщами, сложенными преимущественно осадочными породами и кислыми вулканитами, значительно больше обогащены ³⁴S. Возраст месторождений и, следовательно, характерные для того времени факторы, такие, как изотопный состав серы морской воды, по-видимому, не оказывали заметного влияния на изотопный состав серы месторождений. Например, месторождения Батерст и месторождения Норвегии, хотя и имеют приблизительно одинаковый возраст, обнаруживают отчетливо различающиеся интервалы колебаний отношений изотопов серы (рис. 84). Однако фигуративные точки меловых месторождений Кипра, ордовикских каледонских месторождений Норвегии и месторождений архейского пояса Абитиби, несмотря на большие различия в возрасте этих месторождений, все локализуются вдоль одного и того же тренда. Это говорит о том, что преобладающее влияние на изотопный состав серы месторождений оказывали породы лежачего бока, являвшиеся, вероятно, главным источником серы при рудообразовании.

Рипли и Омото [441] пришли к заключению, что по крайней мере частично сера рудника Раул, Перу, была заимствована из толщи подстилающих пород. Хотя изотопные составы серы в выделяемых ими пачках II, III и IV согласуются с популярными ныне представлениями о процессе неорганического восстановления сульфатов морской воды, Рипли и Омото объясняли наблюдавшиеся отношения изотопов серы в пачке V тем, что по крайней мере часть серы поступила из нижележащих пород.

Магматический источник. Различия между магматическим источником и породами лежачего бока как поставщиками компонентов колчеданных месторождений вулканической ассоциации во многих случаях могут быть очень тонкими, особенно когда приводятся данные по изотопному составу; при этом прямые и косвенные доказательства в общем случае не разделяются. В настоящем обсуждении компоненты руд считаются магматическими, если они были доставлены из расплавленного или бывшего недавно расплавленным тела пород непосредственно к месту образования рудного месторождения. В соответствии с такой формулировкой процесс рудообразования рассматривается как составная часть магматического процесса.

М е т а л л ы. Многие сторонники магматического происхождения колчеданных месторождений не делают различия между отдельными компонентами руд, поэтому их взгляды на источник металлов в большинстве случаев одинаково приложимы и к источникам серы. Вероятно, для подтверждения магматического происхождения по крайней мере металлов наибольшее значение имеет идея о том, что месторождения пространственно и, следовательно, генетически связаны со специфической изверженной петрографической серией и особенно с наиболее дифференцированной кислой фазой кальциевощелочной магмы [475, 107, 55, 666, 486, 552, 626].

Ряд авторов высказывают модифицированные или менее крайние точки зрения. Фокс [139] на основе стандартных диаграмм AFM и дискриминантного функционального анализа пришел к выводу, что в кальциево-щелочных породах преимущественно встречается лишь цинково-свинцово-медный тип колчеданных месторождений, тогда как медно-цинковый тип большей частью приурочен к толеитам. Ранее высказанные мнения о важности кальциевощелочных вмещающих пород могут быть ошибочными, поскольку, как указывают Мак-Гиен и Мак-Лин [335], может возникнуть путаница из-за невозможности четко отличить действительные кальциево-щелочные тренды от «псевдокальциево-щелочных» трендов, наложенных на толеитовые породы, при пзучении протяженных по латерали гидротермально измененных пород, часто развитых в районах колчеданных месторождений.

Хатчинсон [239] пытался связать выделенные им три минералого-химических типа месторождений (цинково-медный, свинцово-динково-медный и медно-пиритовый типы) с типами магм, с которыми, как он полагал, ассоциируются месторождения. Затем с помощью концепции тектоники плит он отнес каждую магму и ассоциирующийся тип руд к различным стадиям эволюции мантии и коры. Например, он полагал, что причина широкого проявления медно-цинкового типа в архее связана с тем, что эти месторождения формировались при дегазации общирных областей примитивной верхней мантии, а в более позднее время этот процесс не повторялся. В целом низкое содержание свинца в архейских месторождениях можно было бы отчасти объяснить меньшей обогащенностью в архее радиогенным свинцом по сравнению с палеозоем и более поздним временем, а отчасти, возможно, более высокими температурами поверхности в архейское время, что обусловило предпочтительное вхождение свинца в силикатные и окисные структуры вместо осаждения в сульфидной форме. По мнению Хатчинсона, причина отсутствия свинца в более молодых представителях этого типа месторождений — дериватов «океанической коры — мантии» — состоит в том, что в ходе эволюции коры мантия обеднялась свинцом, который концентрировался в супракрустальных породах.

В начале 1970-х годов была популярной идея об использовании теории тектоники плит как основы для разделения на отдельные категории колчеданных месторождений. Однако, как и в случае попытки Хатчинсона [239],

ограниченность такого подхода состояла в стремлении привязать месторождения к особым магматическим сериям и, следовательно, к определенной тектонической позиции. Хотя в отличие от Хатчинсона другие авторы редко имели дело со специфическим источником и не разделяли рудных компонентов, вывод был обычно один: образование руд непосредственно связано с родоначальной магмой. Например, Силлитое [538] заявлял, что формирование колчеданных месторождений должно рассматриваться как составная часть вулканической деятельности, и, исходя из этого, классифицировал месторождения по позиции, занимаемой ассоциирующимися с ними вулканическими породами в свете тектоники плит. Месторождения, сформировавшиеся в центрах спрединга, обычно имеют высокие отношения Cu/Zn, тогда как месторождения, приуроченные к островным дугам или к континентальным окраинам, как правило, содержат повышенные концентрации свинца, цинка, меди и бария. Силлитое [538] не был оригинальным в своих выводах о связи элементов с особыми магмами, заявляя, например, что в ассоциацию элементов островной дуги входят элементы, «сконцентрированные в ходе процессов, действовавших при частичном плавлении в зонах субдукции». Однако этот автор высказал предположение [537], что наличие химически аномальной коры в зонах субдукции — необходимое условие формирования на поверхности месторождений типа Куроко. В противоположность этому Стронг (1973) полагал, что месторождения Куроко скорее были образованы в результате эффективной «дистилляции» специфических рудных элементов из разнообразных пород источника, подвергавшихся субдукции, чем за счет переработки специфической, химически аномальной коры, поскольку по химическому составу залежи в целом идентичны материалу, подвергавшемуся субдукции. Соукинс [505] различал четыре главных типа месторождений и пытался отнести их к особым тектоническим типам и тектоническим позициям: 1) тип Куроко, связанный с кислыми, кальциево-щелочными вулканическими толщами от архея до третичного возраста в местах конвергенции плит в океанических областях; 2) кипрский тип, связанный с низкокалиевыми базальтовыми вулканитами в верхней части офиолитовых комплексов в участках вдоль хребтов спрединга; 3) тип Бесси, связанный с кластическими осадками и мафическими вулканитами, но не имеющий четко выраженной позиции в модели тектоники плит; 4) тип Салливан, связанный с мощными толщами наземных осадков, но не имеющий стратиграфической связи с вулканизмом. Последний тип обычно приурочен к внутриплитным мобильным зонам или авлакогенам и обнаруживает пространственно-временную связь с базальтовым магматизмом.

Вместе с тем, как считает Сангстер [481], в целом гипотеза тектоники плит не учитывает многих генетических аспектов, связанных с минеральными месторождениями. Возможно, наиболее убедительными аргументами в пользу магматического источника компонентов руд в колчеданных месторождениях явились данные Сато и Сасаки [492] по месторождениям Куроко в Японии, основанные на тектонике плит, в сочетании с данными по изотопам свинца. Эти авторы заметили, что отношения изотопов свинца на месторождениях Куроко сравнительно постоянны, несмотря на то что месторождения располагаются на расстоянии более 1000 км друг от друга и что изотопы свинца рудных месторождений аналогичны изотопам свинца изверженных пород приблизительно того же возраста. Эти два наблюдения наводят на мысль, что рудные свинцы и магма произошли из одного источника. Месторождения Куроко располагаются параллельно вулканическому фронту, соответствуя линии расположения фокусов землетрясений на глубине 155 км [496, 501], а также границе между магматическими сериями толеитовых и высокоглиноземистых базальтов [305]. Эти данные позволяют предположить, что размещение руд Куроко контролировалось тем же самым механизмом, который обусловил зональность в размещении магматических типов базальтов. Дополнительный аргумент в поддержку такого предположения был выдвинут Сато [491]. Он обнаружил, что в региональном масштабе изотопы свинца месторождений Куроко становятся менее радиогенными с востока на запад в направлении, перпендикулярном простиранию поясов различных магматических серий. Это тоже соответствует распределению свинцов по изотопному составу в породах трех кайнозойских петрографических провинций — толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных оливиновых базальтов. Изменение изотопного состава свинца в породах обусловлено бо́льшим вкладом свпнца из субдуктировавших пелагических осадков на востоке и бо́льшим вкладом мантийного свинца на западе [598], прогрессивным уменьшением коровой контаминации [599] или дрейфом от корового к мантийному источнику [491]. На основании такой параллелизации трендов изотопных составов свинца Сато [491] сделал вывод о более чем вероятном магматическом происхождении свинца месторождений Куроко.

Известно, что содержание свинца в колчеданных месторождениях, ассоциирующихся с кальциево-щелочными породами, увеличивается по сравнению с содержаниями цинка и меди с уменьшением возраста от архея до фанерозоя. Сангстер [478] приводит три возможных объяснения такого тренда, предполагающего, что металлы имеют магматическую природу.

1. Заметив, что в современных океанических осадках имеется положительная корреляция между свинцом и марганцем, он предположил, что архейские океанические осадки (и магма, образовавшаяся за их счет) содержали мало марганца, а следовательно, и свинца.

2. Материнские породы архейских осадков, возможно, содержали мало урана и тория и поэтому не могли поставить существенные количества свинца древним осадкам.

3. Тектоника плит неприложима к архею, и, следовательно, кальциевощелочные породы возникли не из пород с существенной осадочной компонентой, а непосредственно из примитивной, бедной свинцом мантии.

Для того чтобы объяснить свои наблюдения, указывающие на большую зависимость химического состава колчеданных месторождений от их тектонической, а не литологической позиции, и на то, что разряжавшаяся в месте рудоотложения гидротермальная система была металлоносной лишь в определенный промежуток общего времени потока, Хенли и Торнли [218] высказали предположение, что обогащенный металлами компонент гидротермальной системы был образован магматическим парообразным выбросом, наложившимся на конвективную гидротермальную систему.

Другие мнения, сторонники которых отдают предпочтение магматическому происхождению металлов руд, по-видимому, основаны скорее на личных привязанностях, зародившихся в «Линдгреновскую эру» признания первенствующей роли гидротермально-метасоматического замещения, чем на определенных доказательствах. Например, Урабе и Сато [626] в качестве главного аргумента в пользу магматической природы флюидов Куроко выдвигают противоречивость ряда положений альтернативной модели морской воды, предложенной Омото и Раем [387], Сакаи и Мацубая [470] и базирующейся на изотопных данных по кислороду и водороду. Урабе и Сато [626] отмечали следующие затруднения:

1. Соленость рудообразующих флюидов была в общем выше, чем у морской воды. Однако концентрация соли в результате вскипания не сопровождается обогащением дейтерием в жидкой фазе, и не существует жизнеспособного эвапоритового ряда, который бы содействовал растворению галита.

2. Отсутствие достаточного теплового источника, чтобы привести в движение конвекционную систему. Расчеты Урабе и Сато, проведенные (с точно-
стью в пределах порядка) для проверки предположения, не могли ли купола белых риолитов служить источниками тепла, показывают, что тепло, выделяемое такими мелкими магматическими телами, недостаточно для поддержания теплового баланса, обеспечивающего минимальные количества рудообразующих флюидов, которые должны быть вовлечены в процесс рудообразования (это заключение позднее подтвердилось более сложным компьютерным моделированием Катлса [66]).

3. Данные по изотопам свинца указывают, что рудные флюиды циркулировали глубоко в фундаменте. (Предположительно, со ссылкой на результаты Сато и Сакаи [492], которые показали, что свинец из руд Куроко отличается от свинца из гранитных пород фундамента.)

Так как при интерпретации изотопного состава кислорода и водорода Омото и Рай [387] сообщили о присутствии в составе флюида до 20% магматической воды, то Урабе и Сато [626] предположили, что на большей глубине в составе флюидов могла быть значительно большая доля магматической воды, поскольку рудные флюиды Куроко были оценены по образцам руд, отлагавшихся близ границы с морской водой. Они предпочли модель, по которой рудообразующий раствор освобождался из кислой магмы, и объяснили, таким образом, пространственную связь месторождений Куроко с хорошо дифференцированным куполами [596] белых риолитов. К числу авторов, отдававших предпочтение магматическому происхождению рудообразующих флюидов Куроко, но располагавших ограниченными данными, подтверждающими эту точку зрения, можно отнести Матцукуму, Хорикоси и Сато [см. 351, 231, 501].

Выводы ряда исследователей можно истолковать, как предполагающие магматическую природу для металлических составляющих колчеданных месторождений. Среди них упомянем следующие работы:

1. Литологические исследования. Давенпорт и Никол [93] и Камерон [55] пришли к заключению, что неизмененные вулканические породы продуктивных вулканических циклов нескольких рудных узлов в поясе Абитиби содержат цинка больше, чем сопоставляемые с ними вулканические породы непродуктивных циклов.

2. Отношения металлов в магматических породах. Ку и Моссмен [298], отмечая близость отношений металлов в рудах и в вулканических породах группы Амиск, район Флин-Флон, предположили возможность существования генетической связи между рудами и исходной магмой вулканических пород Амиск. Этот тип исследований аналогичен работам, проведенным в 1950-е годы, когда среди геологов, занимающихся вопросами рудообразования, была популярной гипотеза магматогенно-гидротермального замещения [572, 663].

3. Элементы-примеси. Содержания некоторых элементов-примесей, особенно никеля, кобальта, ванадия и селена в пирите, использовались для выяснения источника компонентов руд [322, 510]. Шермерхорн [510], например, пришел к выводу, что компоненты руд пиритового пояса Испании имеют скорее магматическое, чем осадочное происхождение.

С е р а. При интерпретации отношений изотопов серы рудных месторождений использовалось соответствие достаточно простому распределению: те месторождения, которые обнаруживали широкий диапазон колебаний значений δ^{34} S, нередко с отрицательным средним значением, относились к осадочным и обычно биогенным образованиям; месторождения с узким интервалом колебаний значений δ^{34} S рассматривались как магматогенно-гидротермальные; средние значения δ^{34} S (около $0^{0}/_{00}$) считались признаком мантийного источника серы [267]. Однако последние данные по изотопам серы указывают, что такой подход был слишком упрощенным. Обобщение существующих ныне взглядов по изотопному фракционированию серы в приложении к рудным месторождениям было сделано Омото [384], Раем и Омото [464], Омото и Раем [388].

Узкий интервал колебаний отношений изотопов серы, характерный для колчеданных месторождений (см. ч. І), в прошлом обычно интерпретировался как индикатор ее магматического или магматически-гидротермального происхожпения [615, 465]. В последних интерпретациях распределения изотопов серы приводится очень мало доказательств в пользу ее магматического происхожления. Тем не менее Исихара и Сасаки [249] отмечают, что наблюдается соответствие между величинами δ^{34} S месторождений Куроко (среднее $4, 6^{0}/_{00}$), гранитоидных плутонов пояса зеленых туфов (4-5%) и риолитовых лав пояса зеленых туфов (6,5% одля более древних риолитов и 4,5% одля более молопых риолитов). Это свилетельство и ясно проявленная зональность в размешении нескольких типов рулных месторожлений, включая месторожления Куроко, по отношению к указанным гранитоидным плутонам привели Исихару и Сасаки к выводу, что сера месторождений Куроко образовалась из глубинного источника совместно с серой магматических порол. Олнако, как подчеркивается ниже, интерпретации последнего времени отдают предпочтение морской воде как источнику для некоторой, если не большей, части серы месторождений вулканической ассоциации.

Морская вода как источник. Металлы. Концентрации главных рудообразующих металлов — меди, свинца и цинка — в современной морской воде составляют около 0,01 млн⁻¹, что примерно на четыре порядка величин ниже, чем минимальное содержание (около 10 млн⁻¹), которое обычно считается необходимым для отложения руд [26]. По общему мнению, рудообразующие металлы колчеданных месторождений не могут быть образованы за счет непосредственного извлечения из морской воды.

В последнее время единственным противником этой точки зрения является Кадзивара [274, 275]. Свои выводы он основывает на анализе термодинамической модели физико-химических условий образования руд Куроко. Рассчитанный им состав рудообразующего раствора очень близко соответствует концентрациям различных компонентов, осаждающихся в современной морской воде. Поэтому Кадзивара пришел к заключению, что рудообразующий флюид Куроко являлся обычной морской водой, измененной химически лишь за счет восстановления своего окисленного состояния. Его метод подсчета обсуждается ниже. Различия между данными расчетов Кадзивары и других исследователей могут быть обусловлены его иным (и сомнительным!) методом оценки химических условий рудоотложения, в особенности pH, P_{O_2} и P_{S_2} .

Сера. Главным аргументом в пользу морской воды как основного источника серы являются изотопные данные, причем не только данные по изотопному составу серы в рудах, но и по изотопному составу кислорода, водорода и стронция в гидротермально измененных боковых породах.

Сангстер [473, 474, 477] сравнил средние изотопные составы серы стратиформных сульфидных месторождений определенного геологического возраста с изотопными составами серы одновозрастных сульфатов морской воды (рис. 85). По петрографическому составу рудовмещающих пород он разделил месторождения на осадочный и вулканический типы; последний приблизительно соответствует принятому в настоящей работе определению колчеданных месторождений вулканической ассоциации. Он нашел, что среднее значение $\Delta \delta^{34}$ S (δ^{34} S морской воды того времени — δ^{34} S среднее для месторождения) приблизительно соответствует среднему уменьшению в $15^{0}/_{00} \delta^{34}$ S, если H_2 S образуется за счет бактериальной редукции SO₄²⁻ в нормальной биологической обстановке [196]. Используя аргументы, аналогичные выдвинутым Тодом и др. [604], Тодом и Монстером [603] по поводу образования серы в нефти, Сангстер [473, 474] высказал предположение, что распределение отношений



Рис. 85. Сопоставление [477] средних изотопных составов серы стратиформных сульфидных месторождений с изотопными составами серы сульфатов морской воды, одновозрастной с месторождениями [477]. *a* — верхняя группа — месторождения вулканической ассоциации, нижняя группа — месторождения осадочной ассоциации. Черные треугольники сульфидные месторождения, черные квадратики — сульфаты морской воды; *б* — гистограмма Δ (δ³⁴S) (см. текст). Вертикальная штриховая линия соответствует значениям, характерным для сульфатов морской воды [477].

изотопов серы, показанное на рис. 85, свидетельствует об образовании сульфидов месторождений вулканической ассоциации за счет бактериальной редукции сульфатов морской воды в месте отложения руд. Вариации отношений изотопов серы в пределах месторождения Сангстер [474, 377] относил за счет локальных колебаний факторов, контролирующих изотопное фракционирование (биологическая активность, температура, Po, pH), тогда как вариации между месторождениями для данного геологического времени были обусловлены уровнем бактериальной редукционной активности, притоком свежей волы или вулканической серы и т. п. в различных бассейнах осадконакопления. Несколько больший дефицит ³⁴S в выделенной им вулканической группе по сравнению с осадочной группой Сангстер [473] объяснял добавками определенных количеств легкой вулканической серы. Позднее это соображение не стали учитывать, поскольку такое смешивание серы из двух различных источников привело бы к возникновению больших вариаций отношений изотопов серы в пределах отдельного месторождения [474] и невозможности корреляции с сульфатами морской воды [488, 489].

Для того чтобы объяснить узкий интервал колебаний отношений изотопов серы в пределах одного месторождения и параллелизм в этом смысле

183

с морской водой, равно как и признать невозможность бактериальной редукции при оцениваемых (>200 °C) температурах отложения руд, Сасаки [488], Сасаки и Кадзивара [489] предположили, что сульфатная редукция была неорганической. В пользу этой точки зрения они привели данные своих наблюдений о том, что величина $\Delta\delta^{34}\mathrm{S}$ для минимальных значений $\delta^{34}\mathrm{S}$, зафиксированных в колчеданных месторождениях, не только обнаруживает самое низкое стандартное отклонение, но и соответствует ожидаемому теоретическому равновесному фракционированию приблизительно 20⁰/₀₀ между H₂S_{вол} и SO₄² при температурах рудоотложения, равных для месторождений Куроко около 300, °C. Значения $\Delta \delta^{34}$ S, меньшие, чем $20^{\circ}/_{00}$, объяснялись неравновесностью в ходе процесса редукции. Этот метод использования лишь минимальных значений δ³⁴S был также применен [603, 233] для вывода изотопного состава сульфатов одновозрастной морской воды в сравнении с изотопным составом сульфатов эваноритов.

При интерпретации физико-химических изменений рудообразующих растворов в процессе отложения руд Куроко на месторождении Саканай-1 Кадзивара [273], преимущественно по данным изучения изотопов серы, пришел к выводу, что рудообразующие растворы испытывали прогрессивное охлаждение и окисление в результате смешивания с морской водой. Поскольку рудная система могла быть смоделирована при использовании систематики, позднее тщательно разработанной Омото [384], Раем и Омото [464], при допущении равнозесия с окисленной системой, в которой значение δ^{34} S у SO₄²⁻ составляло 20⁰/₀₀ (приблизительно такое значение характерно для миоценовой морской воды), Кадзивара [273] сделал вывод, что главным источником серы в сульфидах является сульфат морской воды. Он выдвинул предположение, что сульфат морской воды восстанавливался в сульфиды в участке рудоотложения при смешивании морской воды с поступившими снизу инициальными восстановленными рудообразующими растворами.

Сангстер [477] подчеркивал, что представления о неорганической редукции сульфатов морской воды могут быть приложимы лишь к тем месторождениям, которые залегают выше своих подводящих зон и, следовательно, формировались, по-видимому, при более высоких температурах, чем более удаленные (дистальные) плащеобразные залежи, такие, как, например, Батерст, Нью-Брансуик, и Бесси. По его мнению, в этих условиях все еще может быть использована модель бактериальной редукции. В поддержку мнения Сангстера можно привести следующие доказательства. По данным Арнолда и др. [13], в пиритовом поясе Испании наблюдается смещение в сторону легких изотопов от проксимальных месторождений, залегающих близ своих подводящих зон (Рио-Тинто, Ла-Сарса и Сан-Мигуэль; среднее около 1,5%/00), через месторождения в вулканических вмещающих породах, но без прилегающих подводящих зон (Сан-Платон и Консепшен; среднее для сплошных залежей около —20% к месторождениям, находящимся в преобладающих осадочных породах (Нью-Сотиел; в среднем — 30,9%). Арнолд и др. [13] отнесли этот тренд за счет увеличения доли биогенной серы по мере увеличения расстояния от выводного канала рудообразующих растворов. Аналогичным образом Риккард и др. [437] приписывали колебания отношений изотопных составов серы в пирите (от +8,4 до -14,8%) и барите (от 11,7 до 17,1% на месторождении Осен, район Шеллефте, Швеция, бактериальной редукции вулканической серы в закрытой системе. Вероятно, в обоих случаях при существенной бактериальной редукции сульфатов величина $\delta^{34}S$ сульфидов может быть сильно отрицательной, чего не наблюдается, например, на месторождениях Батерст. Ямамото [667] также полагал, что пирит и халькопирит из пластовых руд Ивами загрязнены серой биогенного происхождения.

Рай и Омото [464], Омото и Рай [387] подчеркивали, что процесс восста-

новления сульфатов морской воды с образованием сульфидов не следует ограничивать лишь местом рудоотложения. Аналогичные результаты могут быть достигнуты, если морская вода будет восстанавливаться в ходе циркуляции над местом выхода растворов при охлаждении последних. Представления о такой неорганической редукции сульфатов морской воды в результате реакции с железосодержащими комнонентами подстилающих пород [566, 527] являются в настоящее время, по-видимому, наиболее широко принятыми; они не противоречат фактам участия сульфатов морской воды в образовании сульфидных составляющих месторождений вулканической ассоциации.

Как это будет обсуждаться ниже, данные по изотопам кислорода, водорода и стронция были использованы для доказательства того, что гипротермальные изменения подстилающих пород на колчеданных месторожлениях обусловлены преимущественно циркуляцией морской волы. С учетом того. что растворы, вызвавшие гидротермальные изменения пород дежачего бока, были одновременно и рудообразующими, такая точка зрения о вовлечении морской воды была использована для подтверждения представлений о том. что морская вода является главным источником компонентов серы на месторождениях. Например, Слунер [564] отмечал, что в случае кипрских месторождений величины δ^{34} S варьируют от 0,43 до 7,0%; средние значения для пвух различных совокупностей данных составляют 3,75 [269] и 4,8% [261]. По мнению Спунера [564], единственным возможным источником части тяжелой серы являлись сульфаты морской воды того времени, поскольку величина δ^{34} S для базальтов лежачего бока могла оказаться равной в среднем около 1⁰/.... Факт вовлечения морской воды в геотермальную конвекционную систему был установлен на основании данных по изотопам кислорода и водорода [208] и стронция [568] гидротермально измененных, пространственно связанных с месторождениями вулканических пород. Используя оценки температур, рН и Ро, условий рудоотложения, Спунер [564] определил, что значение б³⁴S кипрских месторождений отвечает равновесному рудообразующему раствору, включавшему лишь серу морской воды (б³⁴S для SO₄²⁻ равно 16^{0} /...). Аналогичным образом тяжелый изотопный состав серы (δ^{34} S до 23.0^{0} ...) месторождений офиолитовой ассоциации в районе Нотр-Дам, Ньюфаундленд, Бачински [17] относил за счет неорганической редукции сульфатов морской воды соответствующего времени, а значения $\delta^{34}S$ современных сульфидных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия Стирт и др. [586] объясняли варьирующей долей восстановленных сульфатов морской воды.

В настоящее время преобладает, по-видимому, мнение, что главным источником серы для месторождений вулканической ассоциации является прямое восстановление сульфатов морской воды соответствующего возраста. особенно при ее циркуляции в составе рудообразующей гидротермальной системы. Однако, как это становится очевидным при рассмотрении рис. З статьи Сасаки [488] и как это выведено Сангстером [477], корреляния по изотопному составу серы между сульфидами руд и сульфатами морской воды соответствующего времени выявляется лучше для одних групп месторождений и хуже — для других. Со ссылкой на рис. 84 можно показать, что корреляция лучше для цинково-свинцово-медного типа, чем для медно-цинкового типа месторождений. Последний тип по сравнению с первым проявляет тенденцию иметь значения δ^{34} S, приближающиеся к величине $\sim 0^{0}/_{0C}$, ожидаемой для мафических пород, с которыми этот тип ассоциируется. С другой стороны, для пинково-свинцово-медного типа месторождений значения $\delta^{34}S$ отклоняются в обе стороны от предложенной Сангстером [473] величины для сульфатов морской воды того времени на 15% од. Это может свидетельствовать о косвенном, а не прямом вкладе сульфатов морской воды: сера, первично зафиксированная в лежачем боку осадочных пород, вероятно бактериально

редуцированная, характерная для колчеданных месторождений медносвинцово-цинкового типа, позднее была мобилизована в рудообразующую гидротермальную систему. Возраст осадочных пород лежачего бока часто слабо отличается от возраста месторождения, как, например, в районе Батерст; следовательно, любой изотопный дрейф в морской воде от времени фиксации осадочных сульфидов и до процесса рудообразования, вероятно, является пренебрежимо малым. Согласно Лайдону [332], небольшое положительное смещение, наблюдаемое для медно-цинкового типа месторождений, можно объяснить в свете модели, исключающей господство серы морской воды. Он отмечает, что имеются данные о том, что сульфиды отлагались из щелочных растворов (рН 7—9), а в этом случае пирит со значениями δ^{34} S до $7^0/_{00}$ мог образоваться из растворов, в которых восстановленная сера имела значения δ^{34} S, близкие к $0^0/_{00}$, т. е. такие же, как и сера нижележащих мафических норол.

Мобилизация и перенос компонентов руд. Возможность того, что рудообразующий флюил представляет собой смесь вулканических газов, непосредственно отделившихся от магмы, как это полагал Офтедаль [380] и другие. была опровергнута Андерсоном [7]. Андерсон соглашался с Куллерудом и др. [304] в том, что имеющиеся эмпирические данные по вулканическим газовым эксгаляциям (например, в Долине Десяти Тысяч Дымов [672, 673] и в Японии [653]) говорят о том, что концентрация металлов в вулканических газах слишком низка для ощутимого эффекта рудоотложения. В действительности рудообразующий флюид был низкотемпературным волным раствором. Для месторождений Куроко эта точка зрения подтверждается рядом данных. Данные по флюидным включениям [610, 348, 310] и отношениям изотопов серы для минеральных пар [273] указывают на температуры отложения в диапазоне от 200 до 300 °C; температуры замораживания флюидных включений дают среднюю соленость около 1 *М* эквивалентного NaCl с зафиксированным максимумом солености около 2.5 *М* эквивалентного NaCl [310]. Как указывалось ранее, месторождения Куроко в бассейне Хокуроку залегают на глубинах 300—500 м [389, 592] и даже свыше 3500 м [185]. Интерпретация дианазона температур рудоотложения и величины солености флюидных включений с помощью температурных кривых Хааса [188] позволяет считать, что даже на малых глубинах рудообразующие флюиды будут оставаться водными жидкостями с температурами, равными их точке вскипания или более низкими. То, что рудообразующий флюил является водной жидкостью, содержащей различные растворенные компоненты (гидротермальный раствор), представляет собой фундаментальное положение всех ныне существующих вариантов генетических моделей колчеданных месторождений.

Растворимость рудных минералов. В настоящее время является общепринятым, что для получения концентрации металлов свыше 1 млн⁻¹ в предполагаемых для рудообразующих гидротермальных растворов условиях температуры, pH, P_{O_2} и P_{S_2} доминирующей формой металлов в растворе должен быть стабильный комплекс, а не простой катион. Данные о растворимости рудообразующих минералов и комплексообразовании были суммированы Барнсом и Чамански [26] и Барнсом [25].

На основании имеющихся в настоящее время сведений о химических компонентах, присутствующих в природном рудообразующем растворе, можно сделать вывод, что в ожидаемом интервале химических и физических условий для комплексирования большинства металлов количественно важны только лиганды Cl-и HS-(и, возможно, H₂S). В более кислой среде доминирующими комплексообразующими лигандами могут оказаться SO_4^2 - или HCO_3^2 -. Реже большую роль играют и другие лиганды: полисульфидные, тиосульфатные и сульфитные комплексы, которые могут быть устойчивыми до температуры 200 °C [161, 162, 226], особенно в богатых серой системах,



Рис. 86. Диаграмма зависимости f_{O_2} от pH с полями стабильности минералов и границами растворимости меди (тонкие сплошные линии; преобладающая форма нахождения в растворе — CuCl⁰) п железа (тонкие пунктирные линии; преобладающая форма нахождения в растворе — FeCl⁺). Температура 300 °C, m Cl⁻ = 0,25, m S = 0,05, a K⁺ = 0,02. Вертикальные штриховые линии относятся к равновесиям между серицитом и каолинитом и серицитом и каолинитом [64].

хотя обычно они являются метастабильными; в сильнощелочной среде количественно важными обычно становятся гидроксильные комплексы. Лиганды, подобные образующим цианидные, аминные и фосфатные комплексы, можно не учитывать в случае колчеданных месторождений, поскольку их наличие редко устанавливается по существующему составу колчеданных руд (возможно, они важны в других типах руд; см., например, Саксби [506, 570]) и поскольку они редко обнаруживаются в современных гидротермальных системах. Наоборот, хлор и сера почти постоянно являются важными компонентами во флюидных включениях или в рудных минералах.

Было предпринято множество попыток определить в лабораторных условиях растворимость рудных минералов. Как показал Крерар и др. [86], если касаться лишь химии водных фаз, то можно использовать правило фаз: f = m + 6, где f - число степеней свободы, а m - количество металлов в растворе. Для определения системы должны быть измерены такие параметры, как температура, давление, фугитивность серы и кислорода, pH, концентрации хлорида и металлов. К сожалению, в некоторых экспериментах это минимальное количество интенсивных параметров не было определено, и, как следствие, полученные данные в лучшем случае могут быть использованы лишь как оценочные в «пределах порядка» для определения величины растворимости металлов.

Тем не менее может быть сделан ряд выводов, обоснованность которых, как нам кажется, подкрепляется результатами экспериментов, проведенных в диапазоне физико-химических условий, приемлемых для колчеданных месторождений (до 350 °C, 3m/NaCl и т. д.; см. рис. 86—89), а именно: увеличение концентрации хлоридов увеличивает растворимость рудных металлов; растворимость рудных минералов в хлоридных растворах увеличивается с возрастанием температуры; растворимость медных минералов как хлоридных комплексов больше зависит от температуры, чем растворимость сфалерита и галенита (кривые растворимости как функции температуры для последних двух минералов более или менее параллельны, если хлоридные комплексы



Рис. 87. Днаграмма зависимости fO₂ от pH с полями стабильности минералов и границами растворимости цинка (преобладающая форма в растворе — ZnCl⁺). Условия те же, что на рис. 86 [64].

являются главными формами металлов в растворе); растворимость пирита, халькопирита и борнита зависит от P_{O_2} ; стехиометрические растворимости распространенных рудных минералов как хлоридных комплексов могут превышать 1 млн⁻¹ только тогда, когда концентрация хлоридов превышает 0.5m, pH раствора менее 5, а температура не больше 200 °C.

Бисульфидные комплексы меди, цинка и свинца могут быть количественно существенными в поле стабильности HS⁻ или близ него, что требует наличия щелочного раствора (pH более 6). При лабораторных исследованиях было показано, что если цинк [24] и медь [451, 85] образуют стабильные бисульфидные комплексы, что обусловливает концентрации раствора до нескольких тысяч миллионных долей, то свинец образует лишь слабый бисульфидный комплекс [169, 192]. Это означает, что в насыщенных металлами щелочных, богатых серой сульфидах отношения Cu/Pb и Zn/Pb являются очень высокими (>10:1), тогда как отношение Cu/Zn близко к единице. Высокие стабильности бисульфидных комплексов свинца, о чем сообщил Нриагу [378], вероятно, были обусловлены неисправностью фильтрующей аппаратуры, в результате чего отсепарированный свинец не удалялся из экспериментальных растворов. Однако Джордано и Барнс [169] обнаружили комплекс Pb(HS)₂H₂S, который может внести заметный вклад в растворимость свинца в кислых условиях при температурах, близких или превышающих 300 °C.

Рис. 88. Растворимость сфалерита, халькопирита и пирротина в форме хлоридных комплексов как функция температуры. $Cl = 1 \ M, \ pH = 4 \ [135].$





Рис. 89. Растворимость сфалерита, халькопирита и пирротина в форме хлоридных комплексов как функция pH. S = $= 10^{-3} M$, Cl = 1 M, $P_{O_2} = 10^{-48}$ атм [135].

Не установлено, какое железо образует бисульфидный комплекс, который мог бы быть существенным в геологических условиях. Попытки измерить растворимость железа в щелочных, богатых серой растворах были предприняты лишь для пирита [24]. Активность Fe^{2+} в поле стабильности пирита настолько низка, что любое увеличение концентрации железа будет понижать пороговую чувствительность аналитического метода. Эксперименты по определению стабильности бисульфидных комплексов железа необходимо выполнять при очень низких P_{0_2} , например, близ границы железо — пирротин. В связи с этим интересно отметить, что Ромбергер и Барнс [451] установили наличие коррозии нержавеющей стальной капсулы в щелочном, богатом серой растворе, несмотря на то что она была покрыта хромом; это позволяет считать, что железо образует стабильный бисульфидный комплекс.

Гидротермальная система. Развитие идеи о существовании субмаринных геотермальных систем достигло кульминации с началом геохимического и геофизического изучения современного океанического дна. Бостром и Петерсон [46] объясняли обогащение тяжелыми металлами осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия разгрузкой гидротермальных растворов глубинного происхождения, связанных с магматической деятельностью. Более того, изотопные составы свинца осадков указывают на вулканический источник для тяжелых металлов [37, 90]. Широкое развитие обводненных метаморфических пород на срединно-океанических хребтах свидетельствует о вовлечении больших объемов воды [353, 360], которая, как показывает изучение изотонов кислорода, представляда собой морскую воду [369]. Харт [197], основываясь на химизме измененных базальтов, высказал предположение, что взаимодействие базальт — морская вода осуществляется в значительной степени путем гальмиролиза близ поверхности, однако частично реакция базальта с морской водой происходит на глубинах до 5 км в земной коре. По мнению Корлисса [80], металлоносные растворы могли образоваться при проникновении морской воды внутрь горячих лавовых потоков и «подушек», где они выщелачивали остаточные летучие компоненты кристаллизовавшейся магмы, концентрировавшиеся в интрагранулярных промежутках.

Расхождение между теоретическими и измеренными значениями теплового потока в океанических хребтах привело к выводу о том, что большое количество корового тепла было потеряно, по-видимому, за счет гидротермальных флюидов глубинной циркуляции [404, 321]. Математическое моделирование гидротермальных систем [665, 83, 546] указывает на вовлечение очень больших объемов воды и на ее проникновение в океаническую кору до глубины 5 км.

Спунер и Файф [566] считают, что водные «спилитовые» ассоциации прогрессивного метаморфизма пород восточной Лигурии. Италия, являются пролуктом реакции морская вола — порола, протекавшей при температурах по 400 °С в геотермальной системе близ поверхности морского дна. Они рассматривают конвективную ячейку как простейшую однонаправленную систему, в которой морская вола просачивалась сквозь верхние слои пород обширной области разгрузки, нагревалась во время опускания и без заметной рециркулянии (ср. с субаэральной ситуацией [123]) в конце концов возвращалась в зону взаимодействия вола — порода. гле в местах локализации трещин происходила ее разгрузка (см. правую часть рис. 80). По конфигурации границ распространения метаморфических ассопианий Спунер и Файф нодсчитали, что кондуктивный геотермальный гралиент в восточной Лигурии составлял почти 1300 °С/км и что, с учетом энергетического баланса, при остывании 1 км³ базальтовой магмы от 1200 по 300 °C (3.10¹⁷ кад связанного тепла кристаллизации и 7.10¹⁷ кал свободного тепла) будет нагреваться З км³ морской волы по температуры выше 300 °С. По их мнению, колчеданные месторождения являются продуктом длительного осаждения в месте разрялки спенифической гипротермальной системы.

Аналогичную модель формирования колчеданных залежей на океанической коре (рис. 90) предложил Соломон [552]. Основываясь на математических построеннях Лапвуда [313] и по аналогии с субаэральной гидротермальной системой Уайракей [123, 124], Соломон [552] пришел к выводу, что ситуацию на Кипре можно объяснить наличием простой конвективной ячейки, функционирующей внутри гомогенно-поровой среды. Диаметр этой конвективной ячейки достигает 10 км, а глубина ее колеблется от 3 до 5 км. Таким образом, рудные месторождения, группирующиеся в пределах площади диаметром 10 км, как это имеет место в случае группы залежей Аплики — Мавровуни — Скурнотисса (рис. 29), будут соответствовать различным точкам разгрузки единой сложной системы, образовавшейся в результате вторичной циркуляции близ поверхности пород, которая была обусловлена низким уровнем разрядки. Такое представление противоречит идее о раздельных конвективных системах, имеющих одну точку разрядки, как это предпола-



Рис. 90. Гипотетический разрез геотермальной ячейки, с которой связано образование колчеданных месторождений Кипра [552, 208, 564]. 1 — подушечные лавы; 2 — дайковый комплекс; 3 — габбро; 4 — разломы; 5 — пути движения гидротермальных растворов: 6 — минерализованный штокверк; 7 — массивные сульфиды; 8 — осадки, обогащенные железом п/пли марганцем; 9 — границы метаморфических фаций.

гает модель Спунера и Файфа [566]. Соломон [552] подсчитал, что для группы залежей Мавровуни — Скуриотисса, если рудообразующий раствор солержал 1 млн⁻¹ меди, 15 млн⁻¹ железа и 15 млн⁻¹ серы, потребовалось бы 1.4.10¹⁸ г такого раствора (преднолагается 100%-ное осажление и сохранение). По его данным, для нагревания такого количества флюида от 20 до 400 °С требуется около 3.8.1020 кал. Пласт базальтового материала мошностью 3 км и площадью 100 км², охлаждающийся с 1000 до 400 °С, будет выделять $2.4 \cdot 10^{20}$ кал $(1.6 \cdot 10^{20}$ кал свободного тепла, $0.6 \cdot 10^{20}$ кал остаточного кристаллизационного тепла и 0.2·10²⁰ кал тепла, поглошаемого при изменении перекрывающих пород). Используя оценочный уровень разгрузки в 600 кг/с, который, по Соломону, согласуется с данными по геотермальной системе Уайракей, этот автор подсчитал, что формирование залежей Мавровуни и Скуриотисса происходило в течение 70 000 лет. Для этого в основании ячейки величина) теплового потока должна была достигать 250 е. т. п. (единиц теплового потока. – Ред.), что значительно превышает современные оценки. С учетом средней пористости в 0,5% можно считать, что поровые воды ячейки Мавровуни — Скуриотисса должны были сменяться 600 раз при прохожлении потока флюида в 10¹⁸ г (при нормальных температуре и давлении). Это дает отношение вода/порода, равное 3 : 1 (по объему), и экстракцию 1.5 млн⁻¹ меди из пород. Если большая часть потока ограничена нижней третью конвективной ячейки, как это показано экспериментами Элдера [123] для ячейки Хеле — Шоу с точечным разрядом, то, по мнению Соломона [552], поровые волы в нижней части ячейки, несомненно, будут многократно сменяться с соответствующим увеличением суммарного отношения вода/порода и количества металла, экстрагированного из пород.

Основываясь на данных по изотопам стронция (рис. 76), Спунер [564] пришел к выводу, что морская вода вызвала повсеместный гидротермальный метаморфизм полушечных дав и пластовых даек кипрского комплекса Троодос. Он отмечал, что поскольку измененные породы обогащены ⁸⁷Sr по сравнению с неизмененными базальтами, вызывающий изменения флюид должен был представлять собой морскую воду, так как последняя могла быть единственно возможной средой с достаточно высоким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в субмаринной обстановке формирования комплекса Троодос. Высокое значение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr требует минимального суммарного отношения вода/порода, равного 15 : 1 (по объему). В соответствии с расчетами Хитона и Шеппарда [208] вывод о доминирующей роли морской воды в составе флюида полкрепляется также близкой к нулю величиной δ^{18} О для воды, равновесной с минеральными ассоциациями зеленосланцевой фации метаморфизма. Исходя из количества металлического железа, подвергшегося окислению, Спунер [564], со ссылкой на свою работу [568], подсчитал, что если это окисление осуществлялось растворенным в морской воле кислородом, то поровые воды в породе с пористостью, равной 1%, сменятся 10⁵ раз (объемное отношение вода/порода равно 1000 : 1). Это эквивалентно водному потоку величиной 10⁸ — 10⁹ см³/см². Если зона фильтрации воды для каждого месторождения равна 30 км², то такому водному потоку будет соответствовать 10¹⁹--10²⁰ г раствора на месторождение. Такое количество Спунер [564] считает относительно более приемлемым, чем величину 1017 г раствора на месторождение, подсчитанную исходя из количества серы, содержащейся на каждом месторождении, при допущении ее концентрации 20 млн⁻¹ в растворе. Приняв темп спрединга океанического хребта практически мгновенным, Спунер [564] подсчитал, что время нахождения данной секции земной коры в вулканически активной зоне (в пределах 6 км от осевой части хребта) составляет 10⁵ лет. Если это соответствует времени образования единичного колчеданного месторождения, то подсчитанный объем флюидов, разгрузившихся в выводящей системе диаметром 500 м. отвечает вертикальному флюидному



Рис. 91. Генетическая модель руд Куроко, предложенная Омото и Раем [387] на основе их интерпретации данных по изотопам кислорода и водорода (см. рис. 92).

потоку, равному $3 \cdot 10^{-6}$ г/(см² · с), который Спунер сравнивал с потоком. в $10^{-6} - 10^{-7}$ г/(см² · с) в геотермальных полях Бродлендс и Уайракей. Спунер не установил точно, соответствует ли такой уровень количеству поступающего тепла. Учитывая, что рудные залежи располагаются под прямым углом к простиранию даек пластового дайкового комплекса, он подчеркивал, что индивидуальные месторождения Кипра формировались не одновременно, а скорее последовательно. Для случая мгновенного спрединга хребта Спунер подсчитал, что интервал времени между формированием самых древних (Ша) и самых молодых (Мавровуни) месторождений составлял, как минимум, $6 \cdot 10^5$ лет, а это означает, что формирование одного месторождения заканчивалось до начала образования другого.

Хотя существует проблема, связанная с поступлением тепла в обстановке срединно-океанического хребта, не будет криминальным мнение, что концентрации металлов в рудообразующем растворе были выше, чем это принималось Соломоном [552] и Спунером [564], и достигали концентраций, которые фиксируются в современных выходах черных дымов Восточно-Тихоокеанского поднятия: железо — 100 млн⁻¹, цинк + медь — 15 млн⁻¹, серы больше, чем содержаний металлов (Дж. М. Эдмонд, личное сообщение). Однако в этом случае становится очевидным, что количество вовлеченной воды [564] значительно превышает необходимое для образования месторождения. Это, по-видимому, позволяет сделать вывод, что либо древние колчеданообразующие гидротермальные системы были в высшей степени неэффективными, подобно черным дымам, рассеивающим большую часть содержащихся в гидротермальных выбросах металлов, либо все количество растворов, обусловивщих подводный метаморфизм пород лежачего бока (по крайней мере на Кипре), не было вовлечено в процесс рудоотложения.

Проблема снабжения теплом конвективной гидротермальной рудообразующей системы усложняется в случае иных обстановок, чем обстановка срединно-океанического хребта. Омото и Рай [387] объясняли распределение изотопов кислорода и водорода флюидных включений в пирите и халькопирите на месторождениях Куроко с помощью модели, в которой основная доля рудообразующего флюида приходилась на морскую воду соответствующего возраста с возможным подчиненным участием магматической или атмосферной воды. Они предложили модель конвективной ячейки морской воды, приводимой в движение теплом, выделяемым при остывании неглубокой интрузии. изверженных пород. На их диаграмме (рис. 91) эта интрузия, по-видимому, эквивалентна риолитовому куполу, фиксирующемуся в лежачем боку многих месторождений. Однако расчеты Урабе и Сато [626] показывают, что тепловое излучение риолитового купола диаметром 200 м и мощностью 150 м. недостаточно, чтобы поддерживать конвективную систему в течение достаточно длительного промежутка времени формирования месторождений Куроко. Полагая, что становление купола происходило в виде расплавленного тела при температуре 700 °C Урабе и Сато [626] подсчитали, что максимальное количество тепла, которое может выделиться при его остывании до 300 °C (температура рудообразующих растворов Куроко), составляет 9 ·10¹⁴ кал, чего достаточно для нагрева лишь 3 ·10⁶ т морской воды. Даже если это количество морской воды содержало 1000 млн⁻¹ рудообразующих металлов, оно в состоянии перенести лишь 1% всего количества металлов на месторождении Косака.

Катлс [66] провел подсчеты на компьютере, связанные с той же самой проблемой. Взяв риолитовый некк при температуре 700 °С, диаметром 300 м и мощностью 200 м, он нашел, что через 350 лет гидротермальная система охладится до 218 °С, а через 700 лет — ниже 138 °С. Через 700 лет подсчитанный массовый поток на границе порода — морская вода составит 1,5 кг/см². Катлс показал, что такой поток был бы достаточен для образования лишь 1% всей меди, имеющейся в общем случае на одном месторождении Куроко. По мнению Катлса, для поддержания в конвективной системе при высоких температурах достаточно большого потока в течение времени, необходимого для образования месторождения Куроко, потребовался бы плутон объемом в несколько десятков квадратных километров.

Хотя конвективные системы, действующие близ современного океанического дна, в отдельных случаях и переносят существенные количества металлов (например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии близ 24° с.ш., металлоносные осадки и рассолы Красного моря), возникает ряд трудностей, когда с аналогичными конвективными гидротермальными системами связывают формирование месторождений вулканической ассоциации [135, 332]. Помимо вышерассмотренной проблемы снабжения теплом у таких месторождений пмеется ряд особенностей, трудно согласующихся с моделью конвективной ячейки.

Одной из них является феномен благоприятного горизонта — узкого стратиграфического интервала, которым ограничиваются почти все колчеданные месторождения данного района или пояса. Например, месторождения Куроко, несмотря на их линейный разброс на расстоянии свыше 1000 км, ограничены в своем развитии верхней частью стадии Нисикуросава среднего мноцена [310]. По смене знака палеонамагниченности Уэно [620] доказал, что большая часть месторождений Куроко сформировалась в интервале времени, равном 200 тыс. лет. Как отмечает Финлоу-Бейтс [135], то обстоятельство, что почти 80 конвективных ячеек, разбросанных на расстоянии 1000 км и более, действовали в один короткий промежуток времени в пределах длительного вулканического эпизода, является нечто большим, чем простое совпадение. Тот факт, что подобное явление повторялось и в других районах, таких, как Норанда [560], Маттагами [447, 383] п Батерст [97], свидетельствует о том, что это не просто случайность.

Второе затруднение касается наблюдений Соломона [552], по данным которого 50% колчеданных месторождений вулканической ассоциации пространственно связаны с кислыми породами. Финлоу-Бейтс [135] отмечает, что нет никаких особых причин, которые обусловливали бы приуроченность конвективной гидротермальной системы к определенным литологическим типам пород.

Финлоу-Бейтс [135] подчеркивает также, что температура разгрузки конвективной ячейки достигает максимальной величины к определенному моменту, а затем постепенно снижается, как это было, например, показано Элдером [125] и компьютерными расчетами Катлса [65, 66]. Следовало бы ожидать, что такое изменение температуры разрядки вызовет различия в составе «столбообразных рудных тел», чего фактически не происходит, судя по наблюдениям на руднике Милленбах [295, 73] и других.

Финлоу-Бейтс [135], Лайдон [332], Лайдон и Ходжсон (в печати) разработали альтернативную конвективной системе модель образования колчеданных месторождений, основанную на представлении о тектонических движениях как источнике энергии гидротермального потока; такая модель в других вариантах была предложена Дандурандом и др. [89], Сибсоном и др. [535] и Шарпом [528]. Если гидротермальные рудообразующие растворы представляют собой нагретые и захороненные в ловушках воды, то они будут освобождаться при первых же движениях вдоль глубокозалегающих разломов, и тогда разрядка гидротерм будет происходить более или менее синхронно на большой территории. Такой механизм не только объясняет феномен благоприятного горизонта, но и отвечает на вопрос, почему рудообразующие растворы формируются конвективными системами в одних подводных вулканических толщах и не образуются в других.

Сакаи и Мацубая [470] показали, что изотопные составы кислорода и водорода современных геотермальных вод Японии можно объяснить смешиванием двух типов вод: грунтовых вод, обменивающихся изотопами с местными породами, и местных атмосферных вод. Эти авторы отмечают, что состав основных компонентов рудообразующих флюидов Куроко соответствует составу современных геотермальных вод, в которых одной из составляющих являются захороненные воды или «ископаемая морская вода». Они рассматривали возможность того, что рудообразующие флюиды Куроко представляли собой интерстициальную морскую воду, захваченную морскими осадками; ее соленость увеличивалась в результате ультрафильтрации и других процессов. Позднее при рудообразовании эта вода была мобилизована и перемешивалась с флюидом, обладавшим более низким содержанием ¹⁸О (морская вода?). Эта точка зрения до некоторой степени подкрепляется отношениями изотопов стронция в барите, ассоциирующемся с рудами месторождений Куроко. Согласно данным (рис. 76) Хонмы и Шуто [229], Фаррелла и др. [132], отношения изотопов стронция в барите варьируют от 0.7040 до 0,7080; это точно соответствует интервалу, который наблюдается между миоценовыми вулканическими породами (0,703 до 0,705), с одной стороны, и миоценовой морской водой (0,7088) — с другой. Следовательно, флюид, из которого осаждались бариты Куроко, представлял собой воду, взаимодействие которой с миоценовыми вулканическими породами было достаточно интенсивным, чтобы она могла индивидуализироваться по изотопам стронция; впоследствии эта вода смешалась с древней миоценовой морской водой. Таким образом, данные по изотопам кислорода и водорода рудообразующих флюидов Куроко не обязательно свидетельствуют о том, что рудообразующая гидротермальная система представляла собой конвективную ячейку, которой отдают предпочтение Омото и Рай [387] (см. рис. 92).

Химия гидротермальных растворов. В настоящее время обычно принято считать, что химический состав природных гидротермальных растворов определяется химическим равновесием между раствором и преобладающими породообразующими минералами гидротермального резервуара [130, 131]. При температуре 200 °С химическое равновесие между раствором и породообразующими минералами достигается в течение нескольких дней [213]. Арнорссон и др. [15] показали, что единственной независимой переменной, определяющей температуру и минералогию резервуара, является хлоридность. Для определения температуры геотермальных систем ниже поверхности [650, 129, 137, 138] в качестве геотермометров в рутинных случаях используются концентрации главнейших катионов в разгружающихся растворах.

В системе порода — раствор лучше всего изучено взаимодействие между базальтом и морской водой, приложимое ко многим колчеданным место-



Рис. 92. Изотопные составы водорода и кислорода воды флюидных включений в пирите и халькопирите из некоторых месторождений Куроко и их сопоставление с изотопными составами водорода и кислорода первичной магматической воды [532], морской воды S, местной метеорной воды G и современных грунтовых вод из миоценовых вулканических пород Ятате и Юнодзавы [470]. Приведены расчетные данные по изменению значений $\delta^{18}O = +81$ и δD магматической воды (начальная точка M и точечный пунктир), атмосферной воды (начальная точка G и пунктирные линии) и морской воды (начальная точка G и пунктирные линии) и морской воды (начальная точка S и сплошные линии) при равновесном изотопном обмене с вулканическими породами ($\delta^{18}O = +8$ й $\delta D = -70$, содержание $H_2O = 1\%$). Цифры от 0,1 до 0,001 обозначают отношения вода/порода [387].

рождениям. Наиболее важными экспериментальными переменными, повидимому, являются температура, отношение вода/порода и факторы, влияющие на кинетику реакции, такие, как длительность эксперимента, стекловатость или кристалличность исходных материалов, эффективность смешивания реагентов.

При нагревании одной морской воды к главным изменениям относятся уменьшение в ней содержания Ca и SO₄ вследствие осаждения ангидрита выше 150 °C, а также заметное понижение рН в результате осаждения магнезиального гидроксилсульфата выше 250 °С [40]. Большинство экспериментальных исследований взаимодействия базальт — морская вода было выполнено в условиях теоретического преобладания породы, т. е., пругими словами, принималось, что отношение морская вода/базальт меньше 50:1 [525]. Результаты работ Хайяша [189], Бишоффа и Диксона [39], Моттла и Холланда [367], Зейфрида и Бишоффа [523] показывают, что в морской воде в ходе реакций, продолжавшихся 14 сут и более, наблюдались следующие основные изменения: удаление 98% Мg и обогащение Са; постепенное уменьшение содержания SO₄ с увеличением температуры частично вследствие осаждения ангидрита ниже 300 °C, но главным образом из-за восстановления при повышенных температурах SO₄ до H₂S под действием металлических компонентов базальта [189, 367]; удаление Na из морской воды при низком отношении вода/порода, хотя при высоких отношениях вода/порода может наблюдаться обратная картина [525, 523]; удаление К из морской воды при низких температурах, хотя при температурах выше 150 °C отмечается обратный процесс [523]. Главными продуктами изменений при низких температурах (<300 °C) являются смектит, для которого различают зеленую и серую разновидности [189, 367], и ангидрит. При более высоких температурах постепенно увеличивается количество тремолита — актинолита, альбита или более кальциевого плагиоклаза, анальцима и сульфидов.

Лайдон и Ходжсон (в печати) показали, что вышеупомянутые эксперименты, продолжавшиеся свыше 14 сут, согласуются с утверждением, что химический состав гидротермального раствора определяется породообразующей минеральной ассоциацией; все нанесенные на диаграмму экспери-



Рис. 93. Диаграмма температура — pH, суммирующая данные по измерению pH, температурам опытов и характеру преобладающих минералов, образующихся в ходе процессов изменения, в экспериментах по взаимодействию морской воды с базальтами длительностью более 14 сут (черные квадратики — данные из работы [39]; черные кружки — [189]; черные треугольники — [523]; белые квадратики — [522]; белые кружки — [367]). Отрезки соединяют значения pH, измеренные после 14 сут и в конце опыта. Кривая ассоциации хлорит — альбит (+ квард) рассчитана для системы Na₂O — MgO — Al₂O₃ — SiO₂ — H_2O — HCl, содержащей 1,0 m NaCl при концентрации Mg^{+2} , равной принятой для смектит-альбитового равновесия при той же температуре. Минимальные отношения вода/порода реакции рассчитаны из допущения полного изменения исходных базальтов в указанные ассоциации (плюс актинолит-эпидот-кварцевая ассоциация длякривой 3). Составы начального базальта и смектита соответствуют составам, приведенным в работе [522]; составы хлорита, актинолита и эпидота являются средними для природных минералов в измененных базальтах [236]. Концентрации металлов рассчитаны из допущения того, что около 50 млн⁻¹ от первоначального содержания металла в базальтах переходит в раствор (по Лайдону и Ходжсону, готовится к печати).

ментальные точки тяготеют либо к смектитовой, либо к смектит-альбитовой кривой на рис. 93. По их мнению, в этом случае химические составы определялись ассоциацией измененных, а не первичных минералов. Более того, как сообщают Зейфрид и Бишофф [522], используя данные по химическому составу исходных и измененных минералов, эти исследователи подсчитали, что для достижения 100%-ного изменения первоначального базальта в смектитовую и смектит-альбитовую ассоциации весовые отношения вода/порода должны быть приблизительно равны 42 : 1 и 20 : 1 соответственно. По своему химизму (включая рН) эти экспериментальные растворы весьма близки к природным гидротермальным растворам, содержащим морскую воду и базальт, таким, например, как растворы Исландии [43, 14, 15] и Галапагосского хребта [121, 81]. Последние представляют собой слабокислую измененную морскую воду, бедную Mg и SO₄ и обогащенную Са.

Однако экспериментально полученные ассоциации измененных минералов отличаются от зеленосланцевой хлорит-актинолит-альбит-эпидотовой ассоциации, встречающейся в глубинных частях действующих высокотемпературных гидротермальных систем [611, 581] и среди базальтов океанического дна [236, 237]. Лайдон и Ходжсон (в печати) подсчитали, что для некоторой концентрации Mg, определяемой смектитовой и смектит-альбитовой кривыми на рис. 93, хлорит-альбитовая ассоциация зеленосланцевой фации должна буферироваться по величине pH, соответствующей полю стабильности HS⁻. В процессе водного изменения базальтов металлы могут частично переходить в водную фазу (см. выше). Лайдон [331] суммировал некоторые данные по выщелачиванию металлов из пород и пришел к заключению, что количество выщелоченных металлов зависит от соотношения между минераламихозяевами, разложившимися при реакции с раствором, уровня вхождения металлов в образовавшиеся вторичные минералы и физико-химических свойств выщелачивателя. Концентрация металлов в выщелачивателе зависит от количества извлеченного из породы металла, минимального количества раствора, необходимого для переноса всей массы разлагающихся и переотлагающихся минералов, и предела насыщения металлов в растворе.

Хорошие примеры природного выщелачивания базальтов описаны Сигвалдсоном [536] и Ведеполем [647]. По мере того как базальт постепенно превращается в каолинит-анатаз-кремнезем-пиритовую ассоциацию в кислых горячих источниках, доля металла, выщелоченного из породы, постепенно увеличивается (рис. 94). Выщелачивание происходит ступенчато, что связано с природой вторичных минералов. Как это было отмечено (по крайней мере для меди) еще Хамфрисом и Томпсоном [236, 237], существует вторичный фронт концентраций: металлы, мобилизованные в каолинитовой зоне, реадсорбируются в смежной смектитовой зоне. Щелочные горячие источники выщелачивают также железо, медь и цинк.

Хотя металлы могут быть мобилизованы в ходе любого процесса изменения, протекающего с участием воды, их концентрации в растворе зависят частично от отношения вода/порода, характерного для соответствующего пропесса. Например. Лайдон и Холжсон (в печати) подсчитали, что если принять, что начальный базальт был полностью превращен либо в смектит, либо в смектит — альбит, либо в ассоциацию фации зеленых сланцев и что из базальтов было выщелочено 50 млн⁻¹ металла, то максимальная концентрапия цветных металлов, возможная в равновесном растворе, будет равна примерно 1 млн⁻¹, 2 млн⁻¹ и по меньшей мере 1500 млн⁻¹ соответственно (рис. 93). Таким образом, в базальтовых породах только те гидротермальные системы способны развиваться как рудообразующие, которые характеризуются низким отношением вода/порода, что наиболее вероятно для процессов превратения базальтов во вторичные минеральные ассопиации фации зеленых сланпев. Это, по-видимому, означает, что рудообразующие растворы были щелочными, а преобладающими формами металлов в растворе были бисульфидные комплексы, и, следовательно, они находились в таком поле составов, где свинен был сравнительно инертным. Лайдон и Ходжсон использовали данный аргумент для объяснения генезиса месторождений медно-цинкового типа, у которых породы лежачего бока представлены преимущественно мафическими образованиями.

Тот факт, что современные гидротермальные растворы, поступающие из мафических пород, по-видимому, являются слабокислыми, указывает на господство смектитсодержащей ассоциации в породах резервуара и, следовательно, на высокое отношение вода/порода. Высокое отношение вода/порода будет препятствовать высокой концентрации металла в гидротермальном растворе, что действительно представляет обычный случай. В водах геотермальной системы Рейкьянес содержится на 850—900 млн⁻¹ калия больше, чем в морской воде; Моттл [366] подсчитал, что для выщелачивания такого количества металла из базальтов (в среднем 1630 млн⁻¹ калия) отношение вода/порода должно быть менее 2 : 1. Эдмонд и др. [121], основываясь на содержаниях калия, лития, рубидия и бария в Галапагосской гидротермальной системе, экстраполированных до 350 °С, подсчитали, что общее отношение вода/порода близко к 3 : 1. Это различие между значениями отношения вода/порода, выведенными из величины рН и из содержания калия, можно, вероятно, объяснить лишь допущением, что большая часть калия была моби-



Рис. 94. Изменения концентраций цинка, меди и железа (a) и минерального состава толеитовых базальтов Исландии (б) вблизи кислых (I) и щелочных (II) горячих источников ([536]; Ведеполь, 1969).

лизована в ходе самых начальных стадий взаимодействия между базальтом и морской водой [39], когда эффективное отношение вода/порода было еще низким и предел насышения раствора по отношению к калиевому полевому шпату достигался быстро [367]. Таким образом, концентрация калия в растворе является ненадежным индикатором отношения вода/порода, но она указывает, что на ранних стадиях взаимодействия базальт — морская вода, когда преобладали неравновесные ассоциации вторичных минералов, могли быть достигнуты сравнительно высокие концентрации металла в растворе. Это, вероятно, соответствует случаю с выходом черных дымов на Восточно-Тихоокеанском поднятии близ 21° с. ш. [332]. В противоположность этому Зейфрид и Бишофф [524], основываясь на своих экспериментальных данных, высказали предположение, что флюиды с повышенными концентрациями металлов будут образовываться при температуре около 300 °C и при высоком отношении вода/порода или же при более низком отношении вода/порода (менее 10:1), но при температуре выше 400 °C. Более того, растворимость металлов определяет высокая кислотность, а не эффекты солености морской воды, способствующие образованию хлоридных комплексов металлов.

Экспериментальные работы с кислыми вулканическими и осадочными породами проводились в менее широком масштабе, чем с базальтами. В измененных породах гидротермального резервуара преобладает ассоциация мусковит — калиевый полевой шпат — альбит, которая формируется среди типичных кислых изверженных или осадочных пород [130, 131], а также глинисто-слюдистая или глинистая минеральная ассоциация в породах, первоначально содержавших меньше полевого шпата. Эксперименты и расчеты [217, 324, 361, 421], а также замеры в природных гидротермальных системах [51] показали, что pH раствора, буферированного ассоциацией мусковит калиевый полевой шпат — альбит, будет отличаться от нейтральной величины в зависимости от солености не более чем на одну единицу pH, тогда как глинистая ассоциация будет обусловливать бо́льшую кислотность (по меньшей мере на одну единицу pH), чем указанный буфер, в зависимости от температуры и солености. Это привело Лайдона и Ходжсона (в печати) к предположению, что поскольку гидротермальные флюиды, генерированные в толщах кислых вулканических или осадочных пород, обычно являются кислыми и поскольку при низких pH количественно важны лишь хлоридные комплексы (см. ранее), металлы медь, цинк и свинец являются привнесенными. Это следует учитывать для цинково-свинцово-медных месторождений, у которых породы лежачего бока представлены главным образом кислыми вулканическими и/али осадочными образованиями.

Отложение руд

В обсуждаемой проблеме имеются два главных момента: факторы, контролирующие места разгрузки гидротермального раствора, и процессы, действующие в ходе отложения и аккумуляции руд. Процессы отложения удобно разделить на преимущественно физические и преимущественно химические. Большинство доказательств, связанных с действительным формированием месторождений, находятся в самих рудных залежах.

Место разгрузки. Вследствие гидротермальной конвекции в гомогенной поровой среде, перекрытой свободной жидкостью, места разгрузки будут пространственно отстоять друг от друга на расстояниях, в 2,7-3,9 раза превышающих высоту конвективной ячейки [313] (рис. 95). Соломон рассматривал закономерность пространственной локализации месторождений во многих районах как доказательство того, что места формирования колчеданных месторождений вулканической ассоциации контролировались в первую очередь параметрами гидротермальной конвективной ячейки. Например, он считает, что киноские месторождения обнаруживают групповое распределение с расстоянием между отдельными залежами от 2,0 до 4,5 км, а между группами залежей — от 7,6 до 12,5 км. Учитывая трудности, возникающие в связи с решением проблемы вышелачивания достаточного количества металла в конвективной ячейке глубиной от 1.0 по 1.5 км, как это получается при расчетах, если исходить из пространственной разобщенности залежей, Соломон высказал препположение, что главная гидротермальная конвективная ячейка должна иметь диаметр около 10 км и глубину около 3,5 км, т. е. соответствовать пространственному разобщению между группами залежей. По мнению этого автора, внутригрупповое пространственное разделение, вероятно, отражает вторичную циркуляцию и те реальные точки разрядки, которые контролировались преимущественно разломами (рис. 90).

Контроль точного положения мест разгрузки разломами или зонами трещиноватости подчеркивается большинством современных исследователей. Крайне ограниченный разброс колчеданных месторождений вулканической ассоциации по латерали свидетельствует о том, что они отлагались в сфокусированной зоне разгрузки гидротермальной системы. Эта черта присуща также современным субаэральным гидротермальным системам. Мак-Нитт [343] отмечал, что проницаемость вкрест слоистости пород, необходимая для восходящих движений растворов из гидротермального резервуара и их разгрузки на поверхности, обычно обеспечивается субвертикальными разломами в зонами трещиноватости. Ходжсон и Лайдон выделили три главные Рис. 95. Теоретические линии потока конвекционных ячеек (в плане), образующихся в однородной пористой среде бесконечной протяженности, ограниченной снизу непроницаемым слоем, а сверху — свободной жидкостью. Рисунок иллюстрирует пространственные закономерности в расположении зон разгрузки. Н — высота пористой среды [313].



структурные позиции, где такая ситуация для формирования колчеданных месторождений вулканической ассоциации может быть реальной [225].

1. Подновленные кальдеры, активизация которых выражается в проявлении многостадийных движений как по радиальным, так и по концентрическим системам трещин [550]. Время рудообразующей гидротермальной деятельности может совпасть с реактивизацией растягивающих напряжений, обновлявших систему трещин, заложившихся в процессе обрушения кальдеры. Примерами могут служить бассейн Хокуроку, районы Норанда и Батерст.

2. Границы наклонных приразломных блоков, которые могут образовать полуграбены, являющиеся великолепными ловушками среди вулканических пород. Большинство месторождений, формирующихся в этой структурной позиции, принадлежат к «осадочному субмаринному эксгаляционному» [314] типу подобно месторождению Салливан и ирландским свинцовоцинковым месторождениям в карбонатных толщах.

3. Слоистые толщи, прорванные силлами, где зоны проницаемости вкрест слоистости образовались за счет фреато-магматического клиновидного удара под высоким давлением, обусловленным нагреванием грунтовых вод горячей магмой. На возможную значимость этого механизма указывает обычное присутствие субвулканических интрузивов в районах колчеданных месторождений вулканической ассоциации.

Значение активизированных кальдер в пространственном размещении месторождений вулканической ассоциации подчеркивали Омото [385], Коуда и Койде [299], по мнению которых месторождения Куроко в бассейне Хокуроку связаны с активизацией субмаринных кальдер. Губер и Дате [184] полагали, что кальдеры Хокуроку сформировались вдоль разломов северовосточного направления, относящихся к системе северо-западных — юговосточных И северо-восточных — юго-западных разрывных нарушений, образовавшихся в ходе растягивающих тектонических напряжений, связанных с заметными вертикальными движениями. Вертикальные перемещения привели к смене в отдельных частях бассейна Хокуроку субаэральных условий на глубокие субмаринные (более 2000 м), предшествовавшие образованию руд [184]. Харли [194] считал, что геологические особенности и размещение месторождений района Батерст наилучшим образом можно объяснить моделью активизированной кальдеры. Сангстер [484] отмечал тенденцию месторождений вулканической ассоциации ряда районов группироваться в кластеры (не идентичные, однако, кластерам Соломона [552]) со средним диаметром участка, соответствующего единичному кластеру, равным 32 км. По его мнению, такая тенденция к образованию кластеров связана, вероятно, с развитием кальдеры.

Сангстер [475], Сангстер и Скотт [486] отмечали, что распределение отдельных залежей в районе Норанда может контролироваться системой

линейных структур. По данным Нукки [294, 295], многие рудные линзы на руднике Милленбах в районе Норанда, так же как риолитовые купола (с отдельными, но не со всеми куполами пространственно связаны руды) и риолитовые подводящие дайки, связаны с синвулканическими разломами, характеризующимися смещением по вертикали. Скотт [518, 519] отмечал, что многие месторождения бассейна Хокуроку, по-видимому, приурочены к местам пересечения линейных структур северо-северо-западного и северовосточного направлений, которые он рассматривал в качестве подновленных разломов фундамента. По его мнению, в участках пересечения разломов облегчался подъем риолитовых диапиров; они представляли собой удобную вертикальную систему для движения металлоносных гидротермальных растворов.

Глубина морской волы. Глубина морской воды, при которой происходит разгрузка субмаринных гидротерм, определяет важные физические и химические особенности процесса рудоотложения. Глубина формирования различных месторождений вулканической ассоциации оценивается от весьма большой до незначительной: это может означать, что образование такого типа месторождений не требует определенной глубины морской воды. Месторождения в обстановке спрединга океанических хребтов, по-видимому, формируются в глубоководных условиях (свыше 2000 м) [566]. Микрофаунистические и налеогеографические данные, полученные при изучении некоторых рудных месторождений бассейна Хокуроку, могут указывать, что при их образовании глубина воды достигала 300-500 м [389, 501, 592]. Данные по фораминиферам в интерпретации Губера и Омото [185] свидетельствуют о том, что глубина морской воды в бассейне Хокуроку колебалась от 3500 до 4000 м. Страусс и Мадел [582] пришли к выводу, что последняя стадия кислого вулканизма в районе рудника Тарсис пиритового пояса Испании была частично субаэральной. Аналогичным образом Соломон и Уолш [555], интерпретируя наличие игнимбритов в лежачем и висячем боках месторождения Розбери, Тасмания, указывали на преимущественно субаэральную обстановку его формирования. В двух последних случаях сами рудные горизонты являются субмаринными, хотя ассоциирующиеся с ними субаэральные поропы свидетельствуют о мелководной морской обстановке.

Глубина воды является решающим фактором, определяющим вскипание рудообразующих флюидов. Максимальная температура разгрузки гидротермальных систем определяется температурами вскипания раствора [651] (рис. 96). Кривые кипения раствора NaCl в координатах температура давление — соленость были опубликованы Хаасом [188] и использованы при рассмотрении вопроса о рудоотложении на морском дне [439]. Если глубины воды сравнительно невелики, а температура гидротермальной системы достаточно высока, то вскипание может произойти ниже поверхности морского дна. Следствиями этого могут быть фреатические эксплозии и образование штокверковых брекчий, дробление вулканитов и сульфидов [205, 206, 218], а также осаждение рудных минералов вследствие охлаждения растворов [136, 418]. Вскипание, однако, не приводит к «драматическому» увеличению солености рудоносного раствора; например, Финлоу-Бейтс [135] подсчитал, что при охлаждении от 300 до 200 °С кипящий раствор теряет лишь 18,5% своей массы в паровой фазе.

Те данные, которыми мы располагаем, не позволяют однозначно решить вопрос, происходило вскипание или нет. Обычное присутствие обломочных пород, особенно со стороны лежачего бока, на многих архейских месторождениях Канады (дробленые породы Сангстера [475]) может рассматриваться как признак фреатических эксплозий и, следовательно, имевшего место вскипания. Однако Ларж [315] при создании химической модели этих архейских месторождений допускал, что весь процесс охлаждения происходил в резуль-



Рис. 96. Модель высокотемпературной геотермальной системы [651]. Кривая 1 — заимствованная из работы [188] кривая вскипания поровой воды. Кривая 2 — температурный профиль типичного пути циркуляции от точки поглощения А до точки разгрузки F. Кривая DGH — ожидаемый кондуктивный геотермальный градиент в случае, если источником тепла является расплавленная масса пород.

тате смешивания гидротерм с морской водой. Согласно Финлоу-Бейтсу и Ларжу [136], само присутствие штокверковой минерализации предполагает вскипание. Однако Урабе и Сато [626] отрицали факт вскипания применительно к штокверковой зоне месторождений Куроко. Флюидные включения на месторождениях Куроко [610, 310, 348, 626] указывают на температуры от 250 до 200 °С и солености около 1m (в пересчете на NaCl). В соответствии с кривыми Хааса [188] это означает, что такие растворы должны вскипать, начиная с глубин менее 600 м. Омото [385] отмечал, что для месторождений Куроко неизвестны флюидные включения в паровой фазе и, следовательно, вскипания растворов не происходило. Однако Финлоу-Бейтс [135] утверждал что в открытой системе не должны присутствовать полости с паром, в которых могли бы образовываться минералы и сохраняться газовая фаза. Таким образом, данные по флюидным включениям не исключают явления вскипания в растворах Куроко.

Физические аспекты разгрузки и отложение руд. Основываясь на соотношениях натриевых хлоридных растворов в координатах температура илотность — соленость, Сато [497] оцения возможное поведение гидротер-

Рис. 97. Вероятное поведение гидротермальных растворов четырех типов, разгружающихся в субмаринной обстановке, определенное по соотношениям их начальной температуры и солености (см. рис. 98) [497-499]. 1 — морское дно; 2 — зона выхода растворов; 3 — линии потока гидротермальных растворов; 4 — зона зарождения сульфидов; 5 — депрессия с расслоенным рассолом.





Рис. 98. Четыре варпанта изменения плотности при смешивании двух растворов NaCl (пояснения см. в тексте) [497-499].

мальных растворов после разгрузки (без кипения) в субмаринной обстановке. Он подсчитал коэффициенты температурно-плотностных изменений, допустив, что температуры смесей с морской водой являлись линейной функцией степени смешения и что отложение рудных минералов преимущественно зависело от начального охлаждения. По его мнению, возможны три различных варианта поведения гидротермального раствора в зависимости от его начальной температуры и солености (рис. 97, 98).

Тип I. Плотность гидротермального раствора всегда больше по сравнению с плотностью морской воды, в связи с чем раствор будет стекать вниз по подводному склону и образовывать стратифицированные рассольные резервуары в топографических депрессиях. Накопление руд в рассольных резервуарах происходит путем осаждения сверху, и морфология месторождения будет соответствовать протяженному по латерали покровному типу.

Тип IIa. Гидротермальный раствор вначале является более плотным, чем морская вода (точка a, рис. 98), а при смешивании с морской водой становится еще более плотным. Поэтому свежие гидротермальные растворы стремятся подняться выше образовавшейся смеси; в результате вновь поступающие порции растворов всегда будут приходить в контакт и перемешиваться с морской водой. Осаждение минералов происходит как близ выводящего канала, так и во время сползания плотных рассолов в виде потоков по подводному склону. Образующиеся скопления рассолов будут продолжать смешиваться с морской водой до тех пор, пока не достигнут максимальной плотности (точка c, рис. 98).

Тип IIb. Начальная плотность гидротермального раствора меньше, чем у морской воды (точка *a*, рис. 98), поэтому вначале он будет фонтанировать вверх, смешиваться с морской водой и становиться более плотным, а затем начнет оседать обратно в зоне разгрузки. По сравнению с типом IIa в данном случае вокруг выводящего канала произойдет осаждение большей доли минералов, а истощенный рассол будет стекать вниз по подводному склону.

Тип III. Гидротермальный раствор, являясь всегда менее плотным, чем морская вода, фонтанирует вверх. Осаждение минералов происходит в зоне фонтанирования, и осажденный материал будет стремиться к рассеянию на широкой площади.

Лабораторные исследования показали, что хотя модели Сато являются в принципе верными, природные процессы значительно сложнее. Соломон и Уолш [555] смоделировали тип III растворов, поскольку анализ данных по температуре и солености рудообразующих растворов, сформировавших колчеланные месторожления Кипра, показал, что эти растворы полнимались к поверхности морской волы. Лабораторные эксперименты позволили следать вывол, что в турбулентной зоне краевой части фонтана смешивание происходит наиболее быстро, а это в свою очередь способствует осаждению минералов. Сопротивление потоку, выходятему из единичного округлого устья канала. приводило к образованию ожеделья фонтанов непосредственно над устьем. Поскольку такой процесс можно сопоставить с процессом, наблюдающимся при многоустьевой разгрузке в верхней части подводящего канала в природной обстановке рудообразования. Соломон и Уолш высказали предположение, что образование полобного ожерелья привело бы к немелленному подавлению фонтана и осаждению пирита с халькопиритом (см. далее) в верхней части подводящей структуры. По их мнению, сфалерит и галенит будут образовываться внутри фонтана и выноситься на «значительную высоту» до того, как либо полностью рассеяться, либо осадиться обратно вниз: в мелководье верхняя часть фонтана будет быстро распространяться в стороны, и осаждение сфалерита и галенита привелет к образованию листальных цинково-свинцовых фаций месторождений типа Розбери. В период затухания гидротермального цикла при охлаждении растворов сфалерит и галенит будут осаждаться в их охлажденной разгружающейся части непосредственно над скоплением сульфидов, тогла как пирит и халькопирит начнут отлагаться в полволяшей зоне.

Тернер и Густафсон [618] обратили внимание на два дополнительных момента, осложняющих упрощенную модель Сато [497]. Они отмечали, что нелинейная зависимость плотности от эффектов смешивания может выразиться для раствора типа II в пульсации фонтана, что в свою очередь приведет к появлению грубой полосчатости в образующихся рудах. Они также указывали на термогалинные или двойные диффузионные эффекты, в результате которых разрузка в морской воде, особенно если существуют градиенты плотности (как это обычно для современного океана), может вызвать отдельные, независимые фонтаны и гравитационные потоки. Каждый фонтан или гравитационный поток в своей эволюции будет развиваться совершенно особым физико-химическим путем и, следовательно, формировать различные химикоминералогические типы руд.

Хенли и Торнли [218] пришли к выводу, что колчеданные месторождения с ясно локализованными и брекчированными подводящими зонами, выполненными обломочными породами и рудами, образовались в результате сфокусированного сильного гидротермального разряда. По их мнению, сульфиды, осадившиеся на выводящий канал, вследствие непрерывного прохождения сквозь них гидротермальных растворов будут вести себя как флюидизированный слой. Поскольку в таком флюидизированном состоянии различия в плотности между частицами слоя могут привести к определенной сортировке, Хенли и Торили высказали предположение, что наблюдаемая в рудных телах Куроко и Баченс минералогическая зональность имеет именно такую природу. Выплескивание флюидизированного слоя из гидротермального кратера, в котором он образуется, может привести к оползанию сульфидов вниз по склону. Высокую энергию разгрузки Хенли и Торнли относили за счет интенсификации фонтана магматического пара, наложившегося на действующую геотермальную систему. Хотя рудоотложение и прекращается с исчезновением выбросов магматического пара, продолжающаяся деятель-



Рис. 99. Днаграмма зависимости f_{S_2} от температуры для некоторых компонентов руд Куроко. Сплошные линии — границы минеральных фаз; точечно-пунктирные линии крпвые изоактивности FeS в сфалерите: $I - a_{FeS} = 0,1$ (~4 мольных % FeS в сфалерите); $2 - a_{FeS} = 0,0625$ (около 2,5 мольных % FeS в сфалерите); $3 - a_{FeS} = 0,01$ (около 0,4 мольных % FeS в сфалерите); $4 - a_{FeS} = 0,00375$ (около 0,15 мольных % FeS в сфалерите). Пунктирные линии — кривые почернения электрума: $a - N_{Ag} = 0,70$ (около 55 вес. %); $b - N_{Ag} = 0,15$ (около 35 вес. %); $c - N_{Ag} = 0,35$ (около 22 вес. %) [272]. bn — борнит; ср — халькопирит; ро — пирротин; ру — пирит.

ность гидротермального потока геотермальной системы будет вызывать безрудные изменения в породах висячего бока.

Имеются данные, свидетельствующие о том, что скопления сульфидов быстро превращаются в крепкие связные массы, поэтому концепция флюидизированного пласта может иметь лишь ограниченное приложение. На руднике Милленбах несколько отдельных сульфидных линз «насажены» на крутопадающие риолитовые купола [294, 295]. Здесь существует также медьсодержащий центральный некк (рис. 24, б), в пределах которого минералы гидротермального происхождения, типичные для подводящей зоны (сульфиды, кварц и хлорит), прослеживаются вверх от подводящей зоны до кровли массивных сульфидных линз [539]. Это свидетельствует о том, что линзы массивных сульфидов в ходе рудоотложения быстро консолидировались и становились механически крепкими. Труба кремнистых руд на месторождении Косака [626], по-видимому, является аналогом медьсодержащего некка в Милленбахе. Бартон [28, 29], ссылаясь на руды Куроко, отмечал, что при формировании сульфидного скопления в нем развивались поры и происходило последующее отложение сульфидных минералов при заполнении свободных полостей. Различные генерации сульфидов вовлекались в повторные оползания, в результате чего образовывались многочисленные сульфидные парагенезисы. Эти наблюдения не подтверждают наличие флюидизированного пласта.

Признаки и интерпретация механической переработки руд в виде брекчиевых потоков, пластов скольжения и т. п. были описаны выше.

Химические аспекты рудоотложения. Почти все попытки объяснить химические процессы, протекающие в участках рудоотложения, основываются на термодинамических оценках. Как подчеркивалось ранее, термодинамические данные, относящиеся к равновесию минерал — раствор, не полностью представительны. Наблюдающийся разброс этих данных наряду с большим разнообразием исходных допущений, которые позволяют нам сделать имеющиеся данные по месторождениям вулканической ассоциации, приводят к широкой гамме толкований химических аспектов рудоотложения.



Рис. 100. Диаграмма $f_{S_2} - f_{O_2}$ для некоторых компонентов руд Куроко при 200 °С. В пределах покрытой крапом площади стабильны все распространенные минералы черных руд [272]. bn — борнит; ср — халькопирит; ро — пирротин; ру — пирит.

Кадзивара [272] сделал попытку ограничить значения температуры, P_{S_2} , P_{O_2} и P_{CO_2} , применяя кривые моновариантных равновесий в сухих фазовых системах для среднего минерального состава руд Куроко. В частности, как это видно на рис. 99, температура и P_{S_2} ограничены кривыми содержаний FeS в сфалерите (0,15—2,5 мол.% FeS в сфалерите). Максимум P_{S_2} фиксируется по максимальному содержанию серебра в электруме (35% Ag), а минимум P_{S_2} определен на основании данных Кадзивары, согласно которым электрум никогда не отлагается совместно с сульфидом серебра. Пределы величины P_{O_2} были определены по общей стабильности барита, гипса и галенита (рис. 100); диапазон значений P_{CO_2} был оценен, исходя из стабильности гипса по отношению к кальциту.

По ряду причин эти подсчеты имеют лишь ограниченное применение в случае интерпретации химического состава рудообразующих растворов. Во-первых, если мы используем средний минеральный состав руд месторождений Куроко для подсчета равновесных химических параметров, мы тем самым принимаем, что все минералы отложились одновременно. Однако уже упоминавшаяся минералогическая зональность, столь характерная для колчеданных месторождений вулканической ассоциации, говорит о том, что так. Скорее существует устойчивый физико-химический градине ЭТО прожилково-вкрапленной зоны к выклиниваент OT минерализации первичной (в противоположность механически переработанной) ниям массивной руды. Рассчитанные для любой части рудной залежи физикохимические параметры находятся где-то в промежутке между параметрами, присущими растворам, поступавшим в зону рудоотложения, и параметрами, характерными для истощенных растворов, покидающих зону рудоотложения. Система является динамической, а не статически-закрытой. Во-вторых, система, включающая гидротермальный раствор, содержит дополнительные компоненты сверх тех, что имеются в сухой системе. В большинстве случаев дополнительными компонентами могут быть величина pH и хлоридные составляющие раствора. Как это будет показано ниже, основное различие между альтернативными теориями, объясняющими химическую эволюцию рудообразующего раствора, может быть обусловлено различными значениями рН, принимаемыми разными авторами. В-третьих, в динамической рудообразующей системе ранее осажденные минералы подвергаются воздействию более поздних растворов. В этой обстановке сосуществующими минеральными фазами не обязательно будут продукты одновременного осаждения; поэтому необходимо соблюдать осторожность при интерпретации физикохимической значимости наблюдаемых минеральных ассоциаций.

Оценка величины pH гидротермальной системы обычно производится на основании характера сосуществующих силикатных фаз в зоне изменений. а также оценок активностей соответствующих катионов, особенно К⁺, Мg⁺, Na⁺ и Ca²⁺. К сожалению, имеется очень мало петальных панных по взаимоотношениям парагенезисов силикатных минералов в зонах развития измененных порол колчеланных месторожлений. Риверин и Холжсон [444] пришли к выволу. что в зоне измененных пород рудника Милленбах хлоритовые и серипитовые парагенезисы пространственно обособлены. несмотря на одновременность их образования. Поскольку прогрессивные изменения проявляются как в зальбандах отдельных сульфидных жил, так и в масштабе колонн измененных пород в целом, образцы из большинства участков колонны измененных порол содержат и хлорит, и серипит. Риверин и Холжсон полчеркивали, что рудообразующий раствор, когла он начинал реагировать с породой, вполне соответствовал полю стабильности хлорита, однако постепенно он изменял свой состав вплоть до перехода в поле устойчивости серипита (напомним, что ассоциации вторичных минералов отражают состав раствора). Это препполагает, что раствор постепенно становился более кислым по мере продвижения вверх и в стороны от центральной части трубообразной колонны измененных пород. Таким образом, принимая, что Mg²⁺ морской воды, реагировавшей с мафической породой, имел низкую активность, можно считать, что поступавшие рудообразующие растворы могли иметь величину рН, равную 7 или даже больше (см. рис. 93). Однако если образование хлорита и серицита происходило одновременно, то раствор был по крайней мере слабокислым.

Кадзивара в серии статей, опубликованных начиная с 1970 г., пытался уточнить подсчитанные физико-химические параметры рудообразующих растворов месторождений Куроко, основываясь на их следующих оценочных величинах:

1. Температура. Основываясь на анализе фракционирования изотопов серы между сосуществующими минеральными парами [273, 277], он пришел к выводу, что температуры рудоотложения были около 250 °C. Воспроизводимость полученных результатов указывает на то, что существовало химическое (или по меньшей мере изотопное) равновесие между рудообразующим раствором и сульфидами руд.

2. рН. Допуская, что рудообразующий раствор находился в равновесии с мусковитом (присутствует в прожилково-вкрапленной зоне) и имел ионную силу, равную 1,0, а концентрация K⁺ была равна 0,1 *M*, Кадзивара [273] подсчитал, что величина рН колебалась от 4,2 до 6,0, что соответствует интервалу стабильности мусковита при 250 °C по отношению к каолиниту в кислой части и к калиевому полевому шпату в более щелочной части. Позднее, основываясь на величине P_{O_2} , определенной по изотопным данным для серы (см. ниже), и концентрации свинца в барите [278], Кадзивара привел значение для pH, равное 5,5 \pm 0,5 при 250 °C.

3. P_{O_2} . Используя интервалы pH и температуры, приведенные выше, и допуская, что количество серы, осажденной в сульфидной форме, было мало по сравнению с общим количеством серы в гидротермальном растворе и что, следовательно, δ^{34} S было равно 20% (т. е. по изотопному составу сера была близка к сере миоценовой морской воды), Кадзивара [273], Кадзивара и Дате [277] пришли к выводу, что для достижения изотопного равновесия между рудообразующим раствором и пиритом в различных рудных зонах весь процесс рудоотложения должен был проходить при значениях P_{O_2} ,



Рис. 101. Диаграмма f_{O_2} — pH для 250 °C, Cl = 1,0 m, K⁺ = = 0,01 m и Ba²⁺ = 0,01 m, показывающая предполагаемые условия рудоотложения на месторождении Саканай (см. рис. 74). Вертикальные пунктирные линии границы полей стабильности минералов; пунктирные кривые изолинии f_{S_2} ; сплошные кривые изолинии δ^{34} S в пирите, рассчитанные при допущении, что изотопное отношение в сульфатах раствора δ^{34} S составляет 20% Покрытая крапом область отвечает минеральным ассоциациям руд Куроко [464]. bn — борнит; ру — пирит.

близких к границе равных активностей H₂S — SO₄²⁻ или находящихся выше ее (рис. 101). Такой выбор интервала величины Род. Кадзиварой может показаться по меньшей мере странным, поскольку этот автор [273] утверждал, что значение δ³⁴S из барита черных руд меньше (около 10%), чем предполагавшееся теоретически, и поэтому, по его мнению, образование барита не могло происходить одновременно с образованием рудных минералов. Это противоречит его соображениям, допускающим, что минимум P_{O_2} при осаж-дении сульфидов совпадал с нижней границей P_{O_2} поля стабильности барита и, следовательно, делает невозможным его допущение, в соответствии с которым изотопный состав серы рудообразующего раствора был приблизительно таким же, как и изотопный состав серы миоценовой морской воды (т. е. был аналогичен среднему изотопному составу серы в период баритовой и гипсовой минерализации). Смещение границы P_{O2} при растворимости барита позволило бы принять интерпретацию, согласно которой осаждение сульфидов могло происходить при более низких значениях $\dot{P}_{\rm O_2}$, чем это предполагал Кадзивара (ср. с моделью Сато [500]), и, следовательно, что изотопный состав серы рудообразующих флюидов мог быть легче, чем изотопный состав серы сульфатов миоценовой морской воды.

4. P_{S_2} . Для определения величины P_{S_2} при отложении сульфидных руд Кадзивара [274] использовал среднюю величину (0,5 ± 0,5 мол.%) содержаний FeS в сфалеритах Куроко, связав ее с экспериментальными кривыми Бартона и Тулмина [31]. При 250 °С это давало бы диапазон величин P_{S_2} приблизительно от 10⁻⁹ до 10⁻¹¹ атм, что при средней величине P_{O_2} и диапазоне значений рН, принятых Кадзиварой [274], соответствовало бы приблизительному интервалу суммарной концентрации серы от 10⁻¹ до 10^{-2,5} моль/кг.

5. Концентрации металлов. Кадзивара [274] подсчитал концентрации рудообразующих металлов в растворе, используя стехиометрические коэф-

фициенты активности отдельных ионов для 2m раствора NaCl, определенные Хельгесоном [212]. Результаты, полученные Кадзиварой, приведены в табл. 1. Поскольку рассчитанные концентрации главнейших элементов

	Логарифм суммарной моляльности									
	I	Рудообразующий раст	Океаническая вода							
	pH = 5,0	pH = 5,5	pH = 6,0	Краус- копф (1967)	Масон (1958)					
Pb	-7,2	-8,2	-9,2	-9,8	-7,7					
Zn	-4,7	-5,7	-6,7	-6,8	$-6,9 \sim -6,5$					
Fe	-6,7	-7,7	-8,7	-6,7	-7,3					
Cu	-4,6	-6,1	-7,6	-7,3	$-7,8 \sim -6,4$					
Au	-11,5	-12,0	-12,5	<-10,3	$-11,7 \sim -11,4$					
Ba	-4,9	-5,9	-6,9	-6,7	-7,4					
К	$-3,3 \sim -1,3$	$-4,3 \sim -2,3$	$-5,3 \sim -3,3$	-2,0	2,0					
Mg	>-1,8	> -2,8	>-3,8	-1,3	-1,3					
Ca	(-2,4)	(-3,4)	(-4, 4)	-2,0	-2,0					
S ³	-2,5	-2,0	-1,1	-1,6	-1,6					
		ļ								

Таблица 1. Состав гидротермальных растворов, обусловивших формирование руд Куроко¹, по сравнению с составом современной морской воды²

1 Данные Кадзивары [274]. 2 Рудообразующий раствор рассчитан Кадзиварой [275]. 3 Сумма всех форм растворенной серы.

рудообразующего гидротермального флюида отличались в пределах одного или двух порядков от их концентраций в морской воде, Кадзивара пришел к выводу, что рудообразующий раствор представлял собой морскую воду.

Для моделирования процесса отложения руд Куроко Кадзивара [275] использовал в принципе те же самые независимые параметры, но с их переменными подсчитанными значениями. Его результаты суммированы на рис. 102. Он допустил, что в морской воде были определенные концентрации



Рис. 102. Диаграмма f_{O_2} — рН при 200 °С, интерпретирующая, по Кадзиваре [275], условия образования черных руд (В — О) (предположительно им соответствуют размеры отрезков), желтых руд (Y — О) (определяемых сосуществующими халькопиритом и пиритом) и гипсовых руд (G — О) ниже границы P_{O_2} сосуществующих халькопирита и пирита) [275]. bn — борнит; ср халькопирит; ро — пирротин; ру пирит. свинца и бария, а затем подсчитал величину P_{O_2} при отложении черных руд, приняв, что состояние равновесия между баритом и галенитом отвечает уравнению

$$\operatorname{BaSO}_4 + \operatorname{Pb}^{2+} = \operatorname{PbS} + \operatorname{Ba}^{2+} + 2\operatorname{O}_2.$$

Как указывалось ранее, использование этой реакции выглядит по меньшей мере странным в свете его заявления [273], что в соответствии с данными по изотопному составу серы барит и галенит не были равновесными. Кадзивара [275] подсчитал интервал колебаний величин P_{S_2} , исходя из сосуществования пирита с халькопиритом и из рассчитанных величин P_{O_2} и допущенных значений температур [275]. С помощью полученных значений P_{S_2} он определил диапазон значений pH (около 5,5—5,8 при 250 °C), исходя из уравнения

$$4H^{+}+2S^{2-}+O_{2}=S_{2}+2H_{2}O_{2}$$

в котором активность S²⁻ определяется величиной растворимости галенита и концентрацией иона Pb²⁺ в морской воде.

Для желтых руд Кадзивара [275] использовал уравнение равновесия между пиритом и халькопиритом:

$$4\mathrm{FeS}_2 + 4\mathrm{Cu}^+ + 4\mathrm{S}^{2-} + 4\mathrm{H}^+ + \mathrm{O}_2 \rightleftharpoons 4\mathrm{Cu}\mathrm{FeS}_2 + 2\mathrm{H}_2\mathrm{O} + 2\mathrm{S}_2.$$

Приняв, что концентрации железа и меди в растворе были аналогичны концентрациям этих элементов в морской воде, он подсчитал, что для одновременного отложения пирита и халькопирита желтые руды должны были формироваться в условиях более низких величин P_{O_2} и/или pH, чем черные руды (рис. 102). Для гипсовых руд Кадзивара [275] использовал уравнение

$$4 \text{FeS}_2 + 4 \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}^{2+} + 14 \text{O}_2 \Rightarrow \text{CaSO}_4 + 4 \text{Fe}^{2+} + 7 \text{SO}_4^{2-} + 8 \text{H}^+$$

и подсчитал отношение pH — P_{O_2} при осаждении гипса, приняв концентрации Ca²⁺ и Fe²⁺, характерные для морской воды. Он пришел к заключению, что общая зональность месторождений Куроко от гипсовых руд через желтые руды к черным рудам была обусловлена окислением и нейтрализацией (по отношению к кислотности) рудообразующего раствора в более или менее изотермических условиях.

Урабе [624] воспользовался аналогичным методом и такими же начальными параметрами, как и Кадзивара [272, 274]. Исходя, по-видимому, из среднего значения температур, полученных по флюидным включениям, он принял для отложения руд Куроко температуру в 200 °С. Заметив, что минералы зоны изменений включают в его первом типе месторождений каолинит, во втором и третьем типах — серицит и в третьем типе — адуляр, он подсчитал значения pH рудообразующих растворов в границах от равновесия серицита с каолинитом, с одной стороны, до равновесия серицита с адуляром (в присутствии кварца) — с другой; при этом он принял, что раствор имеет состав 1,0 моль/л NaCl с концентрацией К⁺, равной 0,05 моль/л. При 200 °C это дает интервал pH от 4,6 до 5,4. По значениям P_{S_2} , выведенным Кадзиварой [272], он рассчитал, что максимальная концентрация серы будет равна 0,02 моль/л. Используя данные по содержанию серы и отмечая, что содержание FeS в сфалерите и температуры отложения сульфидов (рассчитанные по изотопам серы в минеральных парах) уменьшаются от кремнистых руд к черным рудам, а также указывая на невозможность отложения сульфидов в пределах поля преобладания ${
m SO}_4^{2-}$, Урабе подсчитал значения $\hat{P}_{{
m S}_2},$ соответствующие отложению руды в условиях понижения температуры, увеличения P₀, и увеличения P_S, непосредственно ниже границы равновесия SO²₄⁻/H₂S (рис. 103).

Сато полагал [496, 500], что каждый из различных типов руд (кремнистых, желтых и черных) представляет собой продукт последовательного

14-01244



Рис. 103. Днаграмма f_{O_2} — pH при 200 °С, интерпретирующая по Урабе [624] условия рудообразования руд Куроко. Нижнее значение pH определяется верхним ограничением pH стабильности серы; верхнее значение pH определяется равновесием адуляра и серицита. Интервал P_{S_2} соответствует диапазону, рассчитанному по содержанию FeS в сфалерите. kaol — каолинит; s — серицит; аd — адуляр.

отложения из рудообразующего раствора постоянного начального состава в определенных интервалах физико-химических условий. Более того, он считал, что общий состав месторождения определяется полным отложением всего количества металлов гидротермального раствора, и поэтому отношения металлов в общем объеме руды соответствуют их отношениям в исходном рудообразующем растворе. Приняв определенную концентрацию меди в исходном рудообразующем растворе и определив посредством указанных отношений концентрации остальных металлов, Сато путем последовательного вычитания количеств металлов, осаждавшихся в каждом типе руд, рассчитал последовательное изменение содержаний металлов в рудообразующем растворе, происходившее в результате его остывания при смешивании с морской водой.

Сато [500] полагал также, что pH начального раствора буферировалась ассоциацией каолинит — серицит и что максимальное значение атомного отношения K/Na в растворе достигало 0,5. Приняв, что концентрация NaCl в одном случае была равна 1 m, а в другом — 3 m и что все рудоотложение происходило в пределах поля стабильности халькопирита и пирита, этот автор вычислил конкретные значения P_{02} и температуры для определенных величин m Cu, m Fe, m Cl, m S и pH (puc. 104).

Повторяя расчеты для своих различных типов руд и принимая во внимание те компоненты, которые удалялись из раствора при осаждении в предшествовавшую стадию, а также те, которые добавлялись (исключая металлы) при смешивании раствора с морской водой, Сато вычислил изменения температуры, pH, P_{O_2} , mS, mCl, mFe и mCu рудообразующего раствора. Располагая этими данными, он подсчитал количества осажденных цинка, свинца, серебра, золота и бария. Сато обнаружил соответствие между подсчитанными им температурами и температурами отложения, определенными по флюидным включениям и изотопным данным по сере в минеральных парах, а также соответствие между рассчитанными и наблюдаемыми соотношениями металлов в различных рудных зонах (табл. 2), что свидетельствовало в пользу его вывода, согласно которому металлы месторождений Куроко переносились раствором в форме хлоридных комплексов, причем суммарная концентрация серы превышала суммарную концентрацию металлов.



Рпс. 104. Иллюстрация, метода, с помощью которого Сато [500] подсчитал начальную \bigcirc f_{0_2} и температуру рудообразующих растворов месторождения Утинотай-ниси. Точка d отвечает отношению Cu/Fe в растворе в пределах поля стабильности пирита и халькопирита, соответствующему отнотению Cu/Fe для руды в целом (для Cu = 10^{-4} , 5 m), и концентрациям хлора н серы, установленным для предложенной Сато модели II [500].

Ларж [315] для определения возможного диапазона колебаний величин pH, P_{O_2} и P_{S_2} также использовал растворимость сульфидов железа при создании химической модели трех типов колчеданных месторождений, выделенных Хатчинсоном [239, 240]: 1) медно-цинкового типа, например месторождения пояса Абитиби; 2) свинцово-цинково-медно-серебряного типа, например месторождения Куроко; 3) медно-пиритового типа, например

Рудная зона	Доля от всего месторожде- ния, %	Cu, %	Pb, %	Zn, %	Fe, %	BaSO ₄ , %	Ац, г/т	Аg, г/т
А. Кремпистые руды	36,2	1,7	0,1	0,4	17,8	0,2	0,3	10
Желтые руды	24,8	3,9	0,2	1,1	39,7	0,4	0,8	40
Нижние черные руды	17,6	4,1	0,5	4,6	20,0	36,5	0,9	100
Верхние черные руды	21,4	2,7	4,1	13,2	5, 6	24,1	$^{5,0}_{*}$	300 **
В. Кремнистые руды		21	0,4	5	255	0,7	1,2	0,8
		(21)	(0)	(0)	(290)	(0)		(0)
Желтые руды		34	0,5	9	390	0,9	2,3	2,0
Нижние черные руды		(29) 25 (30)	(0) 0,9 (0)	$(0) \\ 27 \\ (0)$	(300) 140 (150)	(0) 61 (22)	1,8	(0) 3,5 (0)
Верхние черные руды		20	9,5	95 (105)	47	$\frac{(22)}{49}$	11	
Рудообразный рас- твор		(13)	(0,3)	(20)	(45) (1)	(41)		(20)

Таблица 2. Измеренные и рассчитанные для модели II Сато [500] параметры рудообразующих растворов, обусловивших формирование месторождения Утинотай-ниси

А-доли различных рудных зон и содержания в них металлов; В-сравнение измеренных и подсчитанных (в скобках) рудообразующих металлов, отложившихся в различных зонах. Доли металлов приведены к суммарной концентрации меди, принятой за 100. * Au×10⁻⁴. ** Ag×10⁻².



Рис. 105. Диаграмма for --температура, показывающая три возможных пути смешпвания — AB, AC и AD, которые давали бы последовательное отложение и наблюдаемую зональность в медно-цинковых архейских месторождениях вулканической ассоциации. Заштрихованная и покрытая крапом площади представляют собой области отложения халькопирита и сфалерита соответственно между границами растворимостей от ΪО 1 млн⁻¹ [315].

месторождения Кипра. Воспользовавшись константой стабильности для FeCl⁺, выведенной Крераром [84], он подсчитал, что для транспортировки раствором состава 1 M NaCl более 5 млн⁻¹ железа при температуре 250 °C величина pH должна быть меньше ~ 5 , суммарная концентрация серы меньше $\sim 10^{-2} M$, а летучесть кислорода ниже $\sim 10^{-36}$ атм. Ларж предположил, что вскипания раствора не происходило и что физико-химические изменения рудообразующего раствора были обусловлены его смешиванием с морской водой (температура (20–30 °C), pH (8), концентрация хлоридов (0,5 m), S (10⁻² M), P_{O_2} выше, чем у рудообразующего раствора).

Используя главным образом график зависимости f_{0_2} от температуры в системе Fe — S — O, он нанес на него возможные пути эволюции рудообразующих растворов, которые дали бы последовательный ряд минералов железа, наблюдаемый в каждом из трех типов месторождений. Например, архейские месторождения (тип 1) обычно в своей прожилково-вкраиленной зоне содержат пирротин \pm магнетит, а в зоне массивных руд — пирит; на рис. 105 это будет изображаться кривой, последовательно пересекающей поля стабильности соответствующих минералов. Как указывал Ларж [315], эти кривые являются эмпирическими и не выражают действительного хода охлаждения и окисления, который может диктоваться смешиванием с морской водой. На эту диаграмму Ларж наложил кривые растворимости халькопирита, рассчитанные по константам равновесия, полученным Крераром [84] для реакции

$$CuFeS_2 + H^+ + \frac{1}{2}O_2 + Cl^- \Rightarrow FeS_2 + \frac{1}{2}H_2O + CuCl,$$

а также кривые растворимости сфалерита, рассчитанные по данным Хелгесона [212]. Ларж произвольно установил максимальные концентрации меди и цинка в рудообразующем растворе в 6 млн⁻¹ и показал, что для таких

Рис. 106. Диаграмма f_{O2} температура, на которой изображено семейство кривых смешивания (пунктирные линии с длинными штрихами), представляющих последовательное отложение и зональность, наблюдаемую на месторождениях Куроко. Для сравнения показаны кривые смешивания Сато [500] (пунктирные линии с короткими штрихами) и Урабе [624] (штрихпунктир). Область, покрытая точками, является областью отложения сфалерита, расположенной между кривыми растворимости цинка 6 и 1 млн-1. Диагонально-заштрихованная зона — область отложения халькопирита, ограниченная кривыми растворимости меди 6 и 1 млн⁻¹ [315].



концентраций металлов и предполагаемых хлоридности, pH и содержании серы выбранные кривые, отражающие зональность в распределении минералов железа в рудных месторождениях, будут также воспроизводить зональность по меди и цинку. Более того, указывая, что максимальное возможное состояние окисленности, достижимое рудообразующим раствором, соответствует состоянию окисленности морской воды, с которой этот раствор смешивается, Ларж пришел к выводу, что пиритсодержащие кремнистые сланцы, которые обычно рассматриваются в качестве «латеральных эквивалентов» архейских колчеданных месторождений вулканической ассоциации, являются, в соответствии с его моделью, дистальными отложениями, образовавшимися при отношении $S_0 : S_r$ (сера окисленная : сера восстановленная) в архейской морской воде, равном примерно 10 : 1. Если бы отношение $S_0 : S_r$ было выше, то по мере удаления рудообразующих растворов от участков разгрузки могли бы формироваться кремнисто-магнетитовые железистые формации.

Ларж осуществил свои построения для месторождений Куроко и Кипра и также сумел воспроизвести наблюдаемую здесь минералогическую зональность и ассоциации минералов (рис. 106, 107). Помимо всего прочего, исходя из своих моделей, он пришел к заключению, что месторождения близ выводящих каналов формировались из высокотемпературных умереннокислых восстановленных растворов при их смешивании с морской водой, обусловившей уменьшение температуры и увеличение pH и f_{O_2} . Руды, удаленные от своих выводящих каналов, отлагались из низкотемпературных окисленных растворов в результате уменьшения f_{O_2} или увеличения температуры.

При создании модели наблюдаемой минералогической зональности и минеральных ассоциаций месторождений Кипра и Куроко Соломон и Уолш [555] принимали, что рудообразующие растворы были насыщены по отношению к пириту и халькопириту, но недосыщены по отношению к сфалерпту. Построив диаграмму, близкую к использованной Ларжем [315], они



Рис. 107. Диаграмма for температура, на которой изображено семейство кривых AB, AC u AD, смешивания представляющих отложение медистого пирита, например, в месторождениях кипрского типа. Для сравнения показаны кривые смешивания медноцинкового (архейского) (штрих пунктирная линия) и цинковосвинцово-медного (Куроко) (пунктирная линия) типов.

пришли к выводу, что рудообразующие растворы месторождений Кипра и Куроко были аналогичными, с единственной разницей в том, что растворы месторождений Куроко содержали свинец и, возможно, были несколько менее кислыми.

Авторы большинства описанных моделей рассматривали смешивание с морской водой в качестве фактора, вызывающего химические изменения, необходимые для осаждения рудных минералов из раствора. Однако Финлоу-Бейтс и Ларж [136] подчеркивали роль вскипания. По их мнению, именно глубина морской воды (и ее влияние на максимальную температуру разгрузки) определяет, где начнется рудоотложение; ниже поверхности (с образованием прожилково-вкрапленной зоны) или лишь посде выхода на поверхность (прожилково-вкрапленная зона отсутствует). Более того, полагая, что медь всегда будет осаждаться при более высокой температуре, чем свинец или цинк, мы можем считать, что глубина воды определяет также, где будут осаждаться медные минералы: только в стратиформной части руд или в прожилково-вкрапленной зоне (средняя глубина воды), или же в прожилкововкрапленной зоне (малая глубина воды) наряду с медью будут осаждаться цинк и свинец. Глубина воды рассматривалась Плимером и Финлоу-Бейтсом [418] как важный показатель того, какой минерал — пирротин или пирит — формировался в стратиформных сульфидных месторождениях.

Различия в вышерассмотренных моделях, несмотря на то что все они, по существу, основываются на одинаковых исходных данных, могут привести читателя в состояние некоторого смущения по поводу того, какая из этих моделей является наиболее верной. При отсутствии полного эмпирического определения химической системы, включающей рудообразующие растворы, ответственные за формирование месторождений вулканической ассоциации, как это иллюстрируют вышеприведенные примеры, значения некоторых параметров должны выбираться произвольно, для того чтобы подсчитать величины остальных параметров. Такие произвольные величины могут выбираться таким образом, что рассчитанные по ним значения неизвестных параметров будут подтверждать модель, предложенную данными исследователями. Поэтому необходимо тщательно анализировать исходные допущения, прежде чем применять опубликованные диаграммы для объяснения ситуаций, отличающихся от тех, для которых они первоначально были предназначены. Приведем несколько примеров.

Финлоу-Бейтс [135] использовал рис. 89 с целью показать, что увеличение pH не является существенным в рудоотложении, поскольку «с увеличением pH отложение будет продолжаться в порядке от железа к цинку и меди. Это противоречит обычно последовательности отложения медь — цинк с железом, проявляющимся во всех фациях». Он допускал, что рудообразующие растворы первоначально были недосыщенными и содержали более или менее равные концентрации железа, цинка и меди. Если бы растворы были насыщенными по отношению ко всем металлам при величине pH, приблизительно равной 2, то с увеличением pH все металлы осаждались бы одновременно, накапливаясь в осадке в отношении Zn : Fe : Cu, приблизительно равном 100 : 5 : 1. Если бы растворы содержали $10^{-1} m$ Cu, $10^{-2} m$ Zn и $10^{-4} m$ Fe, то порядок осаждения был бы обратным установленному Финлоу-Бейтсом, а именно за медью следовали бы медь + цинк, а затем медь + цинк + + железо.

Аналогичным образом рис. 108 построен на основании рис. 105, за исключением того, что $S = 10^{-2} m$ и границы растворимости меди базируются на установленной минеральной ассоциации (а не только на растворимости халькопирита в поле стабильности пирита). Рис. 108 может быть использован для иллюстрации того, что осаждения цветных металлов при температуре 275 °C могло бы не происходить, если бы раствор не содержал значительно больше 10 млн⁻¹ каждого металла. Допущение того, что рудообразующий раствор был аналогичен рассолам Солтон-Си (т. е. содержал около 500 млн⁻¹ цинка и 10 млн⁻¹ меди), могло бы также использоваться для демонстрации обратной зональности от цинка к меди, которую следовало ожидать, если бы причиной осаждения были охлаждение и окисление растворов!

В результате создания химической модели процесса формирования месторождений вулканической ассоциации ученые пришли к единодушному мнению, что образование таких месторождений было обусловлено кислыми, восстановленными 1 m-3 m-хлоридными растворами. Металлы переносились преимущественно в виде хлоридных комплексов, а отложение рудных минералов происходило главным образом при охлаждении, а также вследствие смешивания с морской водой или в результате вскипания, хотя серьезное побочное влияние могли оказывать окисление и увеличение содержания серы путем загрузки и восстановления морской воды. Причину того, почему одни месторождения содержат свинец, а другие нет, можно объяснить, допустив отсутствие свинца в рудообразующем растворе предположительно вследствие отсутствия его в зоне источника.

Однако следует заметить, что это мнение разделяют не все исследователи. Лайдон и Ходжсон (в цечати) полагают, что цоскольку наблюдается согласованность отношений металлов для валовых составов месторождений в целом, отдельных рудных линз и различных типов руд месторождений вулканической ассоциации, то рудообразующие растворы должны быть насыщенными по отношению к главнейшим металлам руд в гидротермальном резервуаре. Более того, принимая во внимание эффект буферирования растворов породообразующими минералами зоны резервуара, они пришли


Рас. 108. Диаграмма f_{O_2} — температура, на которой показаны поля стабильности некоторых минералов меди (тонкие сплошные линии) и железа (тонкие пунктирные линии), а также границы растворимости меди (жирные сплошные линии) и цинка (жирные точечные личии) в 3m растворе NaCl при рH = 4 и S = $10^{-3} m$ (подсчитано по термодинамическим данным Хелгесона [212] и дополнительным данным Лайдона [331]).

к заключению, что только в случае месторождений цинково-свинцово-медного типа рудообразующие растворы были кислыми, а металлы переносились в виде хлоридных комплексов. Рудообразующие растворы месторождений медно-цинкового типа были, по-видимому, щелочными, а металлы транспортировались как бисульфидные комплексы. III. Общая геологическая характеристика и генетические аспекты колчеданных месторождений вулканической ассоциации

Сравнительная характеристика стратиграфии

и состава медно-цинкового

и цинково-свинцово-медного типов

С каждой из двух групп месторождений различного состава ассоциируется широкий ряд горных пород. Какая (или какие) особенность рудовмещающих или ассоциирующихся с месторождениями пород является решающей в определении состава растворов источника — вот фундаментальная проблема создания точной генетической модели. Ниже приведены некоторые специфические литологические особенности каждой группы месторождений.

1. Относительная распространенность вулканических и осадочных пород. Месторождения медно-цинковой группы чаще всего встречаются в толщах, где преобладают вулканические породы и незрелые вулканогенноосадочные образования. Например, большинство докембрийских месторождений зеленокаменных поясов Северной Америки приурочены к участкам преобладающего развития вулканитов. Докембрийские месторождения Фенноскандинавского щита, наоборот, залегают в толщах, сложенных в значительной степени осадочными образованиями с небольшой, обычно кислой вулканической составляющей. Фанерозойские месторождения находятся в аналогичных стратиграфических условиях. Большинство из них, например месторождения офиолитовой ассоциации, месторождения в районе каледонид (группы Стёрен и Фунншьо), месторождение Маденкой в Турции, располагаются в участках преобладания вулканитов. Однако вторая группа, типичным представителем которой являются месторождения Бесси в Японии, приурочена к толщам, сложенным приблизительно равными количествами вулканических и осадочных пород. Эта группа включает месторождения кембрийской группы Гула и средне-верхнеордовикской формации Рёсьё в районах скандинавских каледонид, района Кислагер в Австрии и Италии, района Блида в Марокко, а также перуанское месторождение Раул. Как это видно на примере района Тронхейм норвежских каледонид, в одном и том же районе могут встречаться месторождения, залегающие как в существенно вулканических, так и в смешанных вулканогенно-осадочных толщах. Точные стратиграфические взаимоотношения между двумя группами устанавливаются редко.

Стратиграфические позиции месторождений цинково-свинцово-медной группы также широко варьируют. Месторождения Японии находятся в толщах, где преобладают вулканиты; то же характерно (в несколько меньшей степени) для месторождений Иберийского пиритового пояса. В последнем районе близ месторождений фиксируются пласты кислых вулканических пород значительной мощности, но в целом нижнекаменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс включает примерно равные количества вулканических и осадочных пород. В рудоносных участках Тасманской геосинклинали повсеместно преобладают вулканические породы, однако силурийские толщи районов Каптинс-Флат и Вудлон включают приблизительно равные количества вулканических и осадочных пластов. Группа Тетагуш, вмещающая месторождения рудного узла Батерст, Канада, сложена почти равными количествами вулканических и осадочных пород.

2. Состав вулканических норол. Хотя различие в соотношениях между вулканической и осалочной компонентами в рудовмешающих разрезах меднопинковых месторождений по сравнению со свинпово-пинково-мелными невелико, составы вулканических порол. ассониирующихся с месторожлениями каждой из этих групп, существенно различаются. Для областей развития докембрийских пород. содержащих колчеданные месторождения, характерен в целом бимодальный состав вулканитов при доминирующей роди мафических вулканических пород. Например, свыше 90% вулканических пород архейских зеленокаменных поясов Канадского щита по составу являются основными. Подобно этому в районах развития офиолитовой ассоциации, равно как и в районах Бесси, Кислагер и каледонил, главенствующая вулканическая компонента представлена мафическими породами. Лежачий бок многих докембрийских и каледонских месторождений сложен кислыми вулканитами, однако, согласно нашим исследованиям, даже близ месторождений эти породы преобладают лишь местами, хотя и являются ключевым поисковым признаком. Только месторожления Фенносканлинавского шита, вилимо, не подчиняются этому общему правилу. На месторождениях районов Оутокумпу, Пюхясалми и Виханти среди пород лежачего бока присутствует незначительное количество основных и кислых вулканитов. В районе Шеллефте в лежачем боку преобладают кислые вулканические поролы; основные вулканические породы имеются лишь в висячем боку.

Вулканические породы, ассоциирующиеся с месторождениями цинковосвинцово-медной группы, имеют преимущественно кислый состав. В разрезах лежачего бока месторождений Куроко, районов Батерст, Иберийского пояса и Тасмании вулканиты основного состава практически отсутствуют. Лишь в единичных, менее значительных районах, таких, как Баченс, породы лежачего бока содержат заметную компоненту мафических вулканитов, и в некоторых из этих районов осадочные породы либо переслаиваются с вулканическими породами, либо подстилают их.

3. Состав осадочных пород. Осадочные породы, ассоциирующиеся с обеими группами месторождений, практически илентичны. Непосредственно в висячем боку медно-цинковых месторождений, располагающихся в участках преобладающего развития вулканитов, изредка появляются окисные фации железистых формаций; они несколько обычнее там, где преобладают осалочные поролы. Например. в пределах Каналского шита железистые формации в висячем боку встречаются лишь на месторождениях Манитувейдж. У других 130 месторождений Канадского шита на протяжении по крайней мере нескольких сотен метров заметных окисных железистых формаций не отмечается. Окисные железистые формации более обычны лишь в геологическом окружении месторождений типа Бесси и Кислагер. Некоторые залежи Бесси пространственно связаны с марганцовистыми глинистыми сланцами. В отдельных районах каледонид сульфидные (васскис) и окисные железистые формации пространственно связаны с месторождениями, залегающими в мафических вулканических породах (например, Лёккен), однако железистые формации встречаются менее часто на месторождениях, приуроченных к вулканитам бимодального состава. Месторождения в преимущественно осадочных породах обычно также не обнаруживают связи с окисными железистыми образованиями. Над многими кипрскими месторождениями располагаются богатые окислами железа зоны (охры), но они, однако, рассматриваются Константиноу [76] как продукт выветривания массивных сульфидных руд, а не как осадочные окислы железа преимущественно железистых формаций.

Более обычна ассоциация окисных железистых формаций с цинковосвинцово-медными месторождениями. Примерами могут служить горизонты Тецусекиеи, обычно присутствующие над месторождениями Куроко, полосчатые марганцовистые магнетитовые железистые пласты, перекрывающие по меньшей мере 7 из 30 колчеданных месторождений рудного узла Батерст, и железистые формации, перекрывающие отдельные месторождения на Тасмании. На многих месторождениях Иберийского пиритового пояса имеются перекрывающие и в отдельных районах стратиграфически эквивалентные пачки марганцовистых железистых образований, включающих яшмы и марганцовистые глинистые сланцы. Однако ассоциация железистых пластов с цинково-свинцово-медной группой месторождений не является повсеместной; их генетическая связь с колчеданными месторождениями может быть в известной степени случайной.

4. Субвулканические интрузии. Субвулканические интрузии являются сушественной характерной особенностью некоторых колчеданных районов. Эти интрузии могли служить важным источником тепла для гидротермальной системы и могли также приводить к повышению проницаемости пород вкрест слоистости вследствие фреатических прорывов. Впечатляющие секущие тела, одновозрастные с рудовмещающими вулканогенными породами, описаны в крупных медно-цинковых районах Канадского щита, таких, как Норанда, Стерджен-Лейк, Маттагами, Флин-Флон и Сноу-Лейк, в районах развития офиолитовых пород Кипра. Италии и Ньюфаундленда. В больщинстве указанных докембрийских районов — это тела тоналитов или трондьемитов, однако в Маттагами и в областях развития офиолитов имеются тела основного и ультраосновного состава. Субвулканические инттрузии являются менее заметной характерной чертой стратиграфических разрезов районов с цинково-свинцово-медной минерализацией, хотя они и отмечаются близ Батерста. Вместе с тем медно-пинковые месторождения, локализованные в участках преобладающего развития осадочных пород, такие, как месторождения Бесси в Японии, не обнаруживают заметной связи с субвулканическими интрузиями.

В целом присутствие кислых вулканических и/или осадочных пород является наиболее существенной стратиграфической особенностью цинковосвинцово-медной группы месторождений, тогда как мафические вулканические породы преобладают в регионах медно-цинковых месторождений. На участках многих месторождений последнего типа местами встречаются кислые породы, но трубообразные колонны измененных пород, связанные с такими месторождениями, пересекают прослои кислых пород и затухают среди стратиграфически более глубоких мафических пород. Пласты окисных железных руд чаще встречаются на месторождениях цинково-свинцово-медной группы, но и здесь они присутствуют не повсеместно. Субвулканические интрузии имеются во многих районах, содержащих медно-цинковые месторождения, но они также не являются обязательным элементом стратиграфического разреза.

Состав руд

Помимо наличия или отсутствия свинца, что является основой для выделения двух групп месторождений, примечательны и некоторые другие особенности состава руд.

1. Сопоставление химического и минерального составов. Хотя месторождения медно-цинковой группы обнаруживают полный диапазон колебаний отношений медь/цинк, многие авторы, например Хатчинсон [239, 240], Клау и Ларж [291], указывали на тесную связь между составом руды и соста-

вом вмешающих пород. В частности, они подагали, что месторождения офиолитовой ассопиации, а также месторождения Бесси, Кислагер. Блила (Марокко) и Кхетри (Инция) являются существенно медными; они подчеркивали тесную связь этих медных месторождений с мафическим вулканизмом. Показательно, однако, что отдельные месторождения в пределах вышеуказанных участков характеризуются заметными, а в елиничных случаях и поминирующими концентрациями цинка. Более того, многие месторожления в некоторых районах преимущественного развития кислых пород. таких, как Сноу-Лейк в Манитобе, сильно обогашены мелью (отношение мель/пинк составляет 10:1). Руды месторождений, локализованных в толшах, состояших из примерно равных количеств осалочных и вулканических порол. сильно варьируют по составу от существенно медных (Бесси, Кислагер, Квикне, Сулихьельма) до существенно цинковых (Стекеньокк). Некоторые месторождения медно-цинковой группы содержат извлекаемые количества свинца (Стерджен-Лейк, Манитувейдж, Кидд-Крик и потенциально место-рождения Хекетт-Ривер в провинции Большого Невольничьего озера Канадского шита). Опять-таки мы не можем выделить какой-либо единой обшей стратиграфической закономерности для месторождений этой группы. хотя установлено, что разрезы лежачего бока включают больше осадочных пород. чем это свойственно для большинства бессвинповых медно-цинковых месторождений, локализованных в районах преимущественного развития вулканических пород. Кроме того, отдельные месторождения медно-пинковой группы, обогашенные свинцом, ассоциируются с вулканическими породами. солержашими относительно большое количество примесного карбоната.

Цинково-свинцово-медные месторождения также обнаруживают заметный диапазон колебаний отношений цветных металлов, однако каких-либо стратиграфических особенностей, за исключением ранее указанного господства кислых вулканических и осадочных пород, с которыми тесно связано изменение состава руд, не устанавливается. Эти месторождения как группа в целом (что не обязательно для отдельных месторождений) обогащены баритом по сравнению с месторождениями медно-цинковой группы; в последней группе лишь руды района Пюхясалми — Пилавеси на Фенноскандинавском щите содержат в своем составе барит. Барит — характерная составная часть месторождений цинково-свинцово-медной группы в Японии, на Тасмании и в Баченсе, однако он отсутствует в Батерсте и иберийских месторождениях.

2. Изотопные составы. Диапазон колебаний отношений изотопных составов серы для отдельных месторождений медно-цинковой группы обычно более узкий по сравнению с диапазоном колебаний отношений изотопных составов серы для отдельных месторождений цинково-свинцово-медной группы (рис. 73). Кроме того, изотопные составы серы месторождений цинковосвинцово-медной группы отчетливо тяжелее по сравнению с изотопными составами серы месторождений медно-цинковой группы (рис. 84). Изотопные составы свинца также широко варьируют; свинец в медно-цинковых месторождениях обычно менее радиогенный, и его характеристические точки располагаются ближе к мантийной эволюционной линии модели До и Зартмана [114], тогда как свинец цинково-свинцово-медных месторождений более радиогенный, и его точки лежат близ орогенной кривой или над ней. Однако имеются и единичные важные исключения, такие, как медно-цинковые месторождения провинции Большого Невольничьего озера, в галените которых содержится сравнительно много радиогенного свинца.

Морфологические особенности

Фактически между двумя выделенными по составу руд группами месторождений не наблюдается заметных различий в форме и размерах рудных тел или пространственном разделении типов руд. Большинство такого рода различий связаны с удаленностью массивных руд от эманационных центров и с проявлением деформаций в залежах. Проксимальные залежи, перекрывающие свои эманационные центры, которые фиксируются ясно очерченными прожилково-вкрапленными зонами и трубообразными колоннами измененных пород, обнаруживают тенденцию к более высоким отношениям высота/ширина, чем это свойственно дистальным залежам, перемещенным от своих эманационных центров. Аналогичным образом вертикальная градация состава более заметна в проксимальных залежах, хотя и большинство дистальных месторождений характеризуются, правда, менее четким, увеличением отношения Zn/(Zn + Cu) по направлению вверх.

Околорудные изменения

Минеральный состав и пространственное распределение продуктов изменений двух выделенных по составу групп месторождений определенно различны.

Трубообразные колонны измененных пород под медно-цинковыми месторождениями имеют следующие особенности: 1) четкие ограничения, в отдельных случаях значительная вертикальная протяженность (1000 м или более); 2) ядро магнезиального хлорита, иногда обогащенное тальком, окружено серицитовым (\pm кварц) ореолом; такая зональность проявляется как в пределах отдельных жил, так и в целом по трубообразной колонне измененных пород; 3) повсеместный вынос Na₂O и CaO, небольшой привнос K₂O и незначительный привнос (или перераспределение) SiO₂; центральное, обогащенное магнием ядро обеднено SiO₂, тогда как внешняя, серицитовая зона может быть обогащена SiO₂.

Месторождения в обогащенных карбонатом вулканических и осадочных породах, такие, как в районах Стерджен-Лейк, Онтарио, и Хекетт-Ривер, Северо-Западные территории, в районах Канадского щита и Маденкой, Турция, характеризуются другими отличительными особенностями; здесь фиксируются серицит-кварцевые (± сидерит) зоны измененных пород с очень небольшим количеством хлорита. В трубообразных колоннах измененных пород заметной латеральной зональности силикатных минералов не устанавливается.

Изменения, характерные для цинково-свинцово-медных месторождений (если взять за основу месторождения Куроко и Тасмании), обнаруживают несколько иные особенности: 1) трубообразные колонны измененных пород не являются такими вытянутыми, хотя минералогически они четко очерчены; 2) зональность противоположна той, что указана для медно-цинковой группы; здесь серицит-кварцевое ядро окружено ореолом магнезиального хлорита. Отдельные исключения из этой общей картины наблюдаются в рудном узле Батерст, Нью-Брансуик, и в Вудлоне, Новый Южный Уэльс. Однако дислокации, проявленные в двух упомянутых районах, сильно затрудняют точное определение пространственного размещения измененных пород.

Четко определяемые нижние субсогласные зоны измененных пород были установлены лишь под медно-цинковыми месторождениями, локализованными в областях господствующего развития вулканитов. Однако и для этих месторождений надежность выделения таких зон может быть очень хорошей на многих докембрийских месторождениях Канадского щита и плохой в породах лежачего бока на Кипре.

Зоны измененных пород висячего бока, первоначально установленные по минералогическим данным, хорошо оконтуриваются лишь в наименее метаморфизованных месторождениях. Такие измененные породы встречаются как над медно-цинковыми, так и над цинково-свинцово-медными (Куроко) месторождениями.

Распределение во времени и тектонические зоны

Хатчинсон [239, 240] отмечал, что соотношения между частотой встречаемости колчеданных месторождений и их возрастом крайне неравномерны. Он относил эту неравномерность за счет колебаний в частоте проявления интенсивной орогенической деятельности. Например, отдельные периоды. такие, как позднепротерозойский (от 1500 до 750 млн. лет назад), в глобальном масштабе относительно бедны эпизодами проявления вулканизма и соответственно бедны колчеданными месторождениями. Это объяснение, однако, не подходит, если сравнивать районы с одновозрастными отложениями. Например, архейские вулканические породы Канадского шита сильно обогашены колчеданными месторождениями (83 месторождения с подсчитанными запасами и содержаниями металлов [110]). Все месторождения находятся среди областей развития вулканитов, имеющих возраст от 2655 млн. лет до 2730 млн. лет [141]. Архейские породы примерно такого возраста [158] в блоке Йилгарн в Австралии по своему составу близки образованиям провинции озера Верхнего в Канаде, однако содержат лишь два промышленно важных месторождения. Даже при сопоставлении равновеликих площадей развития вулканических пород мы опять-таки сталкиваемся с подобным несоответствием. Сходным образом крупные области щита в ЮАР и Зимбабве. сложенные супракрустальными слоистыми толщами, местами имеющими более древний возраст (от 3000 млн. лет до 3500 млн. лет [27]), и блок Пилбара в Австралии (преобладающий возраст от 300 млн. лет до 3500 млн. лет с отдельными участками возрастом 2700 млн. лет) [224] содержат очень мало колчеданных месторождений, хотя по относительному развитию различных по литологическому составу вулканитов они кажутся, по крайней мере на первый взгляд, аналогичными районам развития колчеданных месторождений на Канадском щите. Бразильский щит фактически также не содержит колчеданных месторождений. Самым любопытным является то, что территории щитов в Австралии, ЮАР, Зимбабве и Бразилии во всех остальных случаях, касающихся их металлогенических сцектров, не обнаруживают такой отчетливой разницы с областями Канадского шита. Например, месторождения золота и железа во всех этих районах представлены, по существу, в равной мере.

Очень слабо поняты тектонические процессы, которые привели к образованию архейских зеленокаменных поясов. Хотя отдельные авторы [312] считали, что в архее имели место связанные с субдукцией сжимающие тектонические подвижки, вероятно сопровождавшиеся вулканизмом, большинство исследователей указывают, что в то время преобладали вертикальные перемещения коры и что большинство зеленокаменных поясов формировались в районах развития более древней сиалической коры. Архейское рифтообразование, сопровождавшееся тектонической и вулканической активностью, определенно устанавливается в Керкленд-Лейке, Онтарио [141], и в Леоноре в блоке Йилгарн, Австралия [190]; возможно, большинство архейских вулканических поясов формировались в участках растяжения коры, как это полагают Сангстер [482, 483, 484] и другие исследователи. Вопрос о связи тектоники с образованием колчеданных месторождений в архейских породах ждет своего решения в свете развития представлений об истории тектонического развития в архее.

Большинство фанерозойских колчеданоносных вулканических поясов образовались в краевых частях плит. Хотя точный тектонический режим во время их формирования не установлен (например, в регионе Канадских Аппалачей), в пределах многих более детально изученных районов была обнаружена связь различных по составу групп колчеданных месторождений с тектоническими зонами рифтов или островных дуг.

Месторождения, которые, как полагают, образовались в системе рифт хребет, находятся на Кипре [76], Ньюфаундленде (например, месторождение Тилт-Ков; Канехира и Бачински, 1968), в Калифорнии (Айленд-Маунтин [579]), Орегоне (месторождение Тернер — Олбрайт), Гватемале (месторождение Оксек [412]), Турции (месторождения Куре и Эргани-Маден [239]), на Филиппинах [365] и в Саудовской Аравии [72]. Кроме того, известны два района на современном океаническом дне, где имеются действующие или недавно действовавшие геотермальные зоны, образовавшие или образующие металлоносные рассолы. Если район Красного моря детально изучался более десятилетия [102], то позднее открытый район Восточно-Тихоокеанского поднятия [121, 122] находится в стадии интенсивного изучения.

Большинство остальных крупных узлов фанерозойских колчеданных месторождений находятся в сохранившихся островодужных разрезах. Последний анализ более тонких аспектов проблемы образования некоторых крупных рудных узлов указывает на невозможность приложения к этим месторождениям простой субдукционной модели.

Район месторождений Куроко является частью Японской островной дуги, и слагающие его породы обычно рассматриваются как толщи, сформировавшиеся при сублукции [501]. Однако палеонтологические данные [185] свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило здесь в глубоководном бассейне, ограниченном крупными крупопадающими сбросами. Возможно, здесь существовала субмаринная кальдера, и месторождения формировались в грабене, связанном с кальдерой обрущения, структурно идентичном грабенам, ассоциирующимся с рифтами. Аналогичную модель обновленной кальдеры предлагал Харли [194] для объяснения условий формирования цинково-свинцово-медных месторождений рудного узла Батерст. Он считал, что начальный период минерализации происходил во время длительного периода обрушения кальдеры. Эманационная деятельность достигла своего ника во время последующего подновления кальдеры и была пространственно ограничена вертикальными трещинами, связанными с образованием куполов. По мнению Омото [385], структуры кальдер обрушения являются доминирующими элементами строения многих колчеданных рудных узлов; присутствие осадочных и эпикластических пород в разрезах лежачего бока многих колчеданных месторождений могло быть обусловлено быстрым опусканием дна кальдеры, сопровождавшимся обрушением в бассейн обломков вулканических пород.

Островодужная позиция многих крупных фанерозойских рудных узлов обосновывалась главным образом литологией пород. Отчетливо зафиксирована Японская островная дуга [248], однако вполне вероятно, что многие палеозойские колчеданоносные рудные узлы приурочены к вулканическим толщам континентальных окраин, которые могли образоваться при сближении континентальной и океанической плит или при рифтогенезе.

Регион Канадских Аппалачей претерпел сложную историю развития [659]. Здесь преобладают среднеордовикские породы, вмещающие многочисленные колчеданные месторождения; по своему происхождению они рассматриваются как образования островной дуги [341]. Однако Харли [194] показал, что бимодальный состав вулканических пород в Батерсте [261, 654] и высокое отношение K₂O/Na₂O в кислых вулканических породах являются типичными для континентальной тектонической ассоциации. Данные по изотопам свинца также указывают на то, что источником металлов в Батерсте служили изотопически эволюционировавшие верхнедокембрийские, вероятно гренвиллские, породы, примыкающие и, возможно, подстилающие район Нью-Брансуик. Таким образом, в отличие от ордовикского вулканического района Ньюфаундленда, вмещающего месторождение Баченс, вулканические породы группы Тетагуш в Нью-Брансуике могут иметь энсиалическое [661] или окраинно-континентальное происхождение и могли отложиться на мощной песчанистой осадочной призме, параллельной береговой линии. Вулканические породы района Ньюфаундленда образуют более типичную ассоциацию островной дуги, образовавшуюся энсиматически в результате субдукции [508].

Гейл и Робертс [155] считали, что складчатый пояс каледонид формировался главным образом как островная дуга и тыловой бассейн, которые в силуре были надвинуты по базальтовому океаническому дну на докембрийский кратон, а в последующем были сильно деформированы в серию тектонических покровов. Вокс и Гейл [635] установили, что медно-цинковые месторождения базальтового разреза, такие, как Лёккен, Скурувас и Йёрсвик, формировались в островной дуге. Однако, по мнению Гренне и др. [182], месторождения района Лёккен формировались в обстановке океанического дна. Месторождения, расположенные далее к востоку, например Киллингдаль, залегающие в смешанных осадочных и вулканических толщах, Вокс и Гейл [635] относили к тыловому бассейну дуги. Цинково-свинцово-медные месторождения районов Блейквасли и Муфьелль могли образоваться на континентальной окраине, хотя Вокс и Гейл [635] не были согласны с такой, возможно преждевременной, интерпретацией.

Южноамериканское месторождение Раул [441] находится среди верхнемеловых андезитовых толщ островной дуги. Наоборот, цинково-свинцовомедные месторождения в Байладоресе приурочены к пенсильванским кислым пирокластическим породам, несогласно перекрывающим докембрийскую формацию Сьерра-Невада [59], вероятно слагающую энсиалический вулканический разрез.

В целом фанерозойские колчеданные месторождения связаны с тектоническими условиями как растяжения, так и сжатия. Однако в районе Батерст и по меньшей мере в части пояса заленых туфов Японии месторождения сформировались в локальных глубоких бассейнах, образовавшихся в условиях растяжения при сбросообразовании, т. е. в более типичном рифтовом режиме. Хотя история тектонических движений, сопровождавших накопление группы Тетагуш, не выяснена, однако и здесь, и в бассейне Хокуроку подобный тип образования бассейнов в условиях растяжения мог иметь место при подновлении кальдеры [158, 194]. Такая несколько необычная обстановка с хорошо развитыми синвулканическими сбросами могла обеспечить соответствующую циркуляцию флюида, а также его фокусировку — необходимые условия для образования колчеданных залежей [357, 225]. Этот тип сбросообразования аналогичен характерному для океанических рифтовых зон, подобных Кипрской. Таким образом, хотя суммарные тектонические условия образования колчеданных месторождений включали как субдукционный режим, так и режим растяжения, локально аналогичные условия могли контролировать аккумуляцию вулканических продуктов (в бассейнах, контролируемых сбросами) и фокусировку металлоносных флюидов с помощью синседиментационных сбросов. Уеда и Нисиваки [628] подчеркивали, что большинство колчеданных месторождений находятся в районах, которые во время осадконакопления испытывали растягивающие напряжения. Такой режим растяжений, связанный то ли с рифтовыми, то ли с субдукционными зонами, может быть существенным моментом при формировании колчеданных залежей.

Согласно классификационным схемам Хатчинсона [239] и Соукинса [505]. существует определенная связь между тектоническими условиями и составом руд. Из вышеприведенного становится очевидным, что составы рудных месторождений, по крайней мере отчасти, связаны с составом вметающих (особенно в лежачем боку) пород, а устойчивый тезис о том, что медно-пинковые месторождения находятся в областях мафических вулканитов, в то время как цинково-свинцово-медные месторождения — в областях преобладания кислых вулканитов и осадочных пород, можно отстаивать и в настоящее время. Таким образом, в дополнение к тому, что тектонический режим опрепеляет относительные количества кислых и основных вулканических продуктов и формирует структурные элементы, благоприятные для накопления этих вулканитов и/или осалочных пород, он в какой-то степени влияет и на состав колчеданных месторождений. Однако, вероятно, нет оснований допускать, что влияние тектонической обстановки на состав колчеланных месторождений было значительным. По-видимому, более непосредственно на состав месторождений влияет литологический состав полстилающих (на глубину нескольких километров) пород (обсуждение см. ниже).

Генетическая модель

Назначение генетической модели рудных месторождений определенного типа — дать рациональное и согласованное объяснение различным особенностям этого типа в рамках точно определенного процесса. Критерием основательности данной модели является доля тех специфических черт, свойственных или связанных с рудным месторождением, которые она объясняет; лучшая модель объясняет большинство особенностей. Для специфических особенностей колчеданных месторождений предложены различные объяснения, однако пока еще не выработано единой модели, которая бы с успехом использовалась для прогноза количественных характеристик (локализация, запасы, уровень концентрации металлов) невыявленных месторождений.

Имеется почти полное единодушие в том, что колчеданные месторождения образовались над выводящими каналами разгрузки субмаринных гидротермальных систем или близ них. Главным свидетельством в пользу этого является наличие осалочных текстур рул в контурах массивной стратиформной части месторождения. Такие текстуры наиболее обычны в месторождениях, руды которых механически перемещались вниз по палеосклону от выводящих центров разгрузки на расстояние от нескольких метров до нескольких сотен метров, а в последующем подвергались лишь незначительным деформациям и метаморфизму. Хорошими примерами могут служить месторождения Куроко и месторождение Баченс в Ньюфаундленде. Свидетельством того, что рудообразующий флюид представлял собой водный раствор, являются температура и соленость, определяемые по флюидным включениям в минералах руд, в особенности на месторождениях Куроко, а также температуры, определяемые по изотопам кислорода водных минералов измененных пород. Обе группы данных показывают, что при измеренных температурах и соленостях рудообразующий флюид должен быть водным раствором при давлении, соответствующем мелководным субмаринным условиям.

В большинстве моделей гидротермальной системы предпочтение отдается конвективной ячейке, приводимой в движение теплом остывающего субвулканического интрузивного тела. Расчет необходимого количества тепла показывает, что такое интрузивное тело должно иметь объем в несколько

кубических километров, для того чтобы поддерживать поток оцениваемых объемов флюида, вовлеченного в рудообразующий процесс. Главным доказательством в пользу конвективной модели служит аналогия с современными субаэральными геотермальными систємами и гидротермальная деятельность в современной океанической коре, особенно в участках срединноокеанических хребтов, где морская вода, по-видимому, циркулирует до глубины 5 км. Изотопные исследования гидротермально измененных пород превней океанической коры, включая и проведенные в окрестностях кипрских месторождений, свидетельствуют о крупномасштабной циркуляции морской воды, имевшей место и в скеанической коре прошлого. Вариации отношений изотопов серы из сульфидов фанерозойских руд коррелируются с соответствующими величинами для сульфатов морской воды времени рудообразования, а отношения изотопов кислорода и водорода флюидных включений из минералов руд месторождений Куроко согласуются с представлением о том, что рудообразующие растворы были преимущественно морской водой того времени. Эти доказательства приведены для обоснования точки зрения, согласно которой рудообразующая гидротермальная система в колонне пород ниже морского дна вовлекает в кругооборот современную ей морскую волу.

Однако гипотеза конвективной ячейки удовлетворительно не объясняет того факта, что во многих рудных районах большинство колчеданных месторождений ограничены относительно узким стратиграфическим интервалом по сравнению с промежутком времени, в течение которого активизировалась вулканическая деятельность; она также не отвечает на вопрос: почему многие субмаринные скопления вулканитов не содержат таких месторожлений? Эти наблюдения более удовлетворительно объясняются механизмом сейсмической накачки, в котором поровые воды (в основном захваченная морская вода) мобилизуются механической энергией разрывных дислокаций. Альтернативное объяснение заключается в том, что рудообразующие флюилы возникли за счет магматического парового фонтана, наложившегося на безрудную конвективную ячейку. Такая интерпретация будет объяснять наблюдаемую безрудную гидротермальную деятельность, по-видимому продолжавшуюся после процесса рудоотложения, как об этом свидетельствуют гипротермально измененные породы висячего бока на некоторых месторождениях.

По поводу непосредственного источника металлов нет единого мнения. Если образование основной массы рудообразующих растворов большинство исследователей предпочитают относить за счет морской воды, то концентрации металлов в этом растворе, необходимые для формирования рудного месторождения, требуют, чтобы основная масса металлов была заимствована из другого источника. Априорно обычно считают, что металлы выщелачивались из пород, сквозь которые проходили гидротермальные растворы. Эта точка зрения согласуется с данными по изотопам свинца для руд и с химическим моделированием состава металлов в рудообразующих растворах, однако приведенные аргументы не могут рассматриваться как окончательные. Пока еще считается возможным, хотя и менее вероятным, отделение металлов непосредственно от магматического источника. Большинство авторов отдают предпочтение представлению о получении по крайней мере существенной поли серы из сульфатов морской воды, которые восстанавливались в сульфидную форму либо в ходе взаимодействия между гидротермальным раствором и железистыми компонентами пород, сквозь которые этот раствор проходил, либо путем неорганической, а иногда и органической редукции сульфатов морской воды того времени в участке рудоотложения. Однако, как и в случае металлов, имеются данные, указывающие, что вся масса серы была заимствована из пород. включавших гидротермальный резервуар, или непосредственно из магматического источника.

Независимо от типа гидротермальной системы или источника компонентов руд разгрузка гидротермального раствора контролировалась разломами или системами трещин. Это подтверждается характерными четко очерченными локализованными сгруженными формами большинства рудных линз и пространственной связью этих залежей со структурными линеаментами. Характерно, что залежи, сформированные над выводящими каналами разгрузки, подстилаются трубообразной зоной измененных пород лежачего бока, часто содержащей промышленные количества сульфидов с высоким отношением меди к цинку. Характерное уменьшение величины этого отношения вверх и к флангам массигной стратиформной сульфидной залежи от верхней части трубсобразной колонны измененных пород объясняют ремобилизацией ранее отложившихся сульфидов при вогдействии продолжавших поступать сквозь залежь гидротермальных потсков. Такое толкование подкрепляется данными по изучению структур особенно наименее деформированных и метаморфизованных месторождений, которые показывают, что внутри залежей отложение сульфидов происходило в значительной степени путем выполнения трещин и замещения ранее существовавших сульфидов. Альтернативным объяснением характерной Cu/Zn-зональности является последовательное отложение сульфидов из рудообразующего раствора, эволюционировавшего в направлении уменьшения указанного отношения; при этом рудоотложение происходило сверху путем накопления сульфидов, осаждавшихся из гидротермального фонтана. Оба объяснения могут быть взаимосогласованы при термодинамическом моделировании рудообразующих растворов, которое показывает, что руды с самым высоким отношением меди к цинку отлагались при повышенных температурах и пониженных значениях P_{O_2} по сравнению с рудами, имеющими низкое отношение этих металлов. О таком физико-химическом тренде свидетельствует также изменение изотопных отношений серы вверх и в стороны от устья трубообразной колонны измененных пород к кровле сульфидной залежи.

Многие осадочные текстуры, наблюдаемые в отдельных колчеданных месторождениях, обусловлены механической переработкой сульфидных руд и перемещением их вниз по склону после первичного отложения. В исключительном случае руды могли быть перемещены на несколько сотен метров от места их первоначального отложения. Отложение сульфидов может также происходить вдали от выводящего канала разгрузки, если рудообразующие растворы имели высокую плотность и поэтому стекали вниз по склону, накапливаясь в виде рассольных прудов. Можно ожидать, что рудные тела, образовавшиеся на дне таких рассольных резервуаров, будут иметь более пластообразную форму и обнаруживать более правильную полосчатую или сложную осадочную текстуру.

Были предложены два основных варианта физико-химических изменений рудообразующего раствора, необходимых для начала осаждения непосредственно возле устья выводящей структуры. Возможно, наиболее популярным является вариант изменений, вызываемых смешиванием рудообразующих растворов со свободной морской водой как непосредственно ниже морского дна (в трубообразной колонне измененных пород), так и сразу же после излияния на морское дно. Эта модель учитывает тренды сопутствующих явлений окисления и охлаждения, выводимые при интерпретации химических и минералогических данных, а также подтверждаемые лабораторным моделированием разгрузки субмаринной гидротермальной системы. Другая точка зрения заключается в том, что единственным наиболее существенным фактором рудоотложения может быть вскипание растворов. Эта схема учитывает также тесную пространственную связь с колчеданным месторождением продуктов эксплозий и очевидную контролирующую роль глубины морской воды как для морфологии залежи (в особенности для соотношения массивных и прожилково-вкрапленных руд), так и для ее химических характеристик (особенно для отношения Cu/(Zn + Pb).

Контуры принимаемой и в целом описанной здесь модели генезиса колчеданных месторождений пока еще довольно расплывчаты. На изучение этого типа месторождений уже было направлено много усилий исследователей, и оно, вероятно, будет продолжено в обозримом будущем. Все еще требуют своего решения некоторые кардинальные вопросы, а именно:

1. Существует ли связь между колчеданными месторождениями и особым магматическим петрогенетическим типом и стадией магматической дифференциации или вулканическая деятельность и образованием месторождений являются независимыми проявлениями единых термальных и механических процессов в земной коре?

2. Имеют ли прямое отношение к рудообразующему процессу латерально протяженные гидротермальные изменения, устанавливаемые в разрезах лежачего бока некоторых колчеданоносных районов, или они просто отражают обычное проявление субмаринного вулканического режима или метаморфизма?

3. Что определяет весьма специфическую ассоциацию металлов колчеданных месторождений?

Несомненно, что дискуссия по этим и другим проблемам будет продолжаться в течение некоторого времени.

Благодарности

Значительная часть данных, изложенных в настоящем обзоре, была получена авторами при непосредственном изучении колчеданных месторождений. Ясно, что эти исследования были бы невозможны без тесного сотрудничества с горно-геологическими организациями многих стран мира на индивидуальной и корпоративной основе. Мы с удовольствием выражаем свою благодарность этим лицам и организациям за разрешение провести изучение их месторождений; мы надеемся, что этот обзор некоторым образом является признанием и их вклада в обсуждаемую проблему. Разделы по классификации и генетическим моделям сильно выиграли после их обсуждения с К. Дж. Ходжсоном из Королевского университета.

Р. И. Торп и Дж. М. Дьюк из Геологической службы Канады с воодушевлением взялись за обременительную задачу критического просмотра рукописи на различных стадиях ее подготовки, причем в далеко не идеальной обстановке. Этим коллегам мы выражаем нашу искреннюю благодарность и признательность за их терпение, понимание и внимание. Для вычерчивания многочисленных диаграмм мы пользовались не только умением чертежниковпрофессионалов, но и бесконечной любезностью и добрым характером наших коллег по Геологической службе С. Б. Грина, К. К. Нгуена, Р. Д. Ланкастера, А. Г. Доума и Е. Гарсия. Мы им искренне благодарны.

Р. В. Керкхем (Геологическая служба Канады) позволил нам использовать некоторые из его неопубликованных данных; Д. Р. Бойл и У. Д. Гудфеллоу (Геологическая служба Канады), Д. У. Бити (Noranda Mine Ltd., Денвер) и Дж. Мак-Ивен (Atomic Energy of Canada Ltd.) предоставили оригиналы своих диаграмм. Мы благодарим их за содействие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Abe H., Aoki M., Experimental hydrothermal alteration directly related to the formation of gypsum-anhydrite ores at low temperature and pressure: Japanese Assoc. Mineralogist, Petrologists, Econ. Geologists Jour., v. 67, p. 301-310, 1972.

- 2. Abe H., Aoki M., Experiments on the hydrothermal alteration of mordenite rocks in sodium carbonate solution with reference to analicimization around Kuroko deposits:
- Econ. Geol., v. 70, p. 770-780, 1975.
 3. Adamek P. M., Wilson M. R., The evolution of a uranium province in northern Sweden: Royal Soc. (London) Philos. Trans., Sec. A, v. 291, p. 355-368, 1979.
 4. Adamides N. G., The form and environment of formation of the Kalavasos ore deposits,
- Cyprus, in: Panayiotou A., ed., Ophiolites: Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1977, Proc.: Cyprus Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey. Dept., p. 117-178, 1980.
- 5. Adams R. L., Burton C. C. J., Druett J. G., Hanson N. H., McNaught I. S., The Rosebery and Hercules zinc-lead deposits: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney 1976, Excursion, Guide 37 AC, p. 31-36, 1976. 6. Addy S. K., Ypma P. J. M., Origin of massive sulfide deposits at Ducktown, Tennes-
- see; an oxygen, carbon, and hydrogen isotope study: Econ. Geol., v. 72, p. 1245-1268, 1977.
- 7. Anderson C. A., Massive sulfide deposits and volcanism: Econ. Geol., v. 64, p. 129-146, 1969.
- 8. Anderson C. A., Creasey S. C., Geology and ore deposits of the Jerome area, Yavapi county, Arizona: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 308, 185 p., 1958.
- 9. Anderson C. A., Nash J. J., Geology of the massive sulfide deposits at Jerome, Arizona — a reinterpretation: Econ. Geol., v. 67, p. 845-863, 1972.
- 10. Anderson C. A., Blacet P. M., Silver L. T., Stern T. W., Revision of the Precambrian stratigraphy in the Prescott-Jerome area, Yavapi Country, Arizona: U. S. Geol. Survey Bull. 1324-C, 16 p., 1971.
- 11. Andrews A. J., On the effect of low-temperature sea-water-basalt interaction on the distribution of sulfur in oceanic crust, Layer 2: Earth Planet. Sci. Letters, v. 46, p. 68— 80, 1979.
- 12. Appel P. W. U., Stratabound copper sulfides in a nbanded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precambrian Isua supracrustal helt, West Greenland: Econ. Geol., v. 74, p. 45—52, 1979.
- 13. Arnold M., Bernard A. J., Soler E., Premier rapport de la géochimie des isotopes du soufre à la comprehension de la genese des mineralisations pyriteuses de la Province de Huelva (Espagne); Mineralium Deposita, v. 12, p. 197-218, 1977.
- 14. Arnorsson S., The composition of thermal fluids in Iceland and geological features related to the thermal activity, in: Kristjansson L., ed., Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area: Amsterdam, Reidel, p. 307-323, 1974.
- 15. Arnorsson S., Gronvold K., Sigurdsson S., Aquifer chemistry of four high-temperature geothermal systems in Iceland: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 523-536, 1978.
- 16. Bachinski D. J., Bond strength and sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides, Econ. Geol., v. 64, p. 56-65, 1969.
- 17. Bachinski D. J., Sulfur isotopic composition of ophiolitic cupriferous iron sulfide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland: Econ. Geol., v. 72, p. 243-257. 1977.
- 18. Bailes A. H., Preliminary compilation of the geology of the Snow Lake Flin Flonp— Sherridon region: Manitoba Dept. Mines Nat. Resources, Geol. Paper 11-71, 27p., 1971.
- 19. Bailes A. H., Syme E. C., White Lake Mikanagan Lake project, in: Report of Field Activities, 1980: Manitoba Dept. Energy Mines, Mineral Resources Div., p. 43-50, 1980.
- 20. Bain G. W., Discussion of geology of the massive sulfide deposits at Jerome, Arizona -A reinterpretation: Econ. Geol., v. 68, p. 709-714, 1973.
- 21. Baldwin D. A., Porphyritic intrusions and related mineralization in the Flin Flon volcanic belt: Manitoba Dept. Energy Mines, Mineral Resources Div., Econ. Geology Rept. ER79-4, 23 p., 1980.
- 22. Bamba T., Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district, southeastern Turkey: Turkey Mineral Resources Explor. Inst. Bull., No. 86, p. 36-53, 1976.
- Banks P. O., Rebello D. P., Zircon age of a Precambrian rhyolite, northeastern Wisconsin: Geol. Soc. America, v. 80, p. 907-910, 1969.
 Barnes H. L., Environmental limitations to mechanisms of ore transport: Problems of Postmagmatic Ore Deposition Symposium. Prague, v. 2, p. 316-326, 1965.
- 25. Barnes H. L., Solubilities of ore minerals, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 404-460, 1979.
- 26. Barnes H. L., Czamanske G. K., Solubilities and transport of ore minerals, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 336-381, 1967. 27. Barton J. M.. The pattern of Archean crustal development in southern Africa as deduced
- from the evolution of the Limpopo mobile belt and the Barberton Mountain Land

(abs.), in: Internat. Archean Symposium 2nd, Perth, Australia, Extended Abstracts: Perth, Univ. Western Australia, p. 80-81, 1980. 28. Barton P. B., Jr., Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine,

- Akita Prefecture, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 293-300, 1978.
 29. Barton P. B., Jr., A model for diagenetic changes in Kuroko deposits (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, No. 7, p. 387, 1980.
- 30. Barton P. B., Jr., Toulmin P., III, The electrum tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 28, p. 619-640, 1964.
- 31. Barton P. B., Jr., Toulmin P., III, Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system: Econ. Geol., v. 61, p. 815-849, 1966.
- 32. Bear L. M., Mineral resources and mining industry of Cyprus: Cyprus Geol. Survey Dept., Ministry of Commerce and Industry, Bull. 1, 208 p., 1960. 33. Bear L. M., The geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodondha area: Cyp-
- rus, Geol. Survey Dept., Mem. 3, 122 p., 1963.
- 34. Beaty D. W., Taylor H. P., Jr., Oxygen isotope geochemistry of the Abitibi greenstone belt, Ontario: Evidence for seawater/rock interaction and implications regarding the isotopic composition and evolution of the ocean and oceanic crust (abs.): Geol. Soc.
- America, Abstract with Programs, v. 11, p. 386, 1979.
 35. Beaty D. W., Taylor H. P., Jr., The oxygen isotope geochemistry of the Kidd Creek mine: evidence for a high ¹⁸O ore-forming solution and implications regarding the genesis of volcanogenic massive sulfide deposits (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, No. 7, p. 384, 1980.
- 36. Beaty D. W., Taylor H. P., Jr., Early crustal hydrothermal processes and the ¹⁸O/¹⁶O evolution of seawater; evidence from the Amulet mine, Quebec (abs.): EOS, v. 61, No. 17, p. 386, 1980.
- 37. Bender M., Broecker W., Gomitz V., Middel V., Kay R., Sun S., Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise: Earth Planet. Sci. Letters, v. 12, p. 425-433, 1971.
- Bertrand C., Hutchinson R. W., Metamorphism at the Normetal mine, northwestern Ouebec; Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 76, p. 226-234, 1973.
 Bischoff J. L., Dickson F. W., Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry: Earth Planet. Sci. Letters. v. 25, p. 385-397, 1975.
 Bischoff J. L., M. E. Headscherweich heavy-metal deposits for many 25° to 250 °C;
- 40. Bischoff J. L., Seyfried W. E., Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350 °C: Am. Jour. Sci., v. 278, p. 838-860, 1978.
- 41. Bjørlykke A.. Grenne T., Reinsbakken E., Vik E., Compilation of stratabound sulphide deposits in the Norwegian Caledonides; IGCP Project 60, Norges Geol. Undersokelse,
- Bjørlykke A., Greene T., Rivi I., Vokes F. M., A review of Caledonian stratabound sulphides of Norway: Ireland Geol. Survey, Spec. Paper 5, p. 29-46, 1980.
 Bjørnsson S., Arnorsson S., Tomasson J., Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 56, p. 2380-2391, 400. 1972.
- 44. Boldy J., Geological observation on the Delbridge massive sulphide deposit: Canadian Inst. Mining Metalurgy Trans.. v. 71, p. 247-256, 1968.
- 45. Boldy J., Un (certain) exploration facts from figures: Canadian Mining Metall. Bull., v. 70, No. 781, p. 86–95, 1977.
- 46. Bostrom K., Peterson M. N. A., Precipitates from hydrothermal exhalations of the
- East Pacific Rise: Econ. Geol., v. 61, p. 1258-1265, 1966. Bostrom K., Farquarson B., Eyl W., Submarine hot springs as a source of active ridge sediments: Chem. Geology, v. 10, p. 189-203, 1972. Bradley J., Intrusion of major dolerite sills: Royal Soc. (London) Philos. Trans.. 47.
- 48. No. 2, v. 3, p. 27-55, 1965.
- 49. Brathwaite R. L., The geology and origin of the Rosebery ore deposit, Tasmania: Econ. Ceol., v. 69, p. 1086-1101, 1974. 50. Brooke W. J. L., Cobar copper-lead-zinc deposits: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney
- 1976, Excursion Guide 15C, p. 25-30, 1976. 51. Browne P. R. L., Ellis A. J., The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand:
- Mineralogy and related geochemistry: Am. Jour. Sci., v. 269, p. 97-131, 1970.
- 52. Bugge J. A. W., Norway, in: Bowie S. H. U., Kralhein A., Haslam H. W., Mineral
- deposits of Europe, v. 1, Northwest Europe: Inst. Mining Metallurgy Mineralog. Soc. London, Dorking, England, Adlard Son Ltd., p. 199-250, 1978.
 53. Byers A. R., Kirkland S. S. T., Pearson W. J., Geology and mineral deposits of the Flin Flon area, Saskatchewan: Saskatchewan Dept. Mineral Resources, Rept. 62, 95 p., 1965.
- 54. Cagatay M. N., Boyle D. R., Geology, geochemistry and hydrothermal alteration of the Madenkoy massive sulfide deposit, eastern Black Sea region, Turkey, in: Rid-

ge J. D., ed., IAGOD Symposium, 5th, Proc.: Stuttgart E., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 653-678, 1980.

- 55. Cameron E. M., Geochemical methods of exploration for massive sulphide mineralization in the Canadian Shield: Assoc. Explor. Geochemists, Spec. Pub. 2, p. 21-49, 1975.
- 56. Campbell I. H., Gorton M. P., Scott S. D., Franklin J. M., Thurston D. C., Rare earth element as a guide to massive sulfide exploration (abs.): Geol. Assoc. Canada, Abstracts. v. 6, p. A-8, 1981.
- 57. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Symposium on the occurrence of massive sulphide deposits in Canada: Trans., v. 63, p. 37-97, 1960.
- 58. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Symposium on strata-bound sulphides and their formative environment: Trans., v. 65, p. 253-300, 1965.
 59. Carslon G. G., Geology of the Bailadores, Venezuela, massive sulfide deposit: Econ.
- Geol., v. 72, p. 1131-1141, 1977. 60. Carpenter A. B., Trout M. L., Pickett E. E., Preliminary report on the origin and che-
- mical evolution of lead- and zinc-rich oil field brines in central Mississippi: Econ.
- Geol., v. 69, p. 1131-1206, 1974.
 61. Carstens C. W., Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning: Det kgl. norske Videnskabers Selsk. Skr., 1919.
- Carstens H., Jernmalmene i det vestlige Trondhjemsfelt of forholdet til Kisforekomstene: Norsk Geol. Tidskr., v. 35, p. 211-220, 1955.
 Carvalho D., Conde L., Hernandez Enrile J., Oliveira V., Schermerhorn L. J. G. S.,
- III Reuniao de Geologia do Sudoeste do Macico Hesperico da Peninsula Iberica, Huelva; June 24-27, 1975, Beja Portugal, 1976.
- 64. Casadevall T., Ohmoto H., Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado: Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment: Econ. Geol., v. 72, p. 1285-1320, 1977. 65. Cathles L. M., An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection
- which includes boiling; Econ. Geol., v. 72, p. 804-826, 1977.
- 66. Cathles L. M., Hydrodynamic constraints on the formation of Kuroko deposits: Mining Geology, v. 28, p. 257-265, 1978.
- 67. Cavalero R. A., Caribou deposit, summary geology: Bathurst N. B., Anaconda Canada Ltd., unpub. rept., 1972.
- 68. Chapman H. J., Spooner E. T. C., 87Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus confirms ore formation by circulating seawater: Earth Planet. Sci. Letters, v. 35, p. 71-78, 1977.
- 69. Chen T. T., Petruk W., Mineralogy and characteristics that affect recoveries of metals and trace elements from the ore at Heath Steele mines, New Brunswick; Canadian Mining Metall. Bull., v. 73, No. 823, p. 167-179, 1980.
- 70. Clark L. A., Volcanogenic ores: comparison of cupriferous pyrite deposits of Cyprus and Japanese Kuroko deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 206-215, 1971.
- 71. Claypool G. E., Holser W. T., Kaplan I. R., Sakai H., Zak I., The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation: Chem. Geology, v. 28, p. 199—260, 1980.
- 72. Coleman R. G., Huston C., El-Boushi I. M., Al-Hinai K. M., Bailey E. H., Occurrence of copper-bearing massive sulphides in the Semail ophiolite, Sultanate of Oman: Precambrian Research, v. 6, p. A11-A12, 1978.
- 73. Comba C. D. A., Copper-zinc zonation in tuffaceous exhalites, Millenbach mine. Noranda, Ouebec: Unpub. M. Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Canada, 107 p., 1975.
- 74. Constantinou G., Genesis of the conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massive sulphide ores of Cyprus: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 187–210, 1976.
- 75. Constantinou G., Hydrothermal alteration of basaltic lavas of the Troodos ophiolite complex associated with the formation of the massive sulphide ores of Cyprus: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 14, p. 187-210, 1977.
- 76. Constantinou G., Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite, in: Panayioutou A., ed., Ophiolites: Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, Proc.: Cyprus,
- Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey Dept., p. 663-674, 1980. 77. Constantinou G., Govett G. J. S., Genesis of sulphide deposits, ochre and umber of
- Cyprus: Inst. Mining Metallurgy, v. 8, sec. B, p. B34-B46, 1972.
 78. Constantinou G., Govett G. J. S., Geology, geochemistry, and genesis os Cyprus sulphi-de deposits: Econ. Geol., v. 68, p. 843-858, 1973.
 79. Coomer P. G., Schwartz H. P., Sulfur isotopic study of a massive, volcanogenic Archean for the state of t
- sulfide ore deposit (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs. v. 6, p. 693, 1974.

- 80. Corliss J. B., The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions: Jour.
- Geophys. Research, v. 76, p. 8128-8138, 1971.
 81. Corliss J. B. et al., Submarine thermal springs on the Galapagos Rift: Science, v. 203, No. 4385, p. 1073-1083, 1979.
 82. Costa V. R., Fyfe W. S., Nesbitt H. W., Kerrich R., Archean sedimentary talc: evidence for the se
- for an ancient greenhouse (abs.): EOS, v. 61, No, 17, p. 386, 1980.
- Crane K., Normark W. R., Hydrothermal activity and crystal structure of the East Pacific Rise at 21 °N: Jour. Geophys. Research, v. 82, p. 5336-5348, 1977.
- 84. Crerar D. A., Solvation and deposition of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solutions: Unpub. Ph. D. thesis, The Pennsylvania State Univ., 137 p., 1974.
- 85. Crerar D. A., Barnes H. L., Ore solution chemistry, V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 °C to 350 °C: Econ. Geol., v. 71. p. 772-794, 1976. 86. Crerar D. A., Susak N. J., Borcsik M., Schwartz S., Solubility of the buffer assemblage
- pyrite + pyrrhotite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350 °C: Geochim. et Comochim. Acta, v. 42, p. 1427-1437, 1978. 87. Cumming G. L., Gudjurgis P. J., Alteration of trace lead isotopic ratios by postore
- metamorphic and hydrothermal activity: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, p. 1782-1789, 1973.
- 88. Cumming G. L., Richards J. R., Ore lead isotope ratios in a continuously changing
- earth: Earth Planet. Sci. Letters, v. 28, p. 155-171, 1975.
 89. Dandurand J. L., Fortuné J. P., Pérami R., Schott J., Tollon F., On the importance of mechanical action and thermal gradient in the formation of metal-bearing deposits: Mineralium Deposita, v. 7, p. 339-350, 1972.
- 90. Dasch E., Ross-Heath G., Dymond J., Isotopic analysis of metalliferous sediments from the East Pacific Rise: Earth Planet. Sci. Letters, v. 13, p. 175-180, 1971.
- 91. DasGupta S. P., Sulfide deposits of Saladipura, Khetri copper belt, Rajasthan: Econ. Geol., v. 65, p. 331-339, 1970. 92. Date J., Watanabe Y., Iwanya S., Horiuch M., A consideration to the alteration of
- dacite below the Fukazawa ore deposits, Fukazawa mine, Akita prefecture: Mining Geology, v. 29, No. 3, p. 187-196, 1979.
 93. Davenport P. H., Nichol I., Bedrock geochemistry as a guide to areas of base-metal
- potential in volcano-sedimentary belts of the Canadian Shield, in: Jones M. J., ed., Geochemical exploration 1972: London, Inst. Mining Metallurgy, p. 45-57, 1973.
- 94. Davidson A. J., Petrography and chemistry of the Key Tuffite at Bell Allard, Matagami, Quebec: Unpub. M. Sc. thesis, McGill Univ., 131 p., 1977.
- 95. Davies J. L., Geology of the Bathurst-Newcastle area, N. B.: Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Halifax, Guidebook, p. 33-44. 1966.
- 96. Davies J. L., The Bathurst-Newcastle area-introduction; Ordovician fold belt: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972. Guidebook, Field Excursion A58-C58, p. 50-67, 1972.
- 97. Davies J. L., Geology of the Bathurst-Newcastle area: Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Halifax, May 1980, Field Trip Guidebook 16, p. 1-16, 1980.
- 98. Davies J. L., McAllister A. L., Geology and massive sulphides of the Bathurst area, New Brunswick: Geol. Assoc. Canada, Halifax, Ann. Mtg., May 1980, Field Trip Guidebook 16, p. 1-16, 1980.
- 99. Davis G. H., Deformational history of the Caribou stratabound sulfide deposits, Bathurst, New Brunswick, Canada: Econ. Geol., v. 67, p. 634-655, 1972.
- 100. Davis L. W., Captains Flat lead-zinc orebody, in: Knight C. L., ed., Economic Geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Melbourne, Australasian Inst. Mining Metallurgy, Mon. 5, p. 694-700, 1975.
- 101. Dechow E. W. C., Geology, sulfur isotopes, and origin of the Heath Steele ore deposits, Newcastle, New Brunswick, Canada: Econ. Geol., v. 55, p. 539-556, 1960.
 102. Degens E. T., Ross D. A., eds., Hot brines and recent heavy metal deposits in the
- Red Sea: New York, Springer-Verlag, 600 p., 1969. 103. Deitz R. S., Sudbury astrobleme, splash emplaced sublayer and possible cosmogenic
- ores: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 10, p. 29-41, 1972.
- 104. Dence M. R., Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury basin: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 10, p. 7-19, 1972.
- 105. Derkmann K., Klemm D. D., Strata-bound Kies-ore deposits in ophiolitic rocks of the «Tauernfenster» (eastern Alps, Austria/Italy), in: Klemm D. D., Schneider H.-J., ed., Time and stratabound ore deposits: New York, Springer-Verlag, p. 305-313, 1977.
- 106. Derry D. R., Exploration expenditure, discovery rate and methods: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 73, p. 54-58, 1970.
- 107. Descarreaux J., A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on

the occurrences of massive sulphide ores: Canadian Mining Metall, Bull., v. 66, p. 64-69, 1973.

- 108. Dimroth E., Rocheleau M., Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area, Ouebec: Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Ouebec, Guidebook, Field Trip A-1, 193 p., 1979.
- 109. Divi S. R., Thorpe R. I., Franklin J. M., Application of discriminant analysis to evaluate compositional controls of stratiform massive sulfide deposits in Canada:
- Internat. Assoc. Math. Geology, v. 11, No. 4, p. 391-406, 1979.
 110. Divi S. R., Thorpe R. I., Franklin J. M., Use of discriminant analysis to evaluate compositional controls of stratiform massive sulphide deposits in Canada: Canada Geol. Survey, Paper 79-20, 23 p., 1980.
- 111. Doe B. R., The status of lead isotope studies of Japan: Mining Geology, v. 28, p. 277-279, 1978.
- 112. Doe B. R., Delavaux M. H., Source of lead in southeast Missouri galena ores: Econ. Geol., v. 67, p. 409-625, 1972.
- 113. Doe B. R., Stacey J. S., The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review: Econ. Geol., v. 69, p. 757-776, 1974.
- 114. Doe B. R., Zartman R. E., Plumbotectonics: the Phanerozoic, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 22-70, 1979.
- 115. Doe B. R., Fehn U., Farrell C. W., Sato K., Prospecting implication of radiogenic daughter element concentrations and isotopic compositions gained from the Kuroko ore project studies (abs.): Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Abstracts, v. 6, p. A15, 1981.
- 116. Doi M., Geology and cupriferous pyrite deposits (Besshi type) of the Sambagawa metamorphic zone including the Besshi and the Sazare mines: Mining Geology, v. 11, 610-626, 1961.
- 117. Doi M., The historical review of the genesis of the Besshi ore deposits: Mining Geology, v. 11, p. 151-156, 1961. 118. Douglas R. J. W., Geology and economic minerals of Canada: Canada Geol. Survey
- Econ. Geology Rept., 1, 838 p., 1972. 119. Duke N. A., Hutchinson R. W., Geological relationships between massive sulfide
- bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland: Canadian Jour. Earth Sci., v. 11, p. 53-69, 1974.
- 120. Dunlop J. S. R., Shallow water sedimentation at North Pole, Pilbara, Western Australia, in: Glover J. E., Groves D. I., eds., Archean cherty metasediments; their sedimentology, micropaleontology, biochemistry and significance to mineralization: Perth, Univ. Western Australia, p. 30-38, 1978.
- 121. Edmond J. M., Measures C., Mangum B., Grant B., Sclater F. R., Collier R., Hudson A., On the formation of metal-rich deposits at ridge crests: Earth Planet. Sci. Letters, v. 46, p. 19-30, 1979.
- 122. Edmond J. M. et al., Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data: Earth Planet. Sci. Letters, v. 46, p. 1-18, 1979.
- 123. Elder J. W., Physical processes in geothermal areas: Am. Geophys. Union, Mon. Ser., No. 8, p. 211-239, 1965.
- 124. Elder J. W., Heat and mass transfer in the earth: hydrothermal systems; New Zealand Dept. Sci. Indus. Research Bull., No. 169, 115 p., 1966.
- 125. Elder J. W., Model of hydrothermal ore genesis: Geol. Soc. London, Spec. Pub. 7, p. 4—13, 1977.
- 126. Elderfeld H., Gass I. G., Hammond A., Bear L. M., The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus: Sedimentology, v. 19, p. 1-19, 1972.
- 127. Eldridge C. S., Ohmoto H., Vertical zoning in massive sulfide deposits, the inverse of their paragenesis (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, No. 1, p. 420, 1980.
- 128. Ellis A. J., Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interaction: Reactions with NaCl solutions and trace metal extraction: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 32, p. 1356-1363, 1968.
- 129. Ellis A. J., Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems: Geothermics, Spec. Issue 2, v. 1, p. 516-528, 1970. 130. Ellis A. J., Mahon W. A. J., Natural hydrothermal systems and experimental hot-
- water/rock interactions: Geochim. ct Cosmochim. Acta, v. 28, p. 1323-1357. 1964.
- 131. Ellis A. J., Mahon W. A. J., Natural hydrothermal systems and experimental hotwater/rock interactions (pt. II): Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 31, p. 519-538, 1967.
- 132. Farrell C. W., Holland M. D., Petersen U., The isotopic composition of strontium

in barites and anhydrites from Kuroko deposits: Mining Geology, v. 28, p. 281-291, 1978.

- 133. Faure G., Principles of isotope geology: New York, John Wiley, 1977.
- 134. Ferrario A., Garuti G., Copper deposits in the basal breccias and volcano-sedimentary sequences of the eastern Ligurian ophiolites (Italy): Mineralium Deposita, v.15, p. 291 -303, 1980.
- 135. Finlow-Bates T., The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review:
- Geol. Jahrb., v. D40, p. 131-168, 1980.
 136. Finlow-Bates T., Large D. E., Water depth as major control on the formation of sub-marine exhalative ore deposits: Geol. Jahrb., v, D30, p. 27-39, 1978.
 137. Fournier R. O., Truesdell A. H., Chemical indicators of subsurface temperature applied
- to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A.: Geothermics, Spec. Issue 2, v. 2, p. 529-535, 1970.
- 138. Fournier R. O., An empirical geothermometer based on Na, K and Ca in natural waters: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 37, p. 1255-1275, 1973.
- 139. Fox J. S., Host-rock geochemistry and massive volcanogenic sulphide ores: Saskatchewan Research Council, Geol. Div., Circ. 12, 21 p., 1978.
- 140. Franklin J. M., Role of laharic breccia in genesis of volcanogenic massive sulphide deposits: Canada Geol. Survey Paper 76-1A, p. 293-300, 1976. 141. Franklin J. M., Thorpe R. I., Comparison of metallogenic features of selected types
- of metalliferous deposits in the Superior, Slave, and Churchill provinces: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, в печати. 142. Franklin J. M., Kasarda J., Poulsen K. H., Petrology and chemistry of the alteration
- zone of the Mattabi massive sulfide deposit: Econ. Geol., v. 70, p. 63-79, 1975.
- 143. Franklin J. M., Gibb W., Poulsen K. H., Severin P., Archean metallogeny and stratigraphy of the south Sturgeon Lake area: Inst. on Lake Superior Geology, 23rd Ann. Mtg., Thunder Bay, Ont., Guidebook, 73 p., 1977.
- 144. Franklin J. M., Roscoe S. M., Loveridge W. D., Sangster D. F., Lead isotopic studies in Southern and Superior provinces of the Canadian Shield: Canada Geol. Survey Bull. 361, in press.
- 145. French B. M., Shock-metamorphic fractures in the Sudbury structure, Ontario: A review: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 10, p. 19-29, 1972.
- 146. Frew A. M., York Harbour sulphide bodies, western Newfoundland, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics: St. Johns, Newfoundland, NATO Adv. Studies Inst., p. 131–138, 1974.
- 147. Frietsch R., Brief outline of the metallic mineral resources of Sweden: Sverige Geol.
- Undersökning, No. C718, 64 p., 1975.
 148. Frietsch R., Papunen H., Vokes F. M., The ore deposits of Finland, Norway, and Sweden a review: Econ. Geol., v. 74, p. 975-1001, 1979.
- Friske P., Poulsen K. H., Franklin J. M., The Beidelman Bay porphyry copper-gold occurrences, northwestern Ontario (abs.): Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg, Program with Abstracts, v. 4, p. 51, 1979.
 Froese E., Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area: Canada
- Geol. Survey Paper 68-5, p. 55-77, 1969.
- 151. Froese E., Goetz P. A., The Sherritt Gordon deposit: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, in press.
- 152. Froese E., Moore J. M., Metamorphism in the Snow Lake area, Manitoba: Canada Geol. Survey Paper 78-27, 16 p., 1980.
- 153. Fukuchi N., Ore deposits in the Kosaka mine, Bikuchu Province: Geol. Soc. Japan Jour., v. 9, p. 429-433, 1902.
- 154. Fyffe L. R., Irrinki R. R., Cormier R. F., A radiometric age of deformed granitic rocks in north-central New Brunswick; Canadian Jour. Earth Sci., v. 14, p. 1687-1689, 1977.
- 155. Gale G. H., Roberts D., Trace element geochemistry of Norwegian lower Paleozoic basin volcanics and its tectonic implication: Earth Planet. Sci. Letters, v. 22, p. 380-390, 1974.
- 156. Gass I. G., The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes, in: Panayiotou A., ed., Ophiolites: Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, Proc.: Cyprus, Ministry Agriculture Natl. Resources, Geol. Survey Dept., p. 23-35, 1980.
- 157. Gass I. G., Smewing J. D., Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive plate margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus: Nature, v. 242, p. 26-29, 1973
- 158. Gee R. D., Williams I. R., Wilde S. A., Baxta J. L., Crustal development of the Yil garn block (abs.), in: Internat. Archaean Symposium, 2nd, Perth, Australia, Extended Abstracts: Perth, Univ. Western Australia, p. 79, 1980.

- 159. Gehrisch W., Maucher A., Sulfur-isotope and trace element analyses from the Sulitielma ore bodies, northern Norway: Mineralium Deposita, v. 10, p. 57-69, 1975.
- Gibson H. L., Geology of the Amulet Rhyolite Formation, Turcotte Lake section, Noranda area, Quebec: Unpub. M. Sc. thesis, Carleton Univ., Ottawa, 154 p., 1979.
 Giggenbach W. F., Equilibria involving polysulfide ions in aqueous sulfide solutions
- up to 240°: Inorgan. Chemistry, v. 13, p. 1724-1730, 1974.
 162. *Giggenbach W. F.*, Kinetics of the polysulfide-thiosulfate disproportionation up to 240°: Inorgan. Chemistry, v. 13, p. 1730-1733, 1974.
- 163. Gilbert J. E., Distribution and general characteristics of the massive sulphide deposits of the Province of Quebec: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 63, p. 69-76, 1960.
- 164. Gill J. W., The Takiyuak metavolcanic belt: geology, geochemistry and mineralisation: Unpub. Ph. D. thesis, Carleton Univ.. Ottawa, 210 p., 1976.
- 165. Gilligan L. B., Foskett W. E., Malone E. J., Felton E. A., Captains Flat-Woodlawn: Base metal sulphide deposits and their environmental geology: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney 1976, Guidebook, Excursion 8B, p. 2-16, 1976.
- 166. Gilmour P., The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda district, northwestern Quebec: Geol. Assoc. Canada Proc., v. 16, p. 63-81, 1965.
- 167. Gilmour P., Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks, in: Wolf K. H., ed., Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, p. 111-160, 1976.
- 168. Giordano T. H., Barnes H. L., Strata-bound massive pyritic sulfide deposits A review: Econ. Geol., v. 66, p. 1239–1249, 1971. 169. Giordano T. H., Barnes H. L., Ore solution chemistry, VI. PbS solubility in bisulfide
- solutions to 300 °C: Econ. Geol., v. 74, p. 1637-1646, 1979.
- 170. Gjelsvik Tore, Distribution of major elements in the wall rocks and silicate fraction of the Skorovass pyrite deposit, Grong area, Norway: Econ. Geol., v. 63, p. 217-231, 1968.
- 171. Goldie R. J., Metamorphism of the Flavrian and Powell plutons, Noranda area, Quebec: Jour. Petrology, v. 20, p. 227–238, 1979. 172. Goldie R. J., Kotila B., Seward D., The Don Rouyn mine; an Archean porphyry copper
- deposit near Noranda, Quebec: Econ. Geol., v. 74, p. 1680-1684, 1979.
- 173. Goodfellow W. D., Rock geochemical exploration and ore genesis at Brunswick No. 12 deposit, New Brunswick: Unpub. Ph. D. thesis, Fredericton, Univ. New Brunswick. 411 p., 1975.
- 174. Goodfellow W. D., Major and minor element halos in volcanic rocks at Brunswick No. 12 sulphide deposit, New Brunswick, Canada, in: Elliot I. L., Fletcher W. K., eds., Geochemical exploration 1974: Amsterdam, Elsevier, p. 279-295, 1975.
- 175. Goodwin A. M., Ridler R. H., The Abitibi orogenic belt: Canada Geol. Survey Paper 70-40, p. 1-28, 1970.
- 176. Goodwin A. M., Ambrose J. W., Ayres L. D., Clifford P. M., Currie K. L., Emano-vics I. M., Fahrig W. F., Gibb R. A., Hall D. H., Innes M. J. S., Irvine T. N., McLaren A. S., Norris A. W., Pettitjohn J. F., Ridler R. H., The Superior province: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 11, p. 527-624, 1972.
- 177. Govett G. J. S., Pantazis T. M., Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos pillow lava series. Cyprus: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 80, sec. B, p. 1327-1346, 1971. 178. Graf J. L., Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of mas-
- sive sulfide deposits in volcanic rocks: Econ. Geol., v. 72, p. 527-548, 1977.
- 179. Grammelvedt G., The geology of the Løkken-Holdal area. IGCP Project 60, Caledonian-Appalachian strata-bound sulphides: Trondheim, Norges Geol. Undersøkelse, Presymposium excursion, Guidebook, p. 106-120, 1979.
 180. Green G. R., Ohmoto H., Date J, Takahashi T., Oxygen isotope and alteration zonation in volcanic rocks from around the Fukazawa Kuroko deposits, Japan, and its implication for function of the fukazawa Kuroko deposits.
- tion for mineral exploration (abs.): Geol. Soc. America, Abstacts with Programs, v. 12, No. 7, p. 436-437, 1980.
- 181. Greenbaum D_{\cdot} , Geology and evolution of the Troodos plutonic complex and associated ore deposits, Cyprus: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Leeds, 1972.
- 182. Grenne T., Grammeltvedt G., Vokes F. M., Cyprus-type sulphide deposits in the western Trondheim district, central Norwegian Caledonides, in: Panayiotou A., ed., Ophiolites: Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, Proc.: Cyprus Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Dept., p. 727-743, 1980. 183. Grip E., Sweden. in: Bowie S. H. U., Kvalheim A., Haslam H. W., eds., Mineral
- deposits of Europe v. 1, Northwest Europe: Inst. Mining Metallurgy Mineralog. Soc. London, Dorking, England, Adlard and Son, Ltd., p. 93-198, 1978.
- 184. Guber A. L., Date J., Extentional tectonics, cauldrons and Kuroko deposits in the

eastern Hokuroku district, Japan (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with programs, v. 12, No. 7, p. 439, 1980.

- 185. Guber A. L., Ohmoto H., Deep sea environment of Kuroko formation as indicated by the benthic foraminifera from the Hokuroku district, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 245-255, 1978.
- 186. Gulson B. L., Mizon K. J., Lead isotopes as a tool for gossan assessment in base metal exploration: Jour. Geochem. Explor., v. 11, p. 299-320, 1979.
- 187. Gunning H. G., Origin of massive sulphide deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 318-322, 1959.
- Haas J. L., Jr., The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydro-thermal system at hydrostatic pressures: Econ. Geol., v. 60, p. 940-946, 1971.
 Hajash A., Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: An experimental investi-
- gation: Contrib. Mineralogy Petrology, v. 53, p. 205-226, 1975. 190. Hallberg J. A., Archean geology of the Leonora-Laverton area: 2nd Internat. Archean
- Symposium, Perth, June 1980, Guidebook, 37 p., 1980. 191. Halls C., Reinsbakken A., Ferriday I., Haugen A., Geological setting of the Skorovas
- ore-body within the allochthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik Nappe, central
- Norway: Geol. Soc. London, Spec. Pub. 7, p. 128-151, 1977.
 192. Hamann R. J., Anderson G. M., Solubility of galena in sulfur-rich NaCl solutions, Econ. Geol., v. 73, p. 96-100, 1978.
 193. Harley D. N., Geology of the Half-Mile Lake Zn-Pb-Cu deposit, New Brunswick: Harden D. S. Geology of the Half-Mile Lake Zn-Pb-Cu deposit, New Brunswick:
- Unpub. M. Sc. thesis, Univ. Western Ontario, London, 208 p., 1977.
- 194. Harley D. N., A mineralized Ordovician resurgent caldera complex in the Bathurst-Newcastle mining district, New Brunswick, Canada: Econ. Geol., v. 74, p. 786-796, 1979.
- 195. Harrigan D. B., MacLean W. H., Petrography and geochemistry of epidote alteration patches in gabbro dykes in Matagami, Quebec: Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 500-511, 1976.
- 196. Harrison A. G., Thode H. G., Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies: Faraday Soc. Trans., v. 54, p. 84-92, 1958.
- 197. Hart R. A., Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts: Earth Planet. Sci. Letters, v. 9, p. 269-279, 1970.
- 198. Hart R. A., A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, p. 799-816, 1973.
- 199. Hattori K., Sakai H., D/H ratios, origins, and evolution of the ore-forming fluids for
- the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan: Econ. Geol., v. 74. p. 535-555, 1979. 200. Hattori K., Sakai H., Implications of D/H and ¹⁸O/¹⁶O ratios of ore fluids for Neogene vein-type and Kuroko mineralization of Japan, in: Ridge J. D., ed., IAGOD Symposium, 5th, Proc.: Stuttgart E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 325-336, 1980.
- 201. Hattori K., Sakai H., Meteoric hydrothermal origin in «Green Tuff» formations, Miocene age, Japan: Contr. Mineralogy Petrology, v. 73, p. 145-150, 1980.
- 202. Hawley J. E., in: Contributed discussion to symposium on the genesis of massive sulphi-
- de deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 354, 1959.
 203. Hayashi S., Structure of the Motoyama Kuroko deposits, Kosaka mine, Akita Prefecture: Mining Geology, v. 10, p. 227-236, 1960.
- 204. Hayashi S., Mineralogical study on alteration products from altered aureoles of some «Kuroko» deposits: Mineralog. Soc. Japan Jour., v. 5, p. 101-125, 1961.
- 205. Hayashi S., On the mode of occurrence of Kuroko (black ore) in the Motoyama ore deposits of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan: Mining Geology, v. 11, p. 433-442, 1961.
- 206. Hayashi S., On the genetic relation between the Baramori volcanic rocks and ore deposits of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan: Mining Geology, v. 12, p. 84-92, 1962.
- 207. Healing D. W., Geochemistry of the Gull Pond alteration zone, Gull Pond, central Newfoundland: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. Waterloo, Ontario, 284 p., 1980.
- 208. Heaton T. H. E., Sheppard S. M. F., Hydrogen and oxygen isotope evidence for seawater hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus, in: Volcanic processes in ore genesis. London, Geol. Soc. London, Spec. Pub. 7. p. 42-57, 1977.
- 209. Heggemann F., Uber sedimentare Lagerstatten mit submariner vulkanischer Stoffzufurh: Fortschr. Mineralogie, v. 27, p. 54-55, 1948. 210. Heinrichs T. K., Reimer T. O., A sedimentary barite deposit from the Archean Fig
- Tree Group of the Barberton Mountain Land (South Africa): Econ. Geol., v. 72, p. 1426—1441, 1977.
- 211. Helgeson H. C., Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system: Am. Jour. Sci., v. 266, p. 120-166, 1968.

- 212. Helgeson H. C., Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures: Am. Jour. Sci., v. 267, p. 724-804, 1969.
- 213. Helgeson H. C., A chemical and thermodynamic model of ore deposition in nydiothermal system: Mineralog. Soc. America Spec. Paper 3, p. 155-186, 1970.
- 214. Helmstaedt H., Structural geology of Portage Lake area, Bathurst-Newcastle district, New Brunswick: Canada Geol. Survey Paper 70-28, 42 p., 1970.
- 215. Helmstaedt H., Structural geology of the Bathurst-Newcastle district: New England Intercollegiate Geol. Conf., Geology of New Brunswick, Univ. New Brunswick, Field Guide to Excursion, Trip 5-A, p. 34-46, 1973.
- 216. Helovaori O., Geology of the Pyhasalmi ore deposit, Finland: Econ. Geol., v. 74. p. 1084-1101, 1979.
- 217. Hemley J. J., Jones W. R., Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Econ. Geol., v. 59, p. 538-569, 1964.
- Henley R. W., Thornley P., Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation: Econ. Geol., v. 74, p. 1600-1612, 1979.
 Heyl A. V., Delevaux M. H., Zartman R. E., Brock M. R., Isotopic study of galenas
- from the Upper Mississippi Valley, the Illinois-Kentucky, and some Apalachian Valley mineral districts: Econ. Geol., v. 61, p. 933-961, 1966.
- 220. Hickman A. H., The North Pole barite deposits, Pilbara Goldfield: Western Australia Geol. Survey Rept. 1972, p. 57-60, 1973.
- 221. Hickman A. H., Crustal evolution of the Pilbara block (abs.), in: Internat. Archaean Symposium, 2nd, Perth, Australia Extended Abstacts: Perth, Univ. Western Australia, p. 78, 1980.
- 222. Hinzer J. C., Geological and geochemical study of Lyon Lake and Creek ore zones, Sturgeon Lake area, Ontario: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. Western Ontario, 94 p., 1977.
- 223. Hirabayashi T., Internal structure of the Black-Ore deposit of the Yokata mine: Mining Geology, v. 16, p. 100-115, 1966. 224. Hirabayashi T., On the Kuroko-type orebodies in the Yokota mine area, Nishi-Aizu
- district, Fukushima Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 195-203. 1974.
- 225. Hodgson C. J., Lydon J. W., The geological setting of volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration: Cana-
- dian Mining Metallurgy Bull., v. 70, p. 95-106, 1977.
 226. Hoffman M. R., Kinetics and mechanism of oxidation of hydrogen sulfide by hydrogen peroxide in acidic solution: Environ. Sci., Tech., v. 11, p. 61-66, 1977.
 227. Holmes A., A revised estimate of the age of the earth: Nature, v. 139, p. 127, 1947.
- 228. Honishi O., Geology of the Wanibuchi gypsum deposits, Shimane Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 6, p. 213-220, 1974.
- 229. Honma H., Shuto K., On strontium isotopic ratio of barite from Kuroko-type deposits, Japan: Japanese Assoc. Mineralogists Petrologists Econ. Geologists, v. 74, No. 9,
- p. 321-325, 1979.
 230. Horikoshi E., The stratigraphic horizon of the «Kuroko» deposits in Hanaoku-Kosdaka area, Green Tuff district of Japan: Mining Geology, v. 10, p. 300-310, 1960.
- 231. Horikoshi E., Sato T., Volcanic activity and ore deposition in the Kosaka mine, in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis; Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 181-195, 1970.
- 232. Horikoshi Y., Fundamental studies of the Kuroko deposits, with special reference to the Hanaoka mine: Mining Geology, v. 1, p. 1-11, 1951.
- 233. Hosler W. I., Kaplan I. R., Isotope geochemistry of sedimentary sulphates: Chem.
- Geology, v. 1, p. 93-135, 1966.
 234. Houtermans F., The isotope ratios in natural lead and the age of uranium; Naturwissenschaften, v. 33, p. 185-186, addendum, p. 219, 1946.
 235. Huhtala T., The geology and zinc-copper deposits of the Pyhasalmi-Pielaveisi district,
- Finland: Econ. Geol., v. 74, p. 1069-1083, 1979.
 236. Humphris S. E., Thompson G., Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater:
- Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 107-125, 1978.
- 237. Humphris S. E., Thompson G., Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 127-136, 1978.
- 238. Hutchinson R. W., Genesis of massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 681, p. 286-300, 1965.
- 239. Hutchinson R. W., Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: Econ. Geol., v. 68, p. 1223-1246, 1973.
- 240. Hutchinson R. W., Massive base metal sulphide deposits in sedimentary rocks and their metallogenic relationships during Proterozoic time (abs.): Econ. Geol., v. 68. p. 138, 1973.
- 241. Hutchinson R. W., Searle D. L., Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulphide ores: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 198-205, 1971.

- 142. Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G., Metallogenic relationship in the Abitibi belt, Canada: a model for Archean metallogenesis: Canadian Inst. Mining Metallurgy
- Trans., v. 74, p. 100-115, 1971. 243. Hutchinson M. N., Scott S. D., Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system: Econ. Geol., v. 76, p. 145-153, 1981.
- 244. Igarashi Z., On the Kuroko-type deposits of the Kurosawa mine, Fukushima Prefecture: Mining Geology, v. 19, p. 356-370, 1969.
- 245. Iijima A., Argillaceous and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko (Black Ore) deposits in Odate district of Akita Prefecture: Mining Geology, v. 22, p. 1-20, 1972.
- 246. Iijima A., Clay and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko deposits in the Hokuroku district, Northern Akita, as submarine hydrothermal-diagenetic alteration pro-ducts: Soc. Mining Geologists of Japan, Spec. Issue 6, p. 267-290, 1974.
- 247. Ishihara S., ed., Geology of Kuroko deposits: Soc. Mining Geologists Spec. Issue 6, 435 p., 1974.
- 248. Ishihara S., Magmatism of the Green Tuff tectonic belt, Northeast Japan: Soc. Mining
- Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 235-249, 1974.
 249. Ishihara S., Sasaki A., Sulfur of Kuroko deposits a deep seated origin? Mining Geology, v. 28, p. 361-367, 1978.
 250. Ishihara S., Terashima S., Base metal contents of the basement rocks of Kuroko deposite for the Verela view the Ver
- sits An overall view to examine their effect on the Kuroko mineralization: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 421-431, 1974.
- 251. Ishikawa Y., Yanagisawa Y., Geology of the Ainai mine, with special reference to syngenetic origin of the Daikoku deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 79-88, 1974.
- 252. Isokangas P., Finland, in: Bowie S. H. U., Kvalheim A., Haslam H. W., eds.. Mineral deposits of Europe, v. 1, Northwest Europe: Inst. Mining Metallurgy/Mineralog. Soc.
- London, Dorking, England, Adlard and Son Ltd., p. 39-92, 1978. 253. Ito S., On the precipitation environment of a kind of «Kuroko deposit»: Mining Geology, v. 7, p. 275–280, 1957. 254. Ito T., Takahashi T., Omori T., Submarine volcanic-sedimentary features in the Matsu-
- mine Kuroko deposits, Hanaoka mine, Japan: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 115—131, 1974.
- 255. Itoh S., Geochemical study of bedded cupriferous pyrite deposits of Japan: Japan
- Geol. Survey Bull., v. 27, No. 5, p. 245-377, 1976.
 256. Iwao S., Kishimoto F., Wall rock alteration of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan. Geol. Survey, Rept. 162, p. 1-31, 1954.
- 257. Izawa E., Hydrothermal alteration associated with the Kuroko-type mineralization: an example from the Iwami mining district, Shimane, Japan, in: Ridge J. D., ed., IAGOD Symposium, 5th: Stuttgart E., Schweizerbart'sche Verlagsbuch Handlung. p. 699—708, 1980.
- 258. Izawa E., Yoshida T., Saito R., Geochemical characteristics of hydrothermal alteration around the Fukazawa Kuroko deposit, Akita, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 325-336, 1978.
- 259. Jambor J. L., Mineralogical eva _ation of proximal-distal features in New Brunswick massive sulfide deposits: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 649-664, 1979.
- 260. Jambor J. L., La Flamme J. G. H., The mineral sources of silver and their distribution in the Caribou massive sulphide deposit, Bathurst area, New Brunswick: Canada Centre Mineral Energy Technology, Rept. 78-14, 26 p., 1978.
- 261. James D., Geochemistry of altered volcanic and intrusive rocks of Bathurst district. N. B. (abs.): Geol. Soc. America, North Central Sec. Abstracts with Program, v. 7, No. 6, p. 790, 1975. 262. James D., Geochemistry of the altered volcanic and intrusive rocks of Bathurst dist-
- rict, New Brunswick: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. Montreal, 405 p., 1976.
- 263. James R. S., Grieve R. A. F., Pauk L., The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitowadge, Ontario: Am. Jour. Sci., v. 278, p. 41-63, 1978.
- 264. Jankovic S., Porphyry-copper and massive-sulfide ore deposits in the northeastern Mediterranean, in: Ridge J. D., ed., IAGOD Symposium, 5th, Proc.: Stuttgart E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 431-444, 1980.
- Jenks W. J., Some relations between Cenozoic volcanism and ore deposition in northern Japan: New York Acad. Sci. Trans., Ser. II, v. 28, No. 4, p. 463-474, 1966.
 Jensen L. S., Archean komatiitic, theleiitic, calc-alkalic and alkalic volcanic sequen-
- ces in the Kirkland Lake area: Geol. Soc. Canada/Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg.,
- Toronto, 1978, p. 237-259, 1978. 267. Jensen M. L., Sulfur isotopes of stratabound sulfide deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 300-303, 1971.
- 268. Johnson A. E., Textural and geochemical investigation of Cyprus pyrite deposits: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Western Ontario, 190 p., 1970.

- 269. Johnson A. E., Origin of Cyprus pyrite deposits: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, sec. 4, p. 291-298, 1972.
- 270. Juve G., Ore mineralogy and ore types of the Stekenjokk deposit, central Scandinavian Caledonides, Sweden: Sveriges Geol. Undersokning, No. C706, 162 p., 1974.
- 271. Juve G., Metal distribution at Stekenjokk: Primary and metamorphic patterns: Gecl. Fören. Stockholm Forth., v. 99, p. 149-158, 1977.
- 272. Kajiwara Y., Some limitations on the physico-chemical environment of deposition of the Kuroko ore, in: Tatsumi, T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 367-380, 1970. 273. Kajiwara Y., Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of Shakanai No. 1 deposits,
- Akita Prefecture, Japan: Geochem. Jour., v. 4, p. 157-181, 1971.
- 274. Kajiwara Y., Chemical composition of ore-forming solution responsible for the Kuroko type mineralization in Japan: Geochem. Jour., v. 6, p. 141-149, 1973. 275. Kajiwara Y., A simulation of the Kuroko type mineralization in Japan: Geochem.
- Jour., v. 6, p. 193-209, 1973.
- 276. Kajiwara Y., Significance of cyclic seawater as a possible determinant of rock alteration facies in the earth's crust: Geochem. Jour., v. 7, p. 23-36, 1973.
- 277. Kajiwara Y., Date J., Sulfur isotope study of Kuroko-type and Kieslager-type stratabound massive sulfide deposits in Japan: Geochem. Jour., v. 5, p. 133-150, 1971.
- 278. Kajiwara Y., Honma H., Lead content of barite coexisting with galena an indicator
- a) Augusta 1., Housing 1., Lead content of Darite coexisting with galena an indicator of oxygen fugacity during ore formation: Mining Geology, v. 22. p. 657—665, 1972.
 279. Kajiwara Y., Krouse H. R., Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems: Canadian Jour. Earth Sci., v. 8, p. 1397—1408, 1971.
- 280. Kalliokoski J., Metamorphic features of North American massive sulfide deposits: Econ. Geol., v. 60, p. 485-505, 1965.
- 281. Kanehira K., Geology and ore deposits of the Chihara mine, Ehime Prefecture, Japan: Univ. Tokyo, Jour. Faculty Sci., Sec. 2, v. II, p. 308-339, 1959.
- 282. Kanehira K., Sulphide ores from the Coronation mine: Canada Geol. Survey Paper 68-5, p. 79-136, 1969.
- 283. Kanehira K., Conformable copper-pyrite deposits on the limori mining district, in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 93-104, 1970.
- 284. Kanehira K., Tatsumi T., Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan, a review in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 51-76, 1970
- 285. Kautsky G., The theory of exhalative-sedimentary ores proposed by Chr. Oftedahl: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 80, p. 283-287, 1958.
- 286. Keays R. R., Scott R. B., Precious metals in occanridge basalts: Implications for basalts as source rocks for gold mineralization: Econ. Geol., v. 71, p. 705-720, 1976.
- 287. Kelly J. M., Geology, wall rock alteration and contact metamorphism associated with massive sulfide mineralization at the Amulet mine, Noranda district, Quebec: Unpub.
- Ph. D. thesis, Univ. Wisconsin, 234 p., 1975.
 288. Kinkel A. R., Jr., Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism: Econ. Geol., v. 57, p. 1071-1080, 1962.
- 289. Kinkel A. R., Jr., Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement: Econ. Geol., v. 61, p. 673-694, 1966.
- 290. Kissen S. A., Phase relations in a portion of the Fe-S system: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Toronto, 294 p., 1974.
 291. Klau W., Large D. E., Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits, a discussion of
- their classification and metallogenesis: Geol. Jahrb., sec. D, No. 40, p. 13-58, 1980. 292. Klockmann F., Über die lagerartige natur der Kiesvorkommen des sudtichen Spaniens
- und Portugals: Preuss. Akad. Wiss., Sitzungsber, v. 46, p. 1173, 1894.
- 293. Knight C. L., Ore genesis the source bed concept: Econ. Geol., v. 52, p. 808-818, 1957.
- 294. Knuckey M. J., Watkins D. J., The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda district, Quebec, Canada: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, в печати.
- 295. Knuckey M. J., Comba C. D. A., Riverin G., Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Cuebec: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, в печати.
- 296. Koark H. S., Zur Entstehung des tektonischen Stengelbaus an präkambrischen Eisen und Sulfiderzkorpern der zentralschwedischen Leptitserie: Mineralium Deposita, v. 8, p. 19-34, 1973.
- Kojima G., Hide K., Yoshino G., The stratigraphic position of Kieslager in the Sam-297.bagawa crystalline schist zone in Shikoku: Geol. Soc. Japan Jour., v. 62, p. 30-65, 1956.
- 298. Koo J., Mossman J., Origin and metamorphism of the Flin Flon stratabound Cu-Zn sulfide deposit, Saskatchewan and Manitoba: Econ. Geol., v. 70, p. 48-62, 1975.
- 299. Kouda R., Koide II., Ring structures, resurgent cauldron, and ore deposits in the Hokuroku volcanic field, northern Akita, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 233–244, 1978.

- 300. Коздов М. С., Лавыдов Ф. Г., Этапы формирования сульфилных руд на колчеданнополиметаллических месторождениях Рудного Алтая. — ДАН СССР, т. 225, № 3, c. 644-647, 1975.
- 301. Krogh T. E., Davis G. L., Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield: Carnegie Inst. Washington Year Book, 1970, p. 241-242, 1971.
- 302. Кривцов А. И., О метаморфизме южноуральских колчеданных месторождений. ДАН СССР, т. 215, № 3, с. 685-687, 1974.
 303. Kullerud G., The FeS-ZnS system; A geological thermometer: Norsk Geol. Tidsskr.,
- v. 32, p. 61-147, 1953.
- 304. Kullerud G., Vokes F. M., Barnes H. L., On exhalative-sedimentary ores: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 81, p. 145-148, 1959.
- 305. Kuno H., Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas: Bull. Volcanol., ser. 2, v. 20, p. 37-76, 1959.
 306. Kuovo O., Tilton G. R., Mineral ages from the Finnish Precambrian: Jour. Geology, v. 74, p. 421-442, 1966.
- 307. Kuroda H., Kuroko deposits occurring in mudstone at the Matsuki mine, Akita Prefecture, northeast Japan: Mining Geology, v. 28, p. 313-323, 1978.
- 308. Lambert I. B., Massive copper-lead-zinc deposits in felsic volcanic sequences of Japan and Australia; comparative notes: Mining Geology, v. 29, p. 11-20, 1979.
- 309. Lambert I. B., Donnelly T. H., Dunlop J. S. R., Groves D. I., Stable isotopic compositions of early Archean sulphate deposits of probable evaporitic and volcanogenic origin: Nature, v. 276, p. 808-810, 1978.
- 310. Lambert I. B., Sato T., The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis: Econ. Geol., v. 69, p. 1215-1236, 1974.
- Landergren S., Comments to «A theory of exhalative-sedimentary ores»: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 80, p. 288-290, 1958.
 Langford F. F., Morin J. A., The development of the Superior province of northwestern
- Ontario by merging island arcs: Am. Jour. Sci., v. 276, p. 1023-1034, 1976.
- 313. Lapwood E. R., Convection of a fluid in a porous medium: Cambridge Philos. Soc. Proc., v. 44, p. 508-521, 1948.
 314. Large D. E., Geological parameters associated with sediment-hosted, submarine exha-
- lative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration: Geol. Jahrb., ser. D, No, 40, p. 59-129, 1980.
- 315. Large R. R., Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic
- bis. Large R. R., Scientical evolution and zonation of massive suffice deposits in volcanic terrains: Econ. Geol., v. 72, p. 549-572, 1977.
 316. Large R. R., Both R. A., The volcanogenic ores at Mt. Chalmers, eastern Queensland: Econ. Geol., v. 75, p. 1010-1021, 1980.
 317. Latvalahti U., Cu-Zn-Pb ores in the Aijala-Orijarvi area, southwest Finland: Econ. Geol., v. 74, p. 1035-1059, 1979.
 348. Lebens M. Biller 20. A subset of Science and Science a
- 318. Leblanc M., Billand O., A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age; Bleida (Anti-Atlas, Morocco): Écon. Geol., v. 73, p. 1101-1111, 1978.
- 319. Lee M. S., Miyajima T., Mazumoto H., Geology of the Kamaikita mine, Aomori Prefecture, with special reference to genesis of fragmental ores: Soc. Mining Geo-
- 1 bists Japan, Spec. Issue 6, p. 53-67, 1974.
 320. Lickus R. J., Geology and geochemistry of the ore deposits at the Vauze mine, Noranda district, Quebec: Unpub. Ph. D. thesis, McGill Univ., 1965.
 321. Lister C. R. B., On the thermal balance of a mid-ocean ridge: Royal Astronom. Soc.
- Geophys. Jour., v. 26, p. 515-535, 1972.
- 322. Loftus-Hills G., Solomon M., Cobalt, nickel, and selenium in sulphides as indicators of ore genesis: Mineralium Deposita, v. 2, p. 228-242, 1968.
- 323. Lovell H. L., Petrology, mineralogy, and trace element chemistry of the Orvan Brook sulphide deposit, Restigouche County, New Brunswick: Unpub. M. Sc. thesis, Carleton
- Univ., Ottawa, 66 p., 1966.
 324. Luff W. M., Structural geology of the Brunswick No. 12 open pit: Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 68, No. 758, p. 64-74, 1975.
 325. Luff W. M., Geology of Brunswick No. 12 mine: Canadian Inst. Mining Metallurgy Difference and the provided the prov
- Bull., v. 70, No. 782, p. 109-119, 1977.
 326. Luff W. M., Geology of the Brunswick No. 6 and No. 12 mines: Geol. Assoc. Canada,
- Ann. Mtg., Halifax, Field Trip Guidebook, Trip 16, p. 18-21, 1980.
- 327. Lundberg B., New aspects on the geology of the Skellefte field, northern Sweden: Geol. Survey Sweden, Handout, IGCP Proj. 161 Field Trip, 27 p., 1980.
 328. Lusk J., Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the
- stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick: Econ. Geol., v. 67, p. 169-183, 1972.
- 329. Lusk J., Crocket J. H., Sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides from the Heath Steele B-1 orebody, New Brunswick, Canada: Econ. Geol., v. 64, p. 147-155, 1969.

- 330. Lusk J., Campbell F. A., Krouse H. R., Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope geothermometry to ores of the Quemont mine, Noranda, Quebec: Econ.
- Geol., v. 70. p. 1073-1083, 1975.
 331. Lydon J. W., The significance of metal ratios in hydrothermal ore deposits: Unpub. Ph. D. thesis, Queen's Univ., Kingston, 601 p., 1977.
 332. Lydon J. W., An addendum: Geosci. Canada, в печати.
- 333. MacGeehan P. J., The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami. Ouebec: a geothermal model for massive sulfide genesis: Canadian Jour. Earth Sci., v. 15. p. 551-570, 1978.
- 334. MacGeehan P. J., MacLean W. H., Tholeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive
- 334. MacGeenan P. J., MacLean W. H., Information Basart-Involute maginatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec: Nature, v. 283, p. 153-157, 1980.
 335. MacGeehan P. J., MacLean W. H., An Archean sub-seafloor geothermal system, «calcalkali» trends, and massive sulphide genesis; Nature, v. 286, p. 767-771, 1980.
 366. MacGeehan P. J., MacLean W. H., Bonenfant D. J., Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the main zone at the Norita mine, Mathematical Mathematical Context Mission 56. Mattagami, Quebec: Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 74, No. 828, p. 59-75. 1981.
- 337. MacLean W. H., MacGeehan P. J., Garon Lake mine; case history 76-1: Montreal, McGill Univ., Mineral Explor. Research Inst., 67 p., 1976.
 338. MacMillan R. H., A comparison of the geological environments of the base metal
- sulphide deposits of the «B» zone and «North Boundary» zone at the Heath Steel mine: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. Western Ontario, 1969.
- 339. MacQuarrie R., Absolute age of the Flin Flon deposit (abs.): Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 73, No. 820, p. 53, 1980. 340. McAllister A. L., Massive sulphide deposits in New Brunswick: Canadian Mining
- Metallurgy Trans., v. 63, p. 50-60, 1959.
- polymetallic massive sulphide deposits: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 473–485, 1976. 341. McBride D. E., Tectonic setting of the Tetagouche Group, host to the New Brunswick
- McKinstry H. E., Structure of hydrothermal ore deposits: Econ. Geol., Fiftieth Ann. Vol., p. 170-220, 1955.
 McNitt J. R., The geological environment of geothermal field as a guide to exploration: Geothermics, Spec. Issue 2, v. 1, p. 24-31, 1970.
 Magee M., Geology and ore-deposits of the Ducktown district, Tennessee, in: Ridge J.D.
- ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Soles vol.): New York, Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 207-241, 1968.
- 345. Malone E. J., Olgers F., Cucchi F. G., Nicholas T., McKay W. J., The Woodlawn copper-zinc orebody, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals. Melbourne, Australasian Inst. Mining Metallurgy, Mon. 5, p. 701-710, 1975.
- 346. Marmo V.. On the theory of exhalative-sedimentary ores: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 80, p. 277–282, 1958.
- 347. Martin W. C., Errington and Vermilion Lake mines, in: Structural geology of Canadian ore deposits: Montreal, Canadian Inst. Mining Metallurgy, v. 2, p. 363-376, 1957.
- 348. Marutani M., Takenouchi S., Fluid inclusion study of stockwork siliceous orebodies of Kuroko deposits at the Kosaka mine, Akita, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 349— 360. 1978.
- 349. Maruyana S., Mori H., Geology of the Takaia mine, Yamauashi Prefecture: Soc. Mining Geologist Japan, Spec. Issue 6, p. 209-213, 1974.
- Matsukuma T., Geology of the Kuroko-type stockwork deposits of the Tsuchihata mine, Iwate Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 169-182, 1974.
- 351. Matsukuma T., Horikoshi E., Kuroko deposits in Japan, a review, in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 153-179, 1970.
- 352. May E. R., Flambeau, a Precambrian supergene enriched massive sulfide deposits: Geosci. Wisconsin, v. 1, p. 1-24, 1977.
- 353. Melson W. G., Thompson G., Van Andel T. H., Volcanism and metamorphism in the mid-atlantic ridge 22 °N: Jour. Geophys. Research, v. 73, p. 5925-5941, 1968.
 354. Meyer C., Hemley J. J., Wall rock alteration, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry 1925.
- of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166-235, 1967
- 355. Middleton R. C., The geology of Prieska Copper Mines Ltd.: Econ. Geol., v. 71, p. 328-350, 1976.
- 356. Mikkola A. K., Vaisanen S. E., Remobilization of sulphides in the Outokumpu and Vihanti ore deposits, Finland: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Sec. 4,
- p. 488-497, 1972. 357. Mitchell A. G. H., Tectonic settings for emplacement of subduction-related magmas. 357. Mitchell A. G. H., Tectonic settings for emplacement of subduction-related magmas. and associated mineral deposits: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 4, p. 3-22, 1976.

- Miyake T., On genesis of Japanese «Kieslager» deposits with special reference to that of the Shimokawa mine: Mining Geology, v. 11, p. 127-135, 1961.
 Miyashiro A., The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc: Earth Planet. Sci. Letters, v. 19, p. 218-224, 1973.
 Miyashiro A., Shido F., Ewing M., Metamorphism in the mide-Atlantic ridge near 24° and 20 800. Destrict on the State Sta
- and 30 °N: Royal Soc. (London) Philos. Trans., v. 200, p. 589-603, 1971.
- 361. Montoya J. W., Hemley J. J., Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions: Econ. Geol., v. 70, p. 577-594, 1975.
- 362. Mookheriee A., Suttel G. G., Massive sulfide/late diabase relationships, Horne mine, 302. Mooner/set A., Suljet G. G., Massive suffice/late datase relationships, from line, Quebec: genetic and chronological relationships: Canadian Jour. Earth Sci., v. 5, p. 421-432, 1968.
 363. Moorehouse W. W., Stratigraphic position of sulphides in the Archean: Canadian Mining Metallurgy Trans., v. 68, p. 261-264, 1965.
- 364. Morton R. D., A discussion. Sulphide mineralization and wall rock alteration at Rodhammeren mine, Sur-Trondelag, Norway: Norsk Geol. Tidsskr., v. 52, p. 313-315, 1972.
- 365. Motegi M., Mineralization of the Phillipines a geohistorical review, in: Kobayoshi T., Toriyama R., eds., Geology and paleontology of southeast Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, v. 15, p. 393-417, 1975.
- 366. Mottl M. J., Chemical exchange between seawater and basalt during hydrothermal alteration of the oceanic crust: Unpub. Ph. D. thesis, Harvard Univ., 1976.
- 367. Mottl M. J., Holland H. D., Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater I. Experimental results for major and minor components of seawater: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 1403—1415, 1978.
 368. Mottl M. J., Holland H. D., Corr R. F., Chemical exchange during hydrothermal
- alteration of basalts by seawater II. Experimental results for Fe, Mn, and sulfur species: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 869-884, 1979.
- 369. Muchlenbachs K., Clayton R. N., Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones: Canadian Jour. Earth Sci., v. 9, p. 471-478, 1972.
 370. Mukaiyama H., Mouonobe S., Yoshida T., Genesis of the ore deposits of the Swaine mine, Shiwane Prefecture, Japan: Soc. Mining Geologist Japan, Spec. Issue 6. p. 221-235, 1974.
- 371. Mulligan R., Geology of Canadian tin occurrences: Canada Geol. Survey, Econ. Geology Rept. 28, 155 p., 1975.
- 372. Nicholson R., On the reactions between volcanic and other rocks in the fossiliferous east Lomivann areas of Norwegian Sulitjelma: Norges Geol. Undersøkelse, No. 242, p. 143—156, 1966.
- 373. Nilsen O., Sulphide mineralization and wallrock alteration at Rodhammeren mine, Sør-Trondelag, Norway: Norsk Geol. Tidsskr., v. 51, p. 329-354, 1971.
 374. Nilsen O., A reply. Sulphide mineralization and wallrock alteration at Rodhammeren
- mine, Sør-Trondelag, Norway Norsk Geol. Tidsskr., v. 52, p. 319-321, 1972.
- 375. Nilsen O., Caledonian sulphide deposits and minor iron-formations from the southern Trondheim region, Norway: Norges Geol. Undersøkelse, No. 340, p. 35-85, 1978.
- 376. Nilsen O., Mukherjee A. D., Geology of the Kvikne mines with special reference to the sulphide ore mineralization: Norsk Geol. Tidsskr., v. 52, p. 151-192, 1972.
- 377. Norman G. W. H., Proterozoic massive sulfide replacements in volcanic rocks at Jerome,
- Arizona: Econ. Geol., v. 72, p. 642-656, 1977.
 378. Nriagu J. O., Experimental investigation of a portion of the system PbS-NaCl-HCl-H₂O at elevated temperatures: Am. Jour. Sci., v. 271, p. 157-169, 1971.
- 379. Nunes P. D., Pyke D. R., Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt. Timmins-Matachewan area — progress report: Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 92, p. 34— 39, 1980.
- 380. Oftedahl C., On exhalative-sedimentary ores: Geol. Foren. Stockholm Förh., v. 80, p. 1-19, 1958.
- 381. Oftedahl C., Greenstone volcanics in the central Norwegian Caledonides: Geol. Rundschau, v. 57, p. 920-930, 1968.
- 382. Ohashi R., On the origin of the Kuroko of the Kosaka mine: Geol. Soc. Tokyo Jour., v. 26, p. 107–132, 1919.
- 383. Ohashi R., Form and genesis of Kuroko type deposits: Mining Geology, v. 12, p. 172-176, 1962.
- 384. Ohmoto H., Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 551-578, 1972.
- 385. Ohmoto H., Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulfide deposits? Mining Geology, v. 28, p. 219-231, 1978.
- 386. Ohmoto H., Horikoshi E., Papers devoted to the Japan-U. S. Kuroko research projects: Preface: Mining Geology, v. 28, p. 215-217, 1978.
- 387. Ohmoto H., Rye R. O., Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan: Econ. Geol., v. 69, p. 947-953, 1974.

- 388 Obmoto H., Rue R. O., Isotopes of sulfur and carbon, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 509-567, 1979.
- 389. Ohtagaki T., Development of prospecting at the Shakanai mine: Mining Geology, v. 16, p. 237-248, 1966.
- 390. Ohtagaki T., Ono T., Kimura A., Geology of the Tashiro mine. Fukushima Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 189–195, 1974.
 391. Ohtagaki T., Takahashi H., Obara K., Geology of the Hanawa mine, Akita Prefecture:
- Soc. Mining Geologists Japan. Spec. Issue 6, p. 157-169, 1974.
- 392. Ohtagaki T., Tsukada Y., Hirayama H., Fujioka H., Miyoshi T., Geology of the Shaka-nai mine, Akita Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 131–139, 1974.
- 393. Olsen J., The Joma massive sulphide deposit, in: Juve G., Reinsbakken A., eds., Symposium on Caledonian massive sulphides, Guidebook: Trondheim, Norway, p. 96-105, 1979.
- 394. Ono T., Kimura A., On the exploration of the Oshio ore deposit, Tashiro mine: Mining Geology, v. 19, p. 117-131, 1969.
- 395. Osada T., Abe M., Daimara K., Geology of the Yoshino mine, Yamagata Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 183-189, 1974.
- 396. Oshima T., Hashimoto T., Komono H., Kawabe S., Suga K., Tanimura S., Ishikawa Y., Geology of the Kosaka mine: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 89-100, 1974.
- 397. Ostic R. G., Russell R. D., Stanton R. L., Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits: Canadian Jour. Earth Sci., v. 4, p. 245- $269. \ 1967.$
- 398. Otagaki T., Tsukada Y., Osada T., Suzuki H., Geology and ore deposits of the Shakanai mine. (I) — On the mode of occurrence of Kuroko (Black Ore) in the Daiichi ore deposit: Mining Geology, v. 18, p. 1–10, 1968. 399. Otagaki T., Fujioka H., Miyoshi T., Geology and ore deposits of the Shakanai mine.
- (3) On the mode of occurrence and texture of yellow ore in the No. 4 and No. 8 ore deposits: Mining Geology, v. 20, p. 21-28, 1970.
- 400. Otagaki T., Abe Y., Tuskada Y., Kimura A., Osada T., Fujioka H., Geology and ore deposits of the Shakanai Mine. (4) On the occurrence of ore deposit and pyroclastic rocks near the ore bodies: Mining Geology. v. 20, p. 315-327, 1970. 401. Owsiaki L., The Heath Steele mine: Geol. Assoc. Canada. Ann. Mtg., Halifax, Field
- Trip Guidebook 16, p. 21-30, 1980.
- 402. Owsiaki L., McAllister A. L., Fragmental massive sulphides at the Heath Steele mine, New Brunswick: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 72, No. 811, p. 83-100, 1979.
- 403. Ozawa A., «Green tuff»: Tokyo, Ratis-Sha. 1967.
- 404. Palmason G., On heat flow in Iceland in relation to the mid-Atlantic ridge: Soc. Sci.
- Islandica, v. 38, p. 111-127, 1967.
 405. Pearce J. A., Cann J. R., Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth Planet. Sci. Letters, v. 19, p. 290-300, 1973.
- 406. Pedersen S. A. S., Structures and ore genesis of the Grimsdalen sulphide deposits, southern Trondheim region, Norway: Norges Geol. Undersøkelse, v. 51, No. 351, p. 77-98, 1979.
- 407. Peltola E., Origin of Precambrian copper sulfides of the Outokumpu district, Finland: Econ. Geol., v. 73, p. 461-477, 1978. 408. Peredery W. V., Cehmistry of fluidal glasses and melt bodies in the Onaping Formation:
- Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 10, p. 49-61, 1972. 409. Perry E. C., Monster J., Reimer T., Sulfur isotopes in Swaziland system barites and
- the evolution of the earth's atmosphere: Science, v. 171, p. 1015-1016, 1971.
- 410. Pertold Z., Geology of the Brunswick No. 6 ore deposits: Bathurst N. B., Brunswick Mining Smelting Corp., Ltd., unpub. rept., 1970. 411. Peterman Z. E., Hedge C. E., Tourtelot H. A., Isotopic composition of Sr in seawater
- throughout Phanerozoic time: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 34, p. 105-120, 1970.
- 412. Petersen E. U., Zantop H.. The Oxec deposit, Guatemala: an ophiolite copper occurrence: Econ. Geol., v. 75, p. 1053-1065, 1980.
- 413. Petersen M. D., Lambert I. B., Mineralogical and chemical zonation around the Woodlawn Cu-Pb-Zn ore deposit. southeastern New South Wales: Geol. Soc. Australia Jour., v. 26, p. 169-186, 1979.
- 414. Petersen M. D., Lambert I. B., Ayres D. E., Results of analyses of country rocks around the Woodlawn copper-lead-zinc orebody, southeastern New South Wales: Canberra, CSIRO Mineral Research Lab. Tech. Commun 63, 1977.
- 415. Pidgeon R. T., 3450 m. y.-old volcanics in the Archean layered greenstone succession of the Pilbara block, Western Australia: Earth Planet. Sci. Letters, v. 37, p. 421-428, 1978.

- 416. Pisutha-Arnond V., Ohmoto H., Chemical and isotopic compositions of the Kuroko oreforming fluids (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12. No. 7.
- p. 500, 1980. 417. Plimer I. R., Proximal and distal stratabound ore deposits: Mineralium Deposita, v. 13, p. 345-353, 1978.
- 418. Plimer I. R., Finlow-Bates T., Relationship between primary iron sulphide species, sulphur source, depth of formation and age of submarine exhalative sulphide deposits: Mineralium Deposita, v. 13, p. 399-410, 1978.
- 419. Pollock G. D., Sinclair I. G. L., Warburton A. F., Wierzbicki V., The Uchi ore body massive sulphide deposit in an Archean siliceous volcanic environment: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Sec. 4, p. 299-308, 1972.
- 420. Poole W., Tectonic evolution of the Appalachian region of Canada: Geol. Assoc. Canada.
- Spec. Paper 4, p. 9-51, 1967.
 421. Potter J. M., Dickson F. W., Reaction of rhyolite glass and holocrystalline basalt with NaCl solutions at 300 °C. Effects of time and solution composition on alteration mineralogy: Internat. Assoc. Geochemistry Cosmochemistry, Internat. Symposium Water-Rock Interaction, 3rd, Calgary, August 1980, Proc., p. 170-172, 1980.
- 422. Poulsen K. H., Franklin J. M., Copper and gold mineralization in an Archean trondhjemitic intrusion, Sturgeon Lake, Ontario: Geol. Survey Canada Paper 81-1A, p. 9-14. 1981.
- 423. Price P., Wall-rock alteration in northwestern Quebec (abs.): Geol. Soc. America Bull., v. 64, p. 1464, 1953.
 424. Price R. A., Douglas R. J. W., Variations in tectonic styles in Canada: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 11, 688 p., 1972.
 425. Determined to the Default Minos Ltd.: Canadian Inst. Mining Metallurgy, Ann.
- Mtg., Montreal, Centennial Field Excursion, Northwestern Quebec and Northern Ontario, p. 52-57, 1967.
- 426. Pye E. G., Geology of the Manitouwadge area: Ontario Dept. Mines, v. 66, pt. 8, 1957. 114 p., 1960. 427. Pyke D. R., MacVeigh S. G., Middleton R. S., Volcanic stratigraphy and geochemistry
- in the Timmins mining district: Geol. Soc. America/Geol., Assoc. Canada, Ann. Mtg., Toronto, Guidebook, p. 160-184, 1978.
- 428. Rambaud F., Distribution of volcanic centers and deposits in the pyritic belt of Huelva. Spain: Inst. Geol. Min., Bol. Geol. Min., v. 89, p. 21-31, 1978.
- 429. Ramdohr P., Mineralbestand, Struckturen und Genesis der Rammelsberg Lagerstatte: Geol. Jahrb., v, 67, p. 367-494, 1953.

- 430. Rankin L. D., Murray Brook and Restigouche sulphide deposits: Fredericton, New Brunswick Dept. Mines, Progress Rept. 2, Proj. 9366, 1977.
 431. Ransom P. W., Geology of the Sullivan orebody: Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Vancouver, B. C., Field Trip Guidebook 1, p. 7-21, 1977.
 432. Rehtijarvi P., Aikas O., Makela M., A middle Precambrian uranium- and apatitebearing horizon associated with the Vihanti zinc ore deposit, western Finland: Econ. Contemporation of the sulface of the s Geol., v. 74, p. 1102-1117, 1979.
- 433. Reid K. O., Mount Lyell copper deposits, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Melbourne, Australasian Inst. Mining and Metallurgy, Mon. 5, p. 604-619, 1975. 434. Reid K. O., The Mount Lyell copper deposits: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney
- 1976, Excursion Guide 31 AC, p. 41-46, 1976.
- 435. Richards J. R., Major lead orebodies mantle origin?: Econ. Geol., v. 66. p. 425-434, 1971.
- 436. Rickard D. T., Zweifel H., Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte district, Sweden: Econ. Geol., v. 70, p. 255-274, 1975.
- 437. Rickard D. T., Zweifel H., Donnely T. H., Sulfur isotope systematics in the Åsen pyrite-barite deposits, Skellefte district, Sweden: Econ. Geol., v. 74, p. 1060-1068, 1979.
- 438. Riddell J. E., Wall-rock alteration around base-metal sulphide deposits of northwestern Ouebec: Unpub. Ph. D. thesis, McGill Univ., 1952.
- 439. Ridge J. D., Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the seafloor:
- 4439. *Radge J. D.*, volcanic exharations and one deposition in the vicinity of the scarbor: Mineralium Deposita, v. 8, p. 332-348, 1973.
 440. *Ridler R. H., Shilts W. W.*, Mineral potential of the Rankin inlet, Ennadai belt: Canadian Mining Jour., v. 95, No. 7, p. 32-42, 1974.
 441. *Ripley E. M., Ohmoto H.*, Mineralogie, sulfur isotope, and fluid inclusion studies of Canadian Mining Jour., v. 95, No. 7, p. 32-42, 1974.
- the stratabound copper deposits at the Raul mine, Peru: Econ. Geol., v. 72, p. 1017-1041, 1977.
- 442. Ripley E. M., Ohmoto H., Oxygen and hydrogen isotopic studies of ore deposition and metamorphism at the Raul mine, Peru: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43. p. 1633—1643, 1979.
- 443. Riverin G., Wall-rock alteration at the Mellenbach mine, Noranda area, Quebec: Unpub. Ph. D. thesis, Queen's Univ., Kingston, 255 p., 1977

- 444. Riverin G., Hodgson C. J., Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec: Econ. Geol., v. 75, p. 424-444, 1980.
- 445. Roberts R. G., The geology of the Mattagami Lake mine, Galinée Township, Quebec: Unpub. Ph. D. thesis, McGill Univ., 224 p., 1966.
 446. Roberts R. G., The geological setting of the Mattagami Lake mine, Quebec: A volcano-
- genic massive sulfide deposit: Econ. Geol., v. 70, p. 115-129, 1975.
- 447. Roberts R. G., Reardon E. J., Alteration and oreforming processes at Mattagami Lake mine, Ouebec: Canadian Jour. Earth Sci., v. 15, p. 1-21, 1978.
- 448. Robertson A. H. F., Woodcock N. H., Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean, in: Panayiotori A., ed., Ophiolites; Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, Proc.: Cyprus, Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey Rept., p. 36-49, 1980.
- 449. Rockingham C. J., Hutchinson R. W., Metamorphic textures in Archean copper-zinc massive sulphide deposits: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 73, No. 818, p. 104-112. 1980.
- 450. Rodriguez S. E., Espejo C. A., Zozaya D., Key C., Vasquez E., eds., Alteration haloes associated with massive sulfides of zinc-copper-barium in the villa de Cura volcanic complex, Guarico and Aragua, in: Recursos Minerales (Yacimientos Metalicos y no Metalicos, Geoquimica, Geofisica Prospectiva y Sensores Remotos), Tema IV: Cong. Geol. Venezuela (Soc. Venezuela Geol.), Mem. 5, v. 3, p. 1083-1099, 1977.
- 451. Romberger S. B., Barnes H. L., Ore solution chemistry II: Solubility of CuS in sulfide solutions: Econ. Geol., v. 65, p. 909-919, 1970.
- 452. Romer F., Geologische reisenotizen aus der Sierra Morena: Neues Jahrb. Mineralogie, p. 256, 1873.
- 453. Romer F., Ueber ein vorkommen von Culm-chichten mit Posidonomya becheri in Portugal: Deutchen Geol. Gesell. Zeitschr., v. 28, p. 354, 1876.
- 454. Roscoe S. M., Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas: Cana-
- dian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 68. p. 279-285, 1965.
 455. Roscoe W. E., Geology of the Caribou deposit, Bathurst, New Brunswick: Canadian Jour. Earth Sci., v. 8, p. 1175-1236, 1971.
 456. Rosen-Spence A. F. de, Genèse des roches a cordièriteanthophyllite des gisements cupro-
- zincifères du la region de Rouyn-Noranda, Quebec, Canada: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, p. 1339-1345, 1969.
- 457. Routhier P., Delfour J., Gitology of massive sulphide deposits associated with acid volcanism and its application to the search for such deposits in the Precambrian of Saudi Arabia: B.R.G.M. Rept. 75, Jed 10, Jeddah, 1975.
- 458. Roy S., Mineralogy and paragenesis of lead-zinc-copper ores of the Bathurst-Newcastle district, New Brunswick: Canada Geol. Survey Bull. 72, 19 p., 1961.
- 459. Rui I., Geology and structure of the Rostvangen sulphide deposit in the Kvikne district, central Norwegian Caledonides: Norsk Geol. Tidsskr., v. 53, p. 433-442, 1973.
 460. Rui I., Structural control and wall rock alteration at Killingdal mine, central Norwe-
- gian Caledonides: Econ. Geol., v. 68, p. 859-883, 1973.
- 461. Rui I., Bakke I., Stratabound sulphide mineralization in the Kjoli area, Røros district, Norwegian Caledonides: Norsk Geol. Tidssk., v. 55, p. 51-75, 1975.
- 462. Russell R. D., Farquhar R. M., Lead isotopes in geology: New York, Interscience Pub., 243 p., 1960.
- 463. Rutledge D. W., Brunswick Mining and Smelting Corporation Nos. 6 and 12 mines: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Field Excursion Guidebook A58, p. 67, 1972.
- 464. Rye R. O., Ohmoto H., Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review: Econ. Geol., v. 69, p. 826-842, 1974.
- 465. Ryznar G., Campbell F. A., Krouse H. R., Sulfur isotopes and the origin of the Auemont ore body: Econ. Geol., v. 62, p. 664-678, 1967.
- 466. Saager R., Koppel V., Lead isotopes and trace elements from sulfides of Archean green-stone belts in South Africa a contribution to the knowledge of the oldest known mineralization: Econ. Geol., v. 71, p. 44-57, 1976.
- 467. Saif S. I., Petrographic and geochemical investigation of iron formation and other iron-rich rocks in Bathurst district, New Brunswick: Canada, Geol. Survey Paper 80-1A, p. 309-317, 1980. 468. Saif S. I., McAllister A. L., Murphy W. L., Geology of the Key Qnacon mine area,
- Bathurst, New Brunswick: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 71, p. 161-168. 1978.
- 469. Sakai H., Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes: Geochem. Jour., v. 2, p. 29-49, 1968.
- 470. Sakai H., Matsubaya O., Isotopic geochemistry of the thermal water of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions: Econ. Geol., v. 69, p. 974-991, 1974.
- 471. Sakrison H. C., Chemical studies of the host rocks of the Lake Dufault mine, Quebec: Unpub. Ph. D. thesis, McGill Univ., 1966.

- 472. Sandell E. B., Goldic S. S., The rarer metallic constituents of some American igneous rocks: Jour. Geology, v. 51, p. 99-115, 167-189, 1943.
- 473. Sangster D. F., Relative sulphur isotope abundances of ancient seas and stratabound sulphide deposits: Geol. Assoc. Canada, Proc., v. 17, 79-91 1968.
- 474. Sangster D. F., Sulphur isotopes, stratabound sulphide deposits, and ancient seas: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 295-299, 1971.
- 475. Sangster D. F., Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review: Canada Geol. Survey Paper 72-22, 44 p., 1972.
- 476. Sangster D. F., Isotopic studies of ore-lead in the Hanson Lake-Flin Flon-Snow Lake mineral belt, Saskatchewan and Manitoba: Canadian Jour. Earth Sci., v. 9, p. 500-513. 1972.
- 477. Sangster D. F., Sulphur and lead isotopes in stratabound deposits, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, v. 2, p. 219-266, 1976.
- 478. Sangster D. F., Possible origins of lead in volcanogenic massive sulphide deposits of calc-alkaline affiliation: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 103-104, 1976.
- 479. Sangster D. F., Isotopic studies of ore-lead of the circum-Kisseenew volcanic belt of Manitoba and Saskatchewan: Canadian Jour. Earth Sci., v. 7, p. 1112—1121, 1978.
- 480. Sangster D. F., Evidence of an exhalative origin for deposits of the Cobar district, New South Wales: Australian Bur. Mines Mineral Resources Jour., v. 4, No. 1, p. 15-24, 1979.
- 481. Sangster D. F., Plate tectonics and mineral deposits: A view from two perspectives: Geosci. Canada, v. 6, No. 4, p. 185-188, 1979.
 482. Sangster D. F., Are view of Appalachian stratabound sulphide deposits in Canada:
- Ireland Geol. Survey, Spec. Paper 5, p. 7-18, 1980.
- 483. Sangster D. F., Distribution and origin of Precambrian massive sulphide deposits of North America: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 20, p. 723-740, 1980.
- 484. Sangster D. F., Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits. Bangster D. 1., Quantitative contribution of massive sulph de deposits.
 Metal content and size distribution of massive sulph de deposits in volcanic centres: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 73, p. 74-81, 1980.
 Sangster D. F., Brook W. A., Primitive lead in an Australian Zn-Pb-Ba deposit: Nature, v. 270, p. 423, 1977.
- 486. Sangster D. F., Scott S. D., Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America, in: Wolf K. H., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, p. 129-222, 1976.
- 487. Sangster D. F., Thorpe R. I., Sulphur, lead isotopes prove useful tools in current G.S.C. research in ore deposition: Northern Miner., v. 27, 1975, p. 1322-1323, 1975.
- Sasaki A., Seawater sulfate as a possible determinant for sulfur isotopic compositions of some stratabound sulfide ores: Geochem. Jour., v. 4, p. 41-51, 1970.
 Sasaki A., Kajiwara Y., Evidence of isotopic exchange between seawater sulfate and
- some syngenetic sulfide ores: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 289-294, 1971.
- 490. Sato J., Ores and ore minerals from the Shakanai mine, Akita Prefecture, Japan, Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 323-337, 1974.
- 491. Sato K., Unilateral isotopic variation of Miocene ore leads from Japan: Econ. Geol.,
- v. 70, p. 800-805, 1975. 492. Sato K., Sasaki A., Lead isotopes of the black ore («Kuroko») deposits from Japan:
- Econ. Geol., v. 68, p. 547-552, 1973.
 493. Sato K., Sasaki A., Lead isotopic evidence on the genesis of pre-Cenozoic stratiform sulfide deposits in Japan: Geochem. Jour., v. 10, p. 197-203, 1976.
- 494. Sato N., Kusaka H., Geology of the Matsuki mine, Ohdate City, Akita Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 141-147, 1974.
- 495. Sato T., Ore deposit and mechanism of its formation of Uchinotai Western ore body, Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan: Mining Geology, v. 18, p. 241-256, 1968.
- 496. Sato T., Physiocochemical environments of Kuroko mineralization at Uchinotai deposit of Kosaka mine, Akita Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 2, p. 137-144, 1971.
- 497. Sato T., Behaviours of ore-forming solutions in seawater: Mining Geology, v. 22, p. 31-42, 1972.
- 498. Sato T., Model for ore-forming solutions and ore-forming environments; Kuroko vs. veins in Miocene «Green Tuff» region of Japan: Japan Geol. Survey Bull., v. 23, No. 8, p. 13-22, 1972.
- 499. Sato T., Model for ore forming solutions and ore forming environments; Kuroko vs. veins in Miocene Green Tuff region of Japan: Japan Geol. Survey Bull., v. 23, p. 457-466, 1972.
- 500. Sato T., A chloride complex model for Kuroko mineralization: Geochem. Jour., v. 7, p. 245-270, 1973.
- 501. Sato T., Distribution and geological setting of the Kuroko deposits: Soc. Mining Geologist Japan, Spec. Issue 6, p. 1-9, 1974.

- 502. Sato T., Origin of the Green tuff metal province of Japan: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 105—120, 1976.
- 503. Sato T., Kuroko deposits; their geology, geochemistry and origin, in: Volcanic processes in ore genesis: London, Inst. Mining Metallurgy, p. 153-161, 1977.
 504. Sato T., Tanimura S., Ohtagaki T., Geology of the Aizu metalliferous district, Northeast Japan: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 11-19, 1974.
- 505. Sawkins F., J., Massive sulphide deposits in relation to geotectonics: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 221-240, 1976.
- 506. Saxby J. D., Diagenesis of metal-organic complexes in sediments: Formation of metal sulphides from cystine complexes: Chem. Geology, v. 12, p. 241-268, 1973.
- 507. Saxby J. D.. The significance of organic matter in ore genesis, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: New York, Elsevier, v. 2, p. 111-133, 1976
- 508. Schenk P. E., Synthesis of the Canadian Appalachians: Canada Geol. Survey Paper 78-13, p. 117-136, 1978.
- 509. Schermerhorn L. J. G., The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian pyrite belt: Mineralium Deposita, v. 5, p. 273-279, 1970.
- 510. Schermerhorn L. J. G., An outline stratigraphy of the Iberian pyrite belt: Bol. Geologico y Minero, Spain, v. 82, p. 238-268, 1971. 511. Schermerhorn L. J. G., Copper deposits of the Iberian Peninsula: Internat. Copper Sym-
- posium, Bor, Yugoslavia, Proc., 1980. 512. Schermerhorn L. J. G., Stanton W. I., Folded overthrusts at Al ustrel: Geol. Mag.,
- v. 106, p. 130-141, 1969.
- 513. Schneiderhohn H., Lehrbuch der Erzlagerstattenkunde: Jena, v. 1, 1941. 514. Schneiderhohn H., Erzlagerstatten: Stuttgart, Gustav Fisher Verlag, 375 p., 1955.
- 515. Seccombe P. K., Sulphur isotope and trace element geochemistry of sulphide mineralization in the Birch-Uchi greenstone belt, Northwestern Ontario: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Manitoba, 349 p., 1973.
 516. Seccombe P. K., Sulphur isotope and trace metal composition of stratiform sulphides
- as an ore guide in the Canadian shield: Jour. Geochemical Explor., v. 8, p. 117-137, 1977.
- 517. Schmidt P. G., Dolence J. D., Lluria M. R., Parsons G., Geology of the Crandon massive sulfide deposit in Wisconsin: Skillings Mining Rev., May 6, 1978, p. 8-11, 1978.
- 518. Scott S. D., Structural control of the Kuroko deposits of the Hokurokur distict, Japan: Mining Geology, v. 28, p. 301-311, 1978.
- 519. Scott S. D., Geology and structural control of Kuroko-type massive sulphide deposits: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 70, p. 705-722, 1980. 520. Scott S. D., Barnes H. L., Sphalerite geothermometry and geobarometry: Econ. Geol.,
- v. 66, p. 653-667, 1971. 521. Scott S. D., Kissen S. A., Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C:
- Econ. Geol., v. 66, p. 653-669, 1973.
- 522. Seyfried W., Bischoff J. L., Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: The
- role of seawater basalt ratio: Earth Planet. Sci. Letters, v. 34, p. 71-77, 1977. 523. Seyfried W., Bischoff J. L., Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150 C: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1937-1947, 1979.
- 524. Seyfried W., Bischoff J. L., Experimental seawater basalt interaction at 30°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transpor of heavy metals: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 45, p. 135-147, 1981.
 525. Seyfried W., Mottl M. J., Bischoff J. L., Seawater basalt ratio effects on the chemistry
- and mineralogy of spilites from the ocean floor: Nature, v. 275, p. 211-213, 1978.
- 526. Shadlun T. \bar{N} , Metamorphic textures and structures of sulphide ores: Soc. Mining
- Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 741-750, 1971.
 527. Shanks W. C., III, Bischoff J. L., Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 41, p. 1507-1509, 1977.
- 528. Sharp J. M., Jr., Energy and momentum transport model of the Ouachita Basin and its possible impact on the formation of economic mineral deposits: Econ. Geol., v. 73, 1057 - 1068, 1978.
- 529. Sharpe J. I., Field relations of Matagami sulphide masses bearing on their disposition in time and space: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 68, p. 265–278, 1965.
- 530. Sharpe J. I., Geology and sulphide deposits of the Matagami area; Quebec Dept. Nat. Resources, Geol. Rept. 137, 122 p., 1968. 531. Shegelski R. J., Stratigraphy and geochemistry of Archean iron formations in the Stur-
- geon Lake Savant Lake greenstone terrain, N. W. Ontario: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Toronto, 251 p., 1978.
- 532. Sheppard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P., Jr., Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals form porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 64, p. 755-777. 1969.

- 533. Shimazaki Y., Ore minerals of the Kuroko-type deposits: Soc. Mining Geologists Japan. Spec. Issue 6, p. 311-323, 1974.
- Shirozo H., Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko-type deposits: Soc. Mining 534 Geologists Japan, Spec. Issue 6. p. 303-311, 1974.
 535. Sibson R. H., Moore J. McM., Ranking A. H., Seismic pumping - a hydrothermal
- fluid transport mechanism: Geol. Soc. London Jour., v. 131, p. 653-656, 1975.
- 536. Sigvaldson G. E., Mineralogische untersuchungen uber gesteinszersetzung durch postvolkanische akivitat in island: Beitr. Mineralogie Petrologie, v. 6, p. 405-427, 1959.
- 537. Sillitoe R. H., Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor sprea-
- ding: Inst. Mining Mettallurgy Trans., Sec. B, v. 81, p. B141-B148, 1972.
 538. Sillitoe R. H., Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits: Econ. Geol., v. 68, p. 1321-1325, 1973.
- 539. Simmons B. D., Geology of the Millenbach massive sulphide deposit, Noranda, Auebec: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 166, No. 739, p. 67-78, 1973.
- 540. Simonen A., Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland: Comm. Géol. Finlande Bull., v. 160, p. 37-64, 1953.
- 541. Simonen A., Helovuori O., Kouvo O., Laatokan-Perameren-vyohykkeen kallioperan erikoispiirteista ja iasta, in Laatokan-Perameren-malmivyohyke; Vuorimiesyhdistrys-
- Bergsmanna Foreningen ry., p. 10-19, 1978.
 542. Skinner B. J., White D. E., Rose H. J., Mays R. E., Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine: Econ. Geol., v. 62, p. 316-330, 1967.
- 543. Skinner R., Geology of the Tetagouche Lakes, Bathurst and Nepisiguit Falls map-areas, New Brunswick: Canada Geol. Survey Mem. 377, 133 p., 1974.
- 544. Skripchenko N. S., Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement: Econ. Geol., v. 62, p. 292–293, 1967. 545. Slawson W. F., Russell R. D., A multistage history for Flin Flon lead: Canadian Jour.
- Earth Sci., v. 10, p. 582-583, 1973. 546. Sleep N. H., Wolery T. J., Egress of hot water from midocean ridge hydrothermal sy-
- stems: Some thermal constraints: Jour. Geophys. Research, v. 83, No. B12, p. 5913-5922, 1978.
- 547. Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И., Колчеданные руды и месторождения Японии.— Геол. рудн. местор., № 1, 1968, с. 17—31.
- 548. Smirnov V. I., Temperature conditions of the origin of stratabound pyritic volcanogenic ore deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 221-225, 1971.
- 549. Smith C. H., Bay of Islands complex, western Newfoundland: Canada Geol. Survey Mem. 290, 1958.
- 550. Smith R. L., Bailey R. A., Resurgent cauldrons: Geol. Soc. America Mem. 116, p. 613-678, 1968.
- 551. Smitheringale W. G., Peters H. R., Volcanogenic copper deposits in probable ophiolitic rocks. Springdale Penninsula, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics, a guidebook to Newfoundland Mineral deposits: St. Johns, Newfoundland, NATO Adv. Studies Inst., p. 95-108, 1974. 552. Solomon M., «Volcanic» massive sulphide deposits and their host rocks — a review and
- an explanation, in: Wolf K. A., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, II. Regional studies and specific deposits: Amsterdam, Elsevier, p. 21-50, **1976.**
- 553. Solomon M., Green G. R., Reid K. O., Geological history of western Tasmania: Internat. Geol. Cong., 25th Sydney 1976, Excursion Guide 31 AC, p. 1-12, 1976.
- 554. Solomon M., Rafter T. A., Jensen M. L., Isotope studies on the Rosebery, Mount Far-rell and Mount Lyell ores, Tasmania: Mineralium Deposita, v. 4, p. 172-199, 1969.
- 555. Solomon M., Walshe J. L., The formation of massive sulfide deposits on the sea floors: Econ. Geol., v. 74, p. 797-813, 1979.
 556. Sopuck V. J., Lawin O. P., Nichol I., Lithogeochemistry as a guide to identifying favourable areas for the discovery of volcanogenic massive sulphide deposits: Canadian Mining Metallurgy Bull., v. 73, p. 152-166, 1980.
 557. Souch B. E., Podolsky T., Geological Staff of the International Nickel Co. of Canada, I tal 4060. The Sulfide area of Sudhury: Their particular relationship to a distinction.
- Ltd., 1969, The Sulfide ores of Sudbury: Their particular relationship to a distinctive inclusion bearing facies of the nickel irruptive: Écon. Geol. Mon. 4, p. 252-261. 1969.
- 558. Speakman D. S., Chornoby P. J., Holmes G. F., Hagstead B. C. W., The Geology of the Ruttan deposit: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, в печати.
- 559. Spence C. D., Volcanogenic features of the Vauze sulfide deposit, Noranda, Quebec: Econ. Geol., v. 70, p. 102-114, 1975.
 560. Spence C. D., de Rosen-Spence A. F., The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec: Econ. Geol., v. 70, p. 90-101, 1975.
- 561. Spitz G., Darling R., Pétrographie de roches encaissantes du gisement cuprifere de Louvem: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, p. 760-777, 1973.
- 562. Spitz G., Darling R., The petrochemistry of altered volcanic rocks surrounding the

Louvem copper deposit, Val d'Or, Quebec: Canadian Jour. Earth Sci., v. 12, p. 1820-1849, 1975.

- 563. Spitz G., Darling R., Major and minor element lithogeochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit. Val d'Or, Ouebec: Canadian Jour. Earth Sci., v. 15, p. 1116-1169. 1978.
- 564. Spooner E. T. C., Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus, in: Volcanic processes in ore genesis: London, Geol. Soc. London, Spec. Pub. 7, p. 58-71, 1977.
- 565. Spooner E. T. C., Bray C. J., Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic
- sulphide ore deposits in Cyprus: Nature. v. 266, 808-812, 1977.
 566. Spooner E. T. C., Fyje W. S., Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer: Conti. Mineralogy Petrology, v. 42, p. 287-304, 1973.
- 567. Spooner E. T. C., Bechin dale R. D., Englan P. C., Senior A., Hydration, ¹⁸O en-richment and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 41, p. 857-872. 1977.
- 568. Spooner E. T. C., Chapman H. J., Smewing J. D., Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks
- of the Troodos Masiff, Cyprus: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 41, p. 873-890, 1977.
 569. Stacey J. S., Kramers J. D., Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model: Earth Planet. Sci. Letters, v. 26, p. 207-221, 1975.
 570. Stacey J. S., Doe B. R., Roberts R. J., Delevaux M. A., Granlich J. W., A lead isotope study of mineralization in the Saudi Arabian shield: Contr. Mineralogy Petrology, v. 74, p. 175—188, 1980.
- 571. Stanton R. L., Lower Paleozoic mineralization near Bathurst, New South Wales: Econ. Geol., v. 50, p. 681-714, 1955.
- 572. Stanton R. L., Abundances of copper, zinc, and lead in some sulfide deposits: our. Geology, v. 66, p. 484-502, 1958.
- 573. Stanton R. L., Mineralogical features and possible mode of emplacement of the Brunswick Mining and Smelting orebodies, Gloucester County, New Brunswick: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 339—351, 1959.
- 574. Stanton R. L., General features of the conformable «pyritic» orebodies: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 63, p. 22-27, 1960.
- 575. Stanton R. L., The development of ideas on the evolution of mineralization in the Tasman geosyncline, in: Denmead A. K., Tweedale G. W., Wilson A. F., eds., The Tas-man geosyncline, a symposium: Brisbane, Geol. Soc. Australia, Aueensland Div., p. 185-220, 1974.
- 576. Stemerowicz A. I., Petruk W., Investigations of the Brunswick M and S ores at CANMET: Canadian Mining Jour., v. 100, No. 8, p. 71-73, 1979. 577. Stephens M. B., Thelander T., Zachrisson E., Compilation and bibliography of strata-
- bound sulphide deposits in the Swedish Caledonides: Sweden Geol. Survey, IGCP Proj. 60, 36 p., 1979. 578. Stevenson J. S., The Onaping ash-flow sheet, Sudbury, Ontario: Geol. Assoc. Canada,
- Spec. Paper 10, p. 41-48, 1972.
- Stinson M. C., Geology of the Island Mountain copper mine, Trinity County, California: California Jour. Mines Geology, v. 53, No. 1, p. 9-33, 1957.
 Stockwell C. A., Revised time scale for the Canadian Shield: Canada Geol. Survey Pa-
- per 72—52, 4 p., 1972.
- 581. Stone C., Fan P., Hydrothermal alteration of basalts from Hawaii geothermal project well-A, Kilauea, Hawaii: Geology, v. 6, p. 401-404, 1978.
- 582. Strauss G. K., Madel J., Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite belt: Geol. Rundschau, v. 63, p. 191-211, 1974. 583. Strauss G. K., Madel J., Alonzo F. F., Exploration practice for stratabound volcanogenic
- sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite bolt: Geology, geophysics, and geo-chemistry, in: Klemm D. D., Schneider H. J., eds., Time and stratabound ore deposits: New York, Springer-Verlag, p. 55-93, 1977.
- 584. Strong D. F., Plate tectonic setting of Newfoundland mineral deposits : Geosci. Canada, v. 1, No. 1, p. 20-30 1974.
- 585. Strong D. F., Mineral occurrences of the Pilleys Island area, in: Strong D. F., ed., A guidebook to Newfoundland mineral deposits: St. Johns, Newfoundland, NATO Adv. Studies Inst., p. 87-94, 1974. 586. Styrt M. M., Hollan H. D., Ohmoto H., The mineralogy and the isotopic composition
- of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21° N latitude (abs.): Geol. Soc. America, Adstracts with Programs, v. 12, No. 7, p. 531, 1980.
- 587. Suffel G. G., Remarks on some sulphide deposits in volcanic extrusives: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 68, p. 301-307, 1965. 588. Suffel G. G., Hutchinson R. W., Ridler R. H., Metamorphism of massive sulphides and

Manitouwadge, Ontario, Canada: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 235-240, 1971.

- 589. Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K., Nakamura K., Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan: Bull. Volcanol., v. 26, p. 125-140, 1963.
- 590. Sullivan C. J., The origin of massive sulphide ores: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 321-327, 1959.
- 591. Sumitomo Metal Mining Company, Ltd.. Summary of the Besshi ore deposits: IMA-
- Sumitomo Metal Mining Company, Ltd.. Suminary of the Dessil of deposits. InfA-IAGOD Mtg., 1970, Tokyo-Kyoto, Field Guide, 16 p., 1970.
 Takahashi T., Suga K., Geology and ore deposits of the Hanaoka Kuroko belt, Akita Prefecture: Soc. Min. Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 101-113, 1974.
 Tanaka T., Kuroda H., Kusaka H., Odassima Y., Geology of the Furotobe mine, Akita Prefecture: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 67-79, 1974.
- Tanimura S., Shimoda T., Sawaguchi T., On the Fukagawa ore bodies, Akita Prefectu-re: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 147-157, 1974.
- 595. Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, 488 p., 1970.
- 596. Tatsumi T., Clark L. A., Chemical composition of acid volcanic rocks genetically related to formation of the Kuroko deposits: Geol. Soc. Japan Jour., v. 78, p. 191-201, 1972.
- 597. Tatsumi T., Watanabe T., Geological environment of formation of the Kuroko-type
- deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 3, p. 216-220, 1971.
 598. Tatsumoto M., Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean-floor thrusting beneath island areas: Earth Planets Sci. Letters, v. 6, p. 369-396, 1969.
- 599. Tatsumoto M., Knight R. J., Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Honshu - with regard to basalt genesis: Geochem. Jour., v. 3, p. 53-86, 1969.
- 600. Taylor H. P., Jr., Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 109-142, 1967.
- 601. Taylor H. P., $J_{T,r}$, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Econ. Geol., v. 69, p. 843-883, 1974.
- 602. Taylor H. P., Jr., Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: Toronto, John Wiley and Sons, p. 236-277, 1979.
- 603. Thode H. G., Monster J., Sulphur-isotope geochemistry of petroleum, evaporites, and ancient seas: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem 4, p. 367-377, 1965.
- 604. Thode H. G., Monster J., Dunford H. B., Sulphur isotope abundances in petroleum and associated materials: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 42, p. 2619-2641, 1958.
- 605. Thomson J. E., Geology of the Sudbury basin: Ontario Dept. Mines, 65th Ann. Rept., v. LXV, pt. 3, 1956, p. 1-56, 1957.
- 606. Thorpe R. I., Harris D. C., Mattagamite and tellurantimony, two new telluride mine rals from Mattagami Lake mine, Matagami area, Quebec: Canadian Mineralogist, v. 12, pt. 1, p. 55-60, 1973.
- 607. Thorpe R. I., Pringle G. J., Plant A. G., Occurrence of selenide and sulphide mineral in bornite ore of the Kidd Creek massive sulphide deposit, Timmins, Ontario: Canada
- Geol. Survey Paper 76-1A, p. 311-317, 1976.
 608. Thorpe R. I., Franklin J. M., Sangster D. F., Evolution of lead in massive sulphide ores of Bathurst district, New Brunswick, Canada: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 90, sec. B, p. B55-B56, 1981.
- 609. Thurlow J. G., Swanson E. A., Strong D. F., Geology and lithogeochemistry of the Buchans polymetallic sulfide deposits, Newfoundland: Econ. Geol., v. 70, p. 130-144, 1975.
- 610. Tokunaga M., Honma H., Fluid inclusions in the minerals from some Kuroko deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 385-389, 1974. 611. Tomasson J., Kristmannsdottir H., High temperature alleration minerals and thermal
- brines, Reykjones, Iceland: Contr. Mineralogie Petrologie, v. 36, p. 123-134, 1972.
- 612. Toraiwa T., Hashiguchi H., Exploration of the Matsumine o or deposit in the Hamaoka
- 612. Torativa 1., Hashiguent 1., Exploration of the Matsumine of a deposit in the Hamaoka mine: Mining Geology, v. 17, p. 179-189, 1967.
 613. Tudge A. P., Thode H. G., Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulfur: Canadian Jour. Research, v. 28B, p. 567-578, 1950.
 614. Tuominen H. V., Mikkola T., Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijarvi region as related to folding: Comm. Geol. Finlande Bull., No. 150, p. 67-92, 1950.
 615. Tupper W. M., Sulfur isotopes and the origin of the sulfide deposits of the Bathurst-Deposite for the matsum Research and the origin of the sulfide deposits of the Bathurst-
- Newcastle area of northern New Brunswick: Econ. Geol., v. 55, p. 1676-1707, 1960. 616. Tupper W. M., The geology of the Orvan-Brook sulphide deposit, Restigouche County,
- New Brunswick: Canada Geol. Survey Paper 66-59, 11 p., 1969. 617. Turneaure F. S., Metallogenetic provinces and epochs: Econ. Geol. Fiftieth Ann. Vol.,
- p. 38-98, 1955. 618. Turner J. S., Gustafson L. B., The flow of hot saline solutions from vents in the sea

250

floor — some implications for exhalative massive sulfide and other deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1002-1100, 1978.

- 619. Tvalchrelidze G. A., Buadze V. I., Geological conditions of formation of copper-pyrrhotite and pyrite-polymetallic deposits of the Great Caucasus: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Proc., sec. 4, No. 24, p. 172-179, 1972. 620. Ueno H., Duration of the Kuroko mineralization episode: Nature, v. 253, p. 428-429,
- 1975.
- 621. Upadhyay H. D., Strong D. F., Geological setting of the Betts Cove copper deposits, Newfoundland; An example of ophiolite sulfide mineralization: Econ. Geol., v. 68, p. 161—167, 1973.
- 622. Upadhyay H. D., Mineral occurrences of the Betts Cove area, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics, A guidebook to Newfoundland mineral deposits: St. John's, Newfoundland, NATO Adv. Studies Inst., p. 109-115, 1974. 623. Upadhyay H. D., Dewey J. F., Neale E. R. W., The Betts Cove ophiolite complex,
- Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle: Geol. Assoc. Canada Proc., v. 24, 1971. 624. Urabe T., Mineralogical aspects of the Kuroko deposits in Japan and their implica-
- tions: Mineralium Deposita, v. 9, p. 309-324, 1974.
- 625. Urabe T., Quartz simultaneously precipitated with Kuroko ores in the Uwamuki No. 4 deposit, Kosaka mine: Mining Geology, v. 28, p. 337-348, 1978. 626. Urabe T., Sato T., Kuroko deposits of the Kosaka mine. Northeast Honshu, Japan -
- Products of submarine hot springs on Miocene sea floor: Econ. Geol., v. 73, p. 161-179, 1978.
- 627. Utada M., Minato H., Isikawa T., Yoshizaki Y., The alteration zones surrounding Kuroko-type deposits in Nishi-Aizu district, Fukashima Prefecture, with emphasis on the analcine zone as an indicator in exploration for ore deposits: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 7, p. 291-303, 1974.
 628. Uyeda S., Nishiwaki C., Stress field, metallogenesis and mode of subduction: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 20, p. 323-340, 1980.
 629. Veizer J., Compston W., ⁸⁷Sr ⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evo-
- lution: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 40, p. 901-914, 1976.
- 630. Viljoen M. J., Viljoen R. P., The relationship between mafic and ultramafic material derived from the upper mantle and ore deposits of the Barberton region: Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub. 2, p. 221-244, 1969.
- 631. Vokes F. M., A review of the metamorphism of sulphide deposits: Earth. Sci.-Rev., v. 5, p. 99-143, 1969.
- 632. Vokes F. M., Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: A comparative review, in: Wolfe K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Am-
- vlew, In: Wolfe K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, v. 6, p. 7 -127, 1976.
 633. Vokes F. M., Introdution, in: Bowie S. H. U., Dalheim A. K., Haslam H. W., Mineral deposits of Europe, v. 1, Northwest Europe: Inst. Mining Metallurgy Mineralog. Soc. London, Dorking, England, Adlard and Son, Ltd., p. 1-38, 1978.
 634. Vokes F. M., Metamorphism of Scandinavian Caledonian stratabound sulphide deposits
 634. Vokes F. M., Metamorphism of Scandinavian Caledonian stratabound sulphide deposits
- (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, No. 7, p. 542, 1980.
- 635. Vokes F. M., Gale G. H., Metallogeny relatable to global tectonics in southern Scandi-navia: (Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14, p. 413-441, 1976.
- 636. Wagener J. H. F., The Prieska zinc-copper deposit, Cape Province South Africa, in: Ridge J. D., ed., IAGOD Symposium, 5th, Proc.: Stuttgart E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 635-652, 1980.
 637. Wahl J., Rock geochemical exploration at the Heath Steele and Key Anacon deposits,
- new Brunswick: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. New Brunswick, 1978.
- 638. Walford D. C., Franklin J. M., The Anderson Lake mine: Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, в печати.
- 639. Walker T. L., Dalmationite, the spotted greenstone from the Amulet mine, Noranda, Quebec: Univ. Toronto Studies, Geol. Ser., v. 29, p. 9-12, 1930.
 640. Walker R. R., Matulich A., Amos A. C., Watkins J. J., Mannar G. W., The geology of the Kidd Creek mine: Econ. Geol., v. 70, p. 80-89, 1975.
 641. Walshe J., Geology of the southern Mt. Lyell field and trace element studies of the py-
- rite mineralization: Unpub. B. Sc. Honours thesis, Univ. Tasmania, 88 p., 1971.
- 642. Watanabe M., On the textures of ores from the Daikoku ore deposits, Ainai mine, Akita Prefecture, Northeast Japan, and their implications in genesis: Soc. Mining Geologists
- 643. Watanabe M., Iwao S., Genesis of ore deposits in Japan, in: Mineral resources of Japan: Geol. Survey Japan, Part A, p. 219-226, 1956.
 644. Watanabe M., Tatsumi T., Genesis of the bedded iron sulphide deposits, in: Progress
- in economic geology: Tokyo, Fuzambo, p. 178-194, 1956.
- 645. Watanabe T., Genesis of bedded manganese deposits and cupriferous pyrite deposits in Japan: Mining Geology, v. 7, p. 1-11, 1957. 646. Webster S. S., Skey E. H., Geophysical and geochemical case study of the Que River
deposit, Tasmania, Australia (abs.): Symposium on Exploration in Base Metal Deposits in Tasmania, Hobart, Univ. Tasmania Abstracts, p. 10, 1977.

- 647. Wedepohl K. H., Behaviour (of zinc) durind weathering and rock alteration, in: Wedepohl K. H., ed., Handbook of geochemistry: Berlin – Heidelberg. Springer Verlag, v. II-3, p. 30/G/1-6, 1972.
- 648. Wetzig B., Beitrage zur Kenntniss der Huelvaner Kieslagerstatten: Zeitschr. Prakt. Geologie, v. 14, p. 173, 1906.
- 649. White D. E., Environments of generation of some basemetal ore deposits: Econ. Geol. v. 63, p. 301-335, 1968.
- 650. White D. E., Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of
- geothermal energy resources: Geothermics, Spec. Issue 2, v. 1, p. 58-80, 1970.
 651. White D. E., Characteristics of geothermal resources, in: Kruger P., Otte C., eds., Geothermal energy: Stanford, Stanford Univ. Press., p. 69-94, 1973.
- 652. White D. E., Diverse origins of hydrothermal ore fluids: Econ. Geol., v. 69, p. 954-973, 1974.
- 653. White D. E., Waring C. A., Volcanic emanations: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440-K, 29 p., 1963.
- 654 Whitehea R. E. S., Goodfellow W. D., Geochemistry of volcanic rocks from the Tetragouche Group, Bathurst, New Brunswick, Canada: Canadian Jour. Earth Sci., v. 2, p. 207 - 219, 1978.
- 655. Whitmore D. R. E., Geology of the Coronation copper deposits: Geol. Survey Canada Paper 68-5, p. 37-54, 1969.
- 656. Williams D., Further reflections on the origin of the porphyrites and ores of Rio Tinto, Spain: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 71, p. 265-266, 1962.
 657. Williams D., Volcanism and ore deposits: Freiber, Forschungshefte, v. C 210, 1966.
- 658. Williams D., Stanton R. L., Rambaud-Perez F., The Planes San Antonio pyritic deposit of Rio Tinto, Spain: its nature, environment and genesis: Inst. Mining Metal-
- lurgy Trans., Sec. B, v. 84, p. B73-B82, 1975. 659. Williams Harold, Geological development of the northern Appalachians: its bearing on the evolution of the British Isles, in: Bowes D. R., Leake B. E., eds., Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions: Geol. Jour. Spec. Issue No. 4, Liverpool, Seal House Press, p. 1-22, 1978.
- 660. Williams Howell, Glowing avalanche deposits of the Sudbury basin: Ontario Dept. Mines, 65th Ann. Rept., v. 65, pt., v. 65, pt. 3, 1956, p. 57-89, 1957.
 661. Williams N., Studies of the base-metal sulfide deposits at McArthur River, Northern
- Territory, Australia: 1. The Cooley and Ridge deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1005-1035, 1978.
- 662. Wilson H. D. B., Geology and geochemistry of base metal deposits: Econ. Geol., v. 48, p. 370-407, 1953.
- 663. Wilson H. D. B., Anderson D. T., The composition of Canadian sulphide ore deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 327-339, 1959.
 664. Wilson M. R., The geological setting of the Sulitjelma orebodies, central Norwegian Caledonides: Econ. Geol., v. 68, p. 307-316, 1973.
 665. Wolery T. J., Sleep N. H., Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridge plane. 246, 275-4076.
- ridges: Jour. Geology, v. 84, p. 249-275, 1976.
- 666. Wolfe W. J., Zinc abundance in early Precambrian volcanic rocks; its relationship to exploitable levels of zinc in sulphide deposits of volcanic-exhalative origin, in: Elliot I. L., Fletcher W. K., eds., Geochemical exploration 1974: Amsterdam, Elsevier, p. 261-278, 1975.
 667. Yamamoto M., Distribution of sulfur isotopes in the Iwami Kuroko deposits, Shimane
- Prefecture, Japan: Geochem. Jour., v. 8, p. 27-35, 1974.
- 668. Yoshida K., Utada M., A study on alteration of Miocene Green Tuffs in the Kurokotype mineralization area in Odate Basin, Akita Prefecture: Mining Geology, v. 18, p. 333-362, 1968.
- 669. Юрин Ю. Ф., Новые доказательства связя медно-цинкового колчеданного оруденения с вулканическими процессами ранней стадии эвгеосинклинального развития
- CpeдHero Vpaπa. ДАН СССР, 1976, τ. 228, № 3, с. 685—688. 670. Zachrisson E., The structural setting of the Stekenjokk ore bodies, central Swedish Caledonides: Econ. Geol., v. 66, p. 641—652, 1971.
- 671. Zartman R. E., Lead isotopic provinces in the cordillera of the western United States and their geologic significance: Econ. Geol., v. 69, p. 792-805, 1976)
- 672. Zies E. G., The fumarolic incrustations in the Valley of Ten Thousand Smokes: Natl. Geographic, v. 1, No. 3, p. 157-179, 1924.
- 673. Zies E. G., The Valley of Ten Thousand Smokes, I. The lumarolic incrustations and their bearing on ore deposition. II. The acid gasses contributed to the sea during volcanic activity: Natl. Geographic, v. 1, No. 4, p. 1-79, 1924.
 674. Zuffardi P., Ore/mineral deposits related to the Mesozoic ophiolites in Italy, in: Klemm D. D., Schneider J.-J., eds., Time and strata-bound ore deposits: New York, Science 246, 236, 4077.
- Springer-Verlag, p. 314-326, 1977.

СУЛЬФИДНЫЕ НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: КЛАССИФИКАЦИЯ, СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

.А. Дж. Налдретт

Краткое содержание

Сульфидные никелевые месторождения могут быть классифицированы по типам иород, с которыми они ассоциируются, и тектонической обстановке, в которой эти породы находятся. Породы следующие: 1) нориты, внедрившиеся на месте астроблемы (Садбери), 2) интрузивные подводящие каналы платобазальтов, связанных с внутриконтинентальными рифтовыми зонами (Норильск — Талнах, Дулут), 3) потоки и интрузивы коматиптов и толеитов в докембрийских зеленокаменных поясах (Камбалда, Печенга).

На месторождении Садбери в Никеленосном плутоне любой признак указывает, что он формировался при интенсивном воздействии контаминации вмещающими фельзическими породами. Как известно, кремнезем понижает растворимость сульфидов в мафической магме [103], поэтому своим значением важного источника никеля Садбери, вероятно, обязано такого рода контаминации. В Норильско-Талнахском и в Дулутском внутриконтинентальных рифтах мафическая магма могла подняться в верхние слои коры, где взаимодействие с коровыми концентрациями серы способствовало скоплению никеля. Значение магматических пород зеленокаменных поясов как источников никеля менее ясно, хотя, что касается коматиитов, то рассматривалась возможность их отщепления от богатой сульфилами цорции пород мантии и ассимиляции ими серы вмещающих порол

Результаты пятилетнего изучения содержаний Ni, Cu, Co, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os, Au, As, Se, Pb и Zn в сульфидных никелевых рудах совместно с литературными данными показывают тесную связь состава руд с материнской магмой. Общий состав сульфидов руд в системе Fe — Ni — S попадает в интервал $Fe_{1-x}S$ — Ni₁₋₃S твердого раствора при 600 °C, содержание кислорода в рудах составляет менее 5%. Обе эти особенности являются следствием относительно ограниченных изменений f_{O_2} и a_{FeO} , характерных для ультрамафической и мафической магм. Если состав руд не попадает в установленные пределы, весьма возможно, что они были преобразованы при субсолидусных температурах вследствие наложенного извне изменения.

Содержания никеля и меди, пересчитанные на проценты в 100%-ных сульфидах, обычно дают следующие колебания значений для данных типов месторождений: архейские коматииты — от 10 до 15 Ni и от 0,5 до 1,5 Cu; протерозойские коматииты — от 10 до 16 Ni и от 2 до 3,5 Cu; габбро зеленокаменных поясов — от 4 до 9 Ni и от 1 до 3 Cu; Садбери — от 3 до 6 Ni и от 2 до 4 Cu; платобазальты — от 6 до 10 Ni и от 7 до 17 Cu. Напболее изменчивы содержания мышьяка: от менее 3 млн⁻¹ до более 250 млн⁻¹; еще больше колеблются содержания на Садбери. Содержание Se во многих месторождениях составляет около 100 млн⁻¹, хотя в некоторых случаях наблюдаются содержания менее 10 млн⁻¹, особенно там, где предполагается ассимиляция или адсорбция серы вмещающей породы. В содержаниях Pb и Zn корреляция с содержанием сульфида обычно не проявляется, их уровни, не пересчитанные на 100%-ный сульфид, изменяются от менее 15 до 150 млн⁻¹ Zn и от 5 до 12 млн⁻¹ Pb в месторождениях, связанных с коматиитами, и от более 50 до 250 млн⁻¹ Zn и от 15 до 50 млн⁻¹ Pb в некоторых месторождениях района Садбери. Таких данных для месторождений, связанных с платобазальтами, нет.

Абсолютные уровни содержаний элементов платиновой группы сильно колеблются для месторождений даже одного и того же типа, но соотношения остаются характерными для определенных типов. Архейские коматинты характеризуются низкими значениями (<2) отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os). Но это отношение постепенно повышается с уменьшением содержания MgO в материнской магме: в протерозойских коматинтах наблюдаются средние значения (5-8), в Садбери и месторождениях, ассоциирующихся с толентами зеленокаменных поясов, — умеренно высокие значения (12-20) и в месторождениях, связанных с наиболее фракционированными порциями платобазальтовой магмы, — очень высокие значения (50-60). В месторождениях, связанных с толеитами, отношение Pt/(Pt + Pd) возрастает с уменьшением степени фракционирования рудо-

A. J. Naldrett. University of Toronto, Toronto M5S 1A1, Canada.

образующей магмы, коматииты являются исключением; несмотря на изначально простые рудообразующие магмы, они имеют низкое отношение Pt/(Pt + Pd). Все четыре связанных с платобааальтами района, для которых имеются данные (Дулут, Грейт-Лейкс, Норильск — Талнах и Инсизва), характеризуются очень высокими содержаниями Pt и Pd в сульфидах. Это является характерной чертой илатобазальтовых магм, которые произошли из первозданной предварительно нерасплавлявшейся мантии. По-видимому, Pt и Pd ведут себя независимо в процессе илавления мантии, отделяясь в ранние порции расплава. Поэтому магмы, происшедшие при ограниченном плавлении первозданной мантии, обогащены этими металлами. Ru, Ir и Os, по-видимому, вели себя не столь автономно, сохраняясь в процессе поступления последующих расплавов из той же зоны мантии, или, альтернативно, входили в те расплавы, которые были в большей степени вовлечены в плавление; это объясняет самое низкое отношение (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os), свойственное коматиитам.

Содержание металла в других, не связанных с платобазальтами месторождениях согласуется с коэффициентами разделения и составом силикатных расплавов. Многие месторождения одного типа, но различающиеся по составу, могут быть отнесены к одному источнику материнской магмы, если принять во внимание влияние изменчивого отношения магма/ сульфид или возможность того, что самая ранняя стадия фракционной сегрегации сульфида значительно истощает магму теми элементами, которые имеют наиболее высокие коэффициенты разделения. Низкое отношение магма/ сульфид, характерное для месторождения Найп, Манитоба, объясняется тем, что сера была привнесена в рудопроизводящую магму из внешнего источника.

Месторождения, связанные с платобазальтами, по-видимому, произошли из базальтовых магм с содержанием Си, равным 400 млн⁻¹. В литературе отсутствует достаточно надежное описание таких магм, возможно, из-за редкости проведения анализа на Си.

На некоторых месторождениях существует четкая зональность в распределении Cu, Ni, Co, элементов платиновой группы и Au, что связано с фракционной кристаллизацией сульфидного расплава и фильтрующим выжиманием фракционированной жидкости из ранее сформировавшегося моносульфидного твердого раствора. Отсутствие в руде месторождения Фалконбридж элементов, которые отдают предпочтение фракционированной жидкости, позволяет предполагать что существующее ныне рудное тело, вероятно, представляет собой только треть от цервоначальной его величины.

Введение

Длительное время считалось, что сульфидные никелевые руды в значительной степени являются продуктом отделения несмешивающейся сульфидной жидкости от мафической или ультрамафической сульфидной магмы, за которым следовала концентрация этой жидкости, обычно вследствие гравитационного осаждения плотного сульфида. Несмотря на весьма широкое распространение такой точки зрения на их происхождение, некоторые геологи отвергали ее, полагая, что такие месторождения являются следствием гидротермального замещения [222, 61], эксгаляционных вулканических процессов [119] или значительного метаморфического обогащения изначально низкосортных магматических месторождений [11]. Последние предположения Флита относительно Садбери были обсуждены Налдреттом [140], предположения Ласка — Гровсом и др. [86] и предположения Барретта и др. — самими авторами в работе Гровса и Кейса [85] и Грином и Налдреттом [33]. Бесспорно, некоторые месторождения, содержащие сульфиды никеля, являются гидротермальными (например, месторождения, ассоциирующиеся с урановыми месторождениями «типа несогласия» в северном Саскачеване, Канада); некоторые не являются магматическими и могут быть эксгаляционно-вулканическими (например, Шерлок-Бей в Западной Австралии); метаморфизм и структурная деформация также воздействовали на них и в результате приводили на некоторых из них к обогащению руд. На большинстве сульфидных месторождений никеля наблюдаются признаки вызванной магматизмом гидротермальной деятельности, а также химических и физических изменений, сопровождаюших метаморфизм. Однако автор полагает [140], что эти воздействия являются относительно незначительными по сравнению с магматическими процессами, поскольку на большинстве месторождений

речь идет об изначальной концентрации сульфидов. Некоторые из доказательств, касающихся этого вопроса, обсуждены в данной статье, а некоторые здесь не рассмотрены, и мы отсылаем читателя к уже приведенным ссылкам.

Если мы примем модель магматического рудообразования, то само собой возникает ряд вопросов:

1. Каковы различимые типы мафических и ультрамафических тел?

2. Какие из них являются продуктивными в отношении сульфидных никелевых руд?

3. Чем объясняется их продуктивность?

4. Какова взаимосвязь между составом магм, породивших рудные тела, и составом образовавшихся руд?

5. Какие ограничения налагают эти составы на происхождение и последующую историю этих магм, с одной стороны, и руд — с другой?

Данная статья является попыткой рассмотреть ответы, которые при нашем нынешнем состоянии знаний мы способны дать на поставленные вопросы.

Классификация мафических и ультрамафических

пород и связанных с ними сульфидных

никелевых месторождений

Попытки классифицировать тела мафических и ультрамафических пород предпринимались неоднократно. Первой из них была классификация. привеленная в книге Уилли [234] «Ультрамафические и связанные с ними мафические породы». Налдретт [139] развил классификацию, используя многие подразделения из упомянутой книги и включая не признанный ранее класс коматиится; эта классификация была впоследствии пересмотрена Налдреттом и Кабри [143]. Эта последняя классификация как основа, на которой строилась классификация сульфидных никелевых руд, имела некоторые недостатки, так как большая часть таких руд встречается на площадях, где породы настолько сильно деформированы и изменены метасоматически, что невозможно уверенно определить их происхожление. Соответственно на первом совещании Международной геологической корреляционной программы по проекту № 161 «Магматические сульфидные руды, связанные с мафическими и ультрамафическими породами» группа геологов из семи стран использовала схему Налдретта и Кабри как основу для новой классификации [15]. Эта схема приведена здесь в табл. 1 вместе с примерами пород и ассоциирующихся с ними сульфидных руд. Схема состоит из трех главных подразделений: А синвулканические тела, Б — тела на площадях кратонов и В — тела, внедренные во время орогенеза. Эти подразделения и будут обсуждены ниже.

Тела, одновременные с внутрикратонным вулканизмом. Опыт, накопленный при изучении площадей архейских и протерозойских зеленокаменных поясов, показывает, что синвулканические ультрамафические породы могут быть отнесены к двум главным классам — коматииты и толеиты и что толеиты в свою очередь делятся на два характерных подтипа — пикритовые и анортозитовые. Ввиду того что анортозитовые толеиты составляют очень незначительную часть ультрамафических пород, данное обсуждение сосредоточено главным образом на коматиитах и пикритовых толеитах.

Коматииты. Возникает некоторое затруднение по поводу определения, что именно представляют собоё коматииты. Название было предложено Р. Вильюесм и М. Вильюном [213] для пород, широко развитых в бассейне реки Ксмати в районе Барбертона, ЮАР. Некоторые аспекты их изначаль-

9	Б	C
4	J	υ

Таблица 1. Классификация мафических и ультрамафических тел

Тип тела	Примеры	Ассоциирующиеся рудные месторождения
 А. Синвулканические тела (кроме связанных с внутрикартонным вулканизмом) 1. Серип коматиитов а) лавовые потоки 	Онтарио, Манро-Таун- шип [168], [6] Западная Австралия,	Онтарио, Лангмуир [82] Западная Австралия,
	Восточный Голдфилдс [155], [227], [117], [151]	Камбалда [232], [57], [178], [87] Зимбабве, Шангани [212] Зимба- бве, Дамба, Ипок [228]
б) расслоенные силлы	Барбертон, силл Каап- мунлен [213]	
в) линзы дунит-перидотитов	Западная Австралия, Восточный Голдфилдс [151], [85] Квебек, Дьюмонт [51]	Западная Австралия, Персиверанс [129] Западная Австралия, Сикс-Майл [207], [151]
г) неопределенный тип в пе- реотложевных осадках	Манитоба [169], [34], [163]	Манитоба, Томпсон [237] Манитоба, пояс Томпсон [164]
2. Серин толентов		
а) синвулканические расслоеч- ные интрузпи, пикриты	Онтарио, силл Дандо- налд [149] Комплекс Сентр-Хилл	СССР, Печенга [79] Манитоба, Линн-Лейк
б) анортозитовые тела	[133] Какаги-Лейк [173] Западная Австралия, Восточный Голдфилдс [90] Квебек Комплекс Доре-Лейк [3] Комплекс Белл-Ривер [188], [183] Онтарио, комплекс Ка- мискотия, Тимминс	[181] Западная Австралия, Карр-Бойд [166] Месторождения неиз- вестны
 з. Пеопределенного или не под- твержденного документально происхождения а) стратиформные интрузии 	Онтарио, габрро Монт-	Онтарио. Ni-Cu-месторо-
 б) тектонически перемещенные осадки 	калм Ботсвана, интрузии в мобильном поясе Лим- попо	ждение Монткалм Ботсвана, Пикви, Се- лайб, Финикс
 ы. Интрузии на площадях кратонов 1. Интрузии, связанные с плато- базальтами 	Миннесота, комплекс Дулут [225]	Миннесота, руды комп- лекса Дулут [18], [19], [124]
	СССР, Норильск— Тал- нах [77], [236]	СССР, Норильск — Тал- нах [194], [76], [148]

Продолжение табл. 1

Тип тела	Примеры	Ассоциирующиеся рудные месторождения
 Крупные расслоенные комп- лексы, связь с платобазаль- тами документально не под- тверждена а) пластовые 	Транскей, комплекс Ин- сизва — Ингели [130] Антарктида, интрузив Дьюфек [65], [64], [97]	Транскей, ущелье водо- пада Инсизва — Ингели [182]
 I) с повторяющейся расслоен- ностью 	ЮАР, комплекс Буш- велд [89], [218], [226], [214], [101], [216]	ЮАР, комплекс Буш- велд Бронзититовые трубки [209] Риф Меренского [210], [216] UG-2 [121], [69] РGE в Бушвелде [221], [141]
	Монтана, комплекс Стиллуотер [108], [95], [106], [157], [132] Канада, комплекс Маск- окс [105]	Монтана, комплекс Стиллуотер Сульфиды Ni и Cu [159] Pt-Pd-руды [38], [158]
2) без повторяющейся рассло- енности	Канада, Садбери [35, 36, 37], [152], [153]	Канада, Садбери [93, 94], [147], [39], [39],
б) дайкообразные	Зимбабве, Великая Дай- ка [232] Западная Австралия, дайка Джимберлана [27]	[196], [160] Канада, Садбери [93, 94], [147], [39], [196], [160]
 Другие средние и малые ин- трузии 	Скергаард [219] Рам [219]	ЮАР, Лосберг
 Щелочные ультрамафические породы Тока рискренные во время оро- 		Месторождения неиз- вестны
генеза		
1. Синорогенные интрузии	Шотландия, габбро Абердиншир [217], [22], [7] Норвегия, Рона [66], [21] Провинция Сейланн [175] Аляска, Ла-Перусс	Норвегия, Рона [21]

Продолжение табл. 1

Тил тела	Примеры	Ассоцирующиеся рудные месторождения
2. Тела тектонического внедре- ния		
а) офиолптовые комплексы	Новая Каледония [88] Кипр, Троодос [70, 71], [135] Ньюфаундленд, Бей-оф- Айлендс [46], [104], [229]	Значительных примеров нет
б) возможные мантийные диа- пиры	Квебек, Маунт-Альберт [120]	Значительных примеров нет
3. Комплексы аляскинского типа	Аляска, Дьюк-Айленд [102] Юнион-Бей [180]	Аляска, Солт-Чак

ного определения, и в частности их интерпретации, сформулированные Бруксом и Хартом [24], являются до некоторой степени ограниченными. Арндт и др. [6] предложили новое определение коматиитов, утверждая, что они представляют собой такую же отличимую и заслуживающую такого же статуса изверженную серию, как толеитовые, известково-щелочные или щелочные серии. Налдретт и Смит [150] ввели новое определение на основе состава серии, изменяющегося от дунита (>40 % MgO, относительно к безводной осцове), через перидотитовый (20–40% MgO) и базальтовый коматииты (12–20% MgO) и магнезиальный базальт (10–12% MgO) до базальта (<10% MgO).

Арндт и Брукс [5], докладывая в 1979 г. на совещании по коматиитам, проведенном в Пенрозе, указали на присутствие в классификацип ряда проти воречивых положений и на то, что поэтому, вероятно, она будет претерпевать дальнейшие изменения. На совещании в Пенрозе (Арндт, личное сообщение, 1980) было выдвинуто предложение пересмотреть термин «коматиит» с таким расчетом, чтобы он включал любую ультрамафическую вулканическую породу, в том числе и обломочную, за исключением кумулятов базальтовой магмы. Нижний предел содержания MgO для включения в ультрамафические породы установлен условно в 18%. К породам, содержащим менее 18% MgO, должен применяться термин «коматиитовый базальт», что покажет их определенную пространственную и химическую связь с коматиитами. На данной стадии это хорошее предложение можно считать лишь одним из вариантов классификации. Для того чтобы избежать недоразумений, в данной статье используется терминология Налдретта и Смита [150], так как она незначительно отклоняется от принятой ныне.

На одной и той же площади обычно развиты как экструзивные, так и интрузивные разности коматиитовых пород, иногда с преобладанием первых (например, Манро-Тауншип [6]), а иногда с преобладанием последних, часто в виде крупных линз массивного дунита (например, площадь Якабинди [151]). Существуют четкие доказательства существования перидотитовых расплавов, содержащих до 35%, но обычно 20—30% MgO и к тому же несущих во взвешенном состоянии 20—30% фенокристаллов оливина. Осаждение и накопление фенокристаллов, фильтрующее выжимание, уплотнение и, возможно, в некоторой степени адкумулятный рост являются причиной образования дунитов и более магнезиальных перидотитов [151].

В одних потоках (и возможно, в некоторых близповерхностных интрузиях) из верхних частей расплава осаждаются фенокристаллы оливина и пироксена пластинчатого и скелетного облика, образуя структуру, известную под названием спинифекс [155, 168]. В других потоках осаждение фенокристаллов, по-видимому, было замедленным, зона и структуры спинифекс отсутствуют, хотя на фенокристаллах развиты скелетные наросты, а в интерстициях наблюдается скелетный пироксен. Из-за этой структуры, которая является признаком замедленного образования ядер и переохлаждения, условия развития зоны спинифекс рассматриваются как приближающиеся к жидкой порции данной магмы. При таком условии потоки со структурой спинифекс, содержащие около 23% MgO, должны были формироваться при температуре примерно 1425 °C [189], а потоки, содержащие 35% MgO,при температуре 1650 °C [84]. Ведется широкая дискуссия (ср. [156], [201], [6], [146]) по поводу того, можно ли базальтовые породы отождествлять с породами, принадлежащими к коматиитовой серии. Проблема заключается в том, что базальты тесно ассоциируются с серией перидотитовых и базальтовых коматиитов и поэтому, по-видимому, являются частью этой серии, имеют такой же состав главных и многих малых элементов, как и те, что не связаны тесно с ультрамафическими коматиитами и классифицируются как толеиты.

Арндт и др. [6] описали дифференцированный коматиитовый поток мощностью 120 м. Он сложен лежащей в основании зоной кумулуса перидотита, церекрытой пироксенитом (в основном авгит, хотя присутствует также некоторое количество гиперстена), и затем габбро, которое постепенно переходит вверх в кварцевое габбро. Поток покрыт 30-метровой зоной оливинового и пироксенового спинифекса. Это габбро по составу аналогично базальтам, которые являются частью серии базальтовый коматиит — магнезиальный базальт — базальт, перекрывающей поток, что позволяет предполагать связь всех этих типов пород, сформировавшихся в результате фракционной кристаллизации. Эта связь подтверждается данными по элементам-примесям [150]. Однако на других площадях, в том числе в районе Манро-Тауншип, данные по элементам-примесям не подтверждают такой связи и, скорее, указывают на то, что базальтовые коматииты и базальты были результатом особых случаев мантийного плавления.

Несмотря на трудности, касающиеся объяснения химического состава некоторых пород, видимо, можно подразделять серии пород, особенно их ультрамафические разности, на основе общих правил.

Налдретт и Кабри [143] и Арндт и др. [6] отмечают, что коматииты и ассоциирующиеся с ними базальты в Манро-Тауншип, Онтарио, могут быть четко отделены от богатых железом толеитов по диаграммам соотношения содержаний в породе Al_2O_3 и FeO/(FeO + MgO), где FeO — общее содержание железа. На рис. 1, а такое соотношение приведено для пород Манро и для кумулятных пород силла Дандоналд — дифференцированного силла, принадлежащего к пикрит-толеитовому подклассу. На этой диаграмме четко видно различие между этими двумя типами магмы: коматииты находятся выше наклонной линии, а толеиты — ниже. Арндт и др. отмечали, что другим отличительным признаком является относительно низкое содержание TiO_2 в коматиитах по сравнению с толеитами, как это показано на диаграмме TiO_2 — MgO (рис. 2, a). Хотя кумулятные перидотиты и пироксениты силла Дандоналд попадают в поле коматиитов; диаграмма TiO_2 весьма эффективна при разделении габброидных разностей силла, некоторых экструзивных толеитов и собственно коматиитов.

Если рассмотреть коматииты из других районов мира, то коматииты площади Якабинди, Западная Австралия, описанные Налдреттом и Тернером [151], по составу подобны породам Манро как по диаграмме соотноше-



Рис. 1. Варпации содержаний Al_2O_3 в зависимости от отношения FeO/(FeO + MgO) в породах из двух районов: а — зеленокаменный пояс Абитиби (поток Тео является дифференцированным продолжением силла типа силла Дандоналд); б — отдельные районы ЮАР и Западной Австралии. Общее Fe подсчитывается в породе в виде FeO; все анализы пород пересчитаны — исключены H₂O и CO₂ или потери при прокаливании [143]. Пикритовые толеиты (1-2): 1 — силл Дандоналд, 2 — поток Тео; коматиины (3-4): 3 простые потоки, Мапро-Тауншип, 4 — поток Фреда (дифференцированный); 5 — коматииты Якабинди; 6 — коматииты Скотия; 7 — перидотитовые коматииты (средн.) Барбертон; 8 — базальтовые высоко-Al коматииты Барбертон — Гелук; 9 — базальтовые низко-Al коматииты (средн.) Барбертон — Гелук; 10 — базальтовые коматииты Бадплас, 11 — базальтовые коматииты Барбертон.

ний Al_2O_3 и FeO/(FeO + MgO) (рис. 1, б), так и по диаграмме соотношений TiO₂ и MgO (рис. 2, б). Налдретт и Тернер также показали, что базальты, ассоциирующиеся с коматиитами на площади Якабинди, характеризуются высокими содержаниями Ni (в среднем 146 млн⁻¹ при разбросе от 100 до 181 млн⁻¹) и Cr_2O_3 (в среднем 138 млн⁻¹ при разбросе от <10 до 336 млн⁻¹). Анализы, приведенные Несбиттом [155] для территории Скотия в Западной Австралии (80 км от Калгурли), нанесены совместно с данными по Якабинди. Однако в противоположность породам Канады и Западной Австралии некоторые коматииты Барбертона, в частности базальтовые коматииты типа Бадилас и Барбертон, и низкоалюминиевые разности типа Гелук попадают ниже наклонной линии на рис. 1. Арндт [4] рассмотрел в свете современных воззрений необычный состав этих пород, встречающихся только на площади Барбертон, и предлагает некоторые объяснения их образования.

Здесь следует заметить, что хотя та или иная порода может соответствовать химическим параметрам, упомянутым выше, она не обязательно является коматиитом. Например, большинство базальтов океанических хребтов и островных дуг попадают на рис. 1 в поле коматиитов, как и большая часть ультрамафических пород офиолитовых комплексов. Чтобы уверенно утверждать, что имеешь дело с толщей коматиитов, кроме химических критериев необходимо иметь и другие доказательства, о которых мы упоминали, такие, как наличие лав и вероятных субвулканических подводящих каналов, богатых оливином, наличие структуры спинифекс в типичных образцах. Одним из химических критериев, характеризующих большую часть коматиитов, является низкое (по сравнению с другими вулканическими породами с таким же отношением MgO/FeO) содержание редкоземельных элементов, в частности низкие содержания Hf, Y и Zr.

Толеиты: подкласс пикритовые толеиты. Ультрамафические породы, принадлежащие к этому классу, развиты в нижних частях дифференцирован-



Рис. 2. Соотношения содержаний (в %)ТіО₂ и MgO: a - впородах зеленокаменного пояса Абитиби. Толеиты (I-3): I - силл Цандоналд, 2 - поток Тео, 3 - базальты; коматииты: 4 - простые потоки,Манро-Тауншип, 5 - потокФреда (дифференцпрованный); $<math>\delta$ - в породах некоторых районов Южной Африки и Западной Австралип [143]: I - коматипты Ккабинди, 2 - коматипты Барбертон (средние), 4 - толеиты Якабинди.

ных силлов или потоков. Они также встречаются в виде зон гиалокластитов или афанитовых и тонкозернистых пироксенитов, перекрывающих потоки, а также в виде жерловых брекчий, возможно связанных с силлами. Типичный для этого подкласса силл, например силл Дандоналд, сложен в основании слоем перидотита мощностью 320 м, перекрытого 130-метровым слоем авгитового пироксенита и выше 260-метровым слоем габбро, внутри которого по направлению вверх встречаются зоны гранофиров, достигающие мощности 60 м [149]. Подобная последовательность наблюдается в нижних частях дифференцированных потоков, принадлежащих к этому классу, хотя в них габбро переходят вверх в тонкозернистые пироксениты, перекрытые гиалокластитами, необычайно богатыми MgO (13—15%) [6]. На руднике Алексо трубообразное тело гиалокластитов пересекает коматинтовые потоки, перекрывающие силл Дандоналд, брекчируя их и сливаясь со стратиформным гиалокластитовым пластом, который в свою очередь перекрыт следующими коматиитовыми потоками, что доказывает одновременность двух типов магматизма. Составы гиалокластитов этого типа (50% SiO₂, 14% MgO, 0,9— 1,52% TiO₂) представляют изначальный состав магмы, из которой образовались эти потоки и силлы. Они содержат 10—20% нормативного оливина и могут быть описаны как оливиновый толеит или пикрит.

Толеиты: подкласс анортозитовые толеиты. Эти тела состоят главным образом из анортозита, габбрового анортозита или анортозитового габбро и характеризуются слоями, богатыми титансодержащим магнетитом. Ультрамафические породы сравнительно редки и представлены главным образом слоями, богатыми пироксеновым кумулусом. Один из наиболее полно изученных, правда сильно измененный — это комплекс Доре-Лейк [2, 3]. Повсеместное совпадение расслоенности в теле со складчатостью вмещающих пород предполагает, что оно внедрилось до складчатости. Однако, хотя это и плохо видно, комплекс Камискотия в 24 км западнее Тимминса (Онтарио) является, по-видимому, более дискордантным массивом.

Интрузии на площадях кратонов. Как можно видеть из табл. 1, не говоря уже о характерных интрузиях магм платобазальтового типа и щелочных интрузиях, предметом классификации тел в неорогенных условиях является скорее размер, чем значительное различие в типе интрузии или магмы.

Интрузии, связанные с платобазальтами. Тела этого типа включают очень большие (мощность 6—7 км и площадь более 8000 км^2) массивы: интрузив Дьюфек в Антарктиде, комплекс Дулут в штате Миннесота ($240 \times 80 \text{ км}$), комплекс Инсизва — Ингели в ЮАР и меньшие по размерам (до $1 \times 10 \text{ км}$) интрузивы района Норильск Талнах в Сибири. Они ассоциируются с толеитовыми платобазальтами, которые характеризуются более высоким соот ношением несовместимых элементов, чем другие толеитовые типы, а отношения изотонов Sr и Nd в них указывают на выделение их из изначально не расплавленной мантии [45].

Крупные стратиформные комплексы. Как показано в табл. 1, этот класс подразделяется на пластообразные и дайковые тела. Первые включают такие тела, как комплексы Бушвелд, Стиллуотер, Маскокс и Садбери. Последний отличается от других отсутствием повторяющегося чередования слоев пород и выделяется в отдельную группу. В целом состав этих комплексов скорее мафический, чем ультрамафический, хотя зоны ультрамафических пород присутствуют во всех комплексах, кроме Садбери. Однако и на Садбери в рудах встречаются многочисленные ультрамафические включения, состав которых колеблется от дунита до оливинового метагаббро [170, 185]. Полагают, что они связаны со скрыторасслоенной интрузией [153].

Другие классы. Они включают средние и мелкие по размерам интрузии и тела щелочных пород, такие, как кимберлиты и карбонатиты.

Тела, внедрявшиеся во время орогенеза. Синорогенные интрузии. Мафические интрузии этого типа обычны для Аппалачско-Каледонского орогенного пояса. Они лучше всего описаны в Абердине [22] и Финмарке (Сейланн), где определяются: 1) по данным о синдеформационной интрузии, особенно по неправильной магматической расслоенности, если таковая присутствует, петроструктурным тектонитам и беспорядочному распределению широкого спектра магматических пород; 2) по частичному метаморфизму и деформации на поздних стадиях диастрофизма. Шпрокое развитие таких интрузий в поясе от острова Мэн до северной Норвегии может быть связано с глубоким уровнем эрозии, особенно в норвежских каледонидах. Подобные интрузии могут встречаться на глубоких уровнях других фанерозойских орогенных поясов. На острове Мэн эти интрузии возникали при столкновении континентов [20],

тогда как принято считать, что происхождение петрографической провинции Сейланн связано с крутопадающей зоной Беньоффа [175].

Тела тектонического внедрения, офиолитовые комплексы. Офиолитовые комплексы интерпретируются как части океанической коры и верхней мантии и на наиболее сохранных участках характеризуются наличием базальной зоны перидотита с метаморфической структурой, перекрытой серией кумулятов, переходящих от дунита через перидотит в габбро, и подушечными лавами с ассоциирующимися подводящими дайками; все эти породы в свою очередь перекрыты морскими глубоководными осадками, включая радполяриевые кремнистые сланцы. В некоторых местах внедрение сопровождалось минимальным разрушением, при котором хорошо сохранялась полная офиолитовая серия, а в других местах ультрамафические породы встречаются в виде изолированных блоков в меланже.

Тела тектонического внедрения, возможно мантийные диапиры. Мак-Грегор [12] интерпретирует тело Маунт-Альберт (Истерн-Тауншип, провинция Квебек) как высокотемпературную диапировую интрузию твердого мантийного материала, сформировавшуюся во время орогенеза. Он указывает на хорошо выраженный метаморфический ореол в окружающих осадках как на доказательство высокой температуры тела.

Ультрамафические комплексы аляскинского типа. Комплексы этого типа получили свое название по серии отдельных тел, выходящих на поверхность в юго-восточной части материковой Аляски. Более 30 тел встречаются вдоль 550-километровой узкой полосы Аляски, большая часть которых располагается в зоне шириной всего около 40 км. [В некоторых из самых крупных комплексов проявляется грубая концентрическая хорошо развитая зональность: дунитовое ядро, окруженное следующими одна из другой скорлупами оливинового клинопироксенита, богатого магнетитом клинопироксенита и и гориблендита. Как группа, комплексы аляскинского типа отличаются от альпийских ультрамафических или стратиформных интрузий наличием высококальциевого клинопироксена, отсутствием ортопироксена или плагиоклаза, обилпем роговой обманки, богатого железом хромита и магнетита, причем последний встречается в концентрациях, представляющих местами промышленный интерес.

Подобные тела известны на Урале, на юге центральных частей Британской Колумбии, в Колумбии и Венесуэле (табл. 1). Наиболее полно из всех них изучен комплекс Дьюк-Айленд, охарактеризованный Ирвином [102], который представил общее описание тел этого типа и подчеркнул их щелочную природу.

Относительная важность групп различных мафических и ультрамафических тел как пород, вмещающих руду

Из табл. 1 видно, что сульфидные никелевые месторождения ассоциируются со многими различными группами мафических и ультрамафических тел. Однако некоторые из этих групп в качестве вмещающих пород для сульфидных никелевых руд являются значительно более важными, чем другие. Налдретт [139] отмечал, что офиолитовые тела, тела аляскинского типа, и щелочные тела, такие, как кимберлиты и карбонатитовые кольцевые комплексы, содержат небольшое количество (если вообще содержат) существенных месторождений. Налдретт и Дьюк [144] отмечали, что более 95% известных запасов сульфидных никелевых руд связано с четырьмя следующими обста-



Рис. З. Количество никеля (металла), содержащегося во всей добытой руде, современных запасах и ресурсах магматических сульфидных месторожлений Месторождения классифицированы петротектоническим обстановкам. πo как описано в тексте. Запасы включают известные руды, которые в настояшее время используются промышленностью: ресурсы — это известные месторождения, которые не являются в настоящее время экономпчески выгодными. но. разрабатываться в возможно. булут ближайшем будущем. Ресурсы присутствуют, например, на Садбери (обстановка I) и в Норильске (обстановка II) -- точно не известны, но приблизптельно равны половине запасов. 1 -прошлая добыча, 2 — запасы, 3 — ресурсы.

новками — сочетаниями различных пород и их тектонического положения (петротектоническое положение):

I. Нориты, ассоциирующиеся с астроблемой (след на земной поверхности, образовавшийся при ударе метеорита). Единственным примером этого типа является рудник Садбери в Канаде.

II. Интрузивные эквиваленты платобазальтов, связанные с внутриконтинентальным рифтообразованием. Важнейшие примеры: Норильские месторождения в Сибири [76] и пока еще не разрабатываемые сульфидные залежи на западном окончании комплекса Дулут в Миннесоте [220, 19, 124, 131].

111. Магматические образования, сопровождающие ранние стадии формирования докембрийских зеленокаменных поясов, включающие два главных типа: а) толеитовые интрузии, такие, как вмещающие для никелевых руд в районе Печенги, Кольский полуостров, СССР [79], и Линн-Лейк, Манитоба, Канада [181]; б) коматиитовые лавы и интрузии, в частности наиболее ультрамафические разности. Ультрамафические коматииты являются вмещающими для важных сульфидных месторождений, в частности месторождений района Камбалда в Западной Австралии [178], вмещающие породы месторождений района Томпсон в Манитобе и богатых, пока не разрабатывающихся месторождений на северном окончании полуострова Унгава в Квебеке также считаются коматиитами [163, 231, 9].

IV. Толеитовые интрузии, главным образом синхронные с орогенезом в фанерозойских орогенных поясах, которые являются вмещающими для месторождений меньшей экономической значимости (например, месторождение Рона в Норвегии [21], габбро Мокси и Катадин в северной части острова Мэн [205]).

Относительная важность различного петротектонического положения для месторождений медно-никелевых сульфидных руд показана на рис. З как по добыче, так и по оцениваемым ресурсам. Преобладают три обстановки: обстановка I — Садбери, обстановка II — месторождения, ассоциирующиеся с магмой платобазальтов и внутриконтинентальным рифтообразованием, и. обстановка III — месторождения, ассоциирующиеся с вулканическими породами докембрийских зеленокаменных поясов, особенно с коматиитами.. Примеры этих месторождений кратко описаны в следующем разделе.

Описание отдельных сульфидных никелевых

месторождений:

выводы относительного генезиса

Обстановка I. Садбери. Садбери, его руды, магматические породы и геологическое положение являются предметом обширной литературы, но мы не намереваемся полностью рассмотреть ее тут, а только отметим главные особенности и обратим внимание на некоторые из самых недавних статей, а также на некоторые специфические характеристики, которые рассматриваются как важные для понимания генезиса этих месторождений.

Геологическое строение бассейна Садбери представлено на рис. 4. Рудные месторождения находятся или близко к внешней границе Никеленосного плутона (Nickel Irruptive) или ассоциируются с дайкоподобными апофизами плутона, отходящими от него. Петрология интрузива рассматривалась многими авторами, совсем недавно Паттисоном [160], который сосредоточил внимание на породах, тесно связанных с рудой, на магматическом разрезе, а до него Налдреттом и др. [152, 153] и Хьюинсом [96]. Никеленосные интрузии внедрялись вдоль контакта между перекрывающей серией Уайтуотер и подстилающими архейскими гранитами и гнейсами (к северу) и протерозой-



Рис. 4. Геологическая карта бассейна Садбери. 1— олпвиновые диабазовые дайки; 2—4— Никеленосный плутон: 2— микропетматиты, 3— габбро, 4— нориты и субрасслоенные породы; 5— песчаники Челмсфорд; 6— сланцы Онватин; 7— туфы Онапинг; 8— граниты и гнейсы; 9— кварциты; 10— граувакки, кислые и основные вулканические породы; 11— сбросы и надвиги; 12— озера.

скими зеленокаменными породами и граувакками (к югу). Возможно, наиболее интересная формация пород на Садбери — это та, что образует основание серии Уайтуотер — формация Онапинг, детально описанная Передери [162]. Она представлена брекчией, сложенной многочисленными обломками вмещающей породы, кварцитов, гранитов, гнейсов и габбро и девитрифицированных остатков стекла, похожего на вулканическое, расположенных в основной массе более мелких обломков породы и девитрифицированных стекловидных осколков.

Структура Садбери первоначально интерпретировалась как вулканическая кальдера, формация Онапинг — как игнимбриты, которые заполнили кальдеру в тот момент, когда произошел взрыв, а плутон — как интрузия в зону разлома, ограничивающую кальдеру [197]. Впоследствии Диц [47] описал конусы дробления в кварцитах, залегающих южнее существующей границы плутона, и предположил, что структура возникла под воздействием удара метеорита. В 1967 г. Френчотметил серии включений в кварце и зерна полевого шпата в обломках вмещающей формации Онапинг, которые, как он предполагал, являются остатками ламеллей тетоморфного стекла, возникшего при ударном давлении более 100 кбар, и таким образом представил существенный аргумент в пользу упомянутой гипотезы.

Согласно этим наблюдениям, формация Онапинг сравнивалась с зювитовыми брекчиями из структуры Рис в Баварии, которые принимались за брекчии камнепада, возникшего при ударе [162]. Неправильной формы тела фельзических магматических пород в основании формации Онапинг интерпретируются как порции расплавов, образовавшиеся за счет энергии удара; брекчиевые дайки, состоящие из местного материала, сопоставляются с псевдотахилитовыми жилами, наблюдаемыми в районах, пораженных ударом метеорита [162]. Внедрение плутона связывается с глубоким коровым разрывообразованием, порожденным ударом [23]. Гипотеза удара широко известна, хотя она не является универсальной и общепринятой (ср. [30, 62, 200]).

Никеленосный плутон на Садбери состоит из пласта норитов, перекрывающего краевую зону, в которой породы по направлению к нижнему контакту постепенно становятся более богатыми кварием. Нориты перехолят вверх в габбро с постепенным уменьшением содержания гиперстена. Внутри габбро, резко переходящего по направлению вверх в гранофир, появляется кумулус магнетита. В этом же направлении от норита и габбро к гранофиру п в пограничной зоне вниз как в авгите, так и в гиперстене возрастает отношение Fe/ Mg. Солержание анортитовой составляющей в плагиоклазах возрастает вверх от норита к габбро, но остается относительно постоянным в пограничной зоне [152]. В сравнении с другими крупными расслоенными интрузпями плутон характеризуется тремя важными необычными особенностями: отсутствием мелкомасштабных (< 60 м) циклических подразделений, отсутствием видимой расслоенности, происходящей вследствие изменения соотношения минералов, и очень высоким содержанием в породах кварца. Необычайная обогащенность пород Садбери кварцем по сравнению с породами из других расслоенных интрузивов становится весьма заметной, когда их сопоставляют по отношению Fe/Mg в пироксенах или содержанию анортита в плагиоклазе (индикаторы степени дифференциации магмы, из которой они кристаллизовались) (рис. 5).

Предполагается [103], что магма Садбери была контаминирована материалом, богатым кварцем, и в результате это привело к возрастанию содержаний SiO₂ без соответствующего увеличения отношения Fe/Mg. Присутствие многочисленных частично поглощенных обломков внутри Никеленосного плутона [199] и относительно высокое изначальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0,706 для норитов [75], подтверждают эту точку зрения. Отсутствие циклических составных частей и магматической расслоенности также объяснимо,



Рис. 5. Нормативные соотношения оливина, гиперстена и кварца в кумулятных породах из хорошо известных расслоенных интрузивов; породы сравниваются по отношению Fe/(Fe + MgO) в их авгите. Кроме того, для каждого образца показано это отношение в гиперстене (колонка 1) и содержание An в плагиоклазе (колонка 2). ([148], с изменениями). *1* — оливин; *2* — гиперстен; *3* — кварц.

так как необычайно высокие содержания кремнезема должны были привести к повышению вязкости магмы. Это, очевидно, препятствовало конвекции и избирательной сортировке вертикальными потоками магмы, которые, как думают, дают начало циклическим составляющим частям и видимой расслоенности массивов.

Ирвин [103] отмечал, что силицификация мафической магмы должна вызвать насыщение сульфидами, и предположил, что это явилось причиной накопления сульфидных руд на Садбери. Данное предположение иллюстрируется рис. 6, на котором представлен изотермальный разрез системы FeO — SiO₂ — FeS при 1200 °C. Мы полагаем, что разрез FeO — SiO₂ соответствует природному силикатному расплаву, свободному от сульфида, а разрез FeS — FeO — природному сульфидному расплаву. Точка *А* лежит внутри поля одной жидкости, представляя полную смесимость составов на разрезах



Рис. 6. Изотерма 1200 °С системы FeO — SiO_2 — FeS (по ликвидусной диаграмме Мак-Лина [121]), иллюстрирующая воздействие добавки SiO_2 к составу, представленному в точке А [148].

FeO — SiO, и FeO — FeS, и также соответствует богатому сульфилом, но еще не насыщенному сульфидом силикатному расплаву. Добавка небольшого количества SiO, будет изменять общий состав от точки А к точке В. Олнако точка В лежит в поле лвух жилкостей: жилкости FeO — FeS, солержащей очень небольшое количество кварпа (состав X), и жилкости (состав Y). богатой силикатом и содержащей меньше сульфида, чем изначальный состав в точке A. Побавка SiO, в точке A булет вызывать насышение сульфилом, и в зависимости от того, сколько добавлено SiO₂, будет приводить к сегрегации значительных количеств растворенного сульфида. Значение этого пропесса заключается в том, что сульфилы осажлаются из магмы без одновременного осаждения силикатов и, таким образом, свободны от них и могут образовывать богатые рудные тела, не разубоженные силикатными минералами. Налдретт! и Мак-Доналд [148] показали, как эта концепция может быть применена к геологической структуре Садбери, указывая на то, что образование брекчий, трещинообразование и нагревание фельзических пород рассматриваемой зоны в результате метеоритного удара должны привести к пронессу ассимилянии.

Никель-медные месторождения района Садбери могут быть подразделены на три типа: месторождения, расположенные вдоль края южного фланга, месторождения, расположенные вдоль края северного фланга, и месторождения, образовавшиеся за пределами материнского интрузивного тела (офсетные). Подробные описания многих из этих месторождений даны Саучем и др. [196], Налдреттом и Куллерудом [147], Кауаном [39] и Паттисоном [160].

Краевые месторождения южного фланга, типичными примерами которых являются Литл-Стоби 2 и Марри, обычно зональны — от массивных руд в лежачем боку до вкрапленных сульфидных руд в направлении к висячему боку. Массивные руды лежат непосредственно на породах лежачего бока п содержат их ксенолиты, а также обломки габбро и перидотитов. Вмещающими породами для вкрапленных руд являются субслоистые нориты, с резким контактом перекрытые кварцевыми норитами главного плутона.

Руды краевых месторождений северного фланга встречаются не только внутри субслоистых норитов, но и в брекчированных вмешающих породах и трещинах вмещающих пород, подстилающих брекчии. Брекчии лежачего бока представляют собой весьма необычные породы, состоящие из обломков вмещающих пород, ультрамафических пород и редко норитов, включенных в основную массу квари-полевошпатового состава. Принято считать. что эти брекчии образовались в ударном кратере (и оконтуривают основание), хотя в некоторых местах наблюдается пострудное брекчирование. Сульфилы в брекчиях лежачего бока встречаются в виде тонкой и пузырчатой вкрапленности и прожилков в породах лежачего бока, а сульфиды, вкрапленные в субслоистые нориты с ксенолитами, образуют так называемые рулы висячего бока. На руднике Страткона [1] недавно был открыт необычный богатый медью тип руды, сложенной почти однородным халькопиритом с незначительным количеством пентландита. Эта руда встречается в трещинах в пределах гнейсов лежачего бока более чем в 100 м от нижнего контакта Никеленосного плутона.

Месторождения, образовавшиеся за пределами материнской интрузии, встречаются в дайкоподобных ответвлениях субслоистых норитов и габбро, которые протягиваются на несколько километров от плутона в породы лежачего бока. Во многих случаях сульфиды из четкоподобных линз массивной вкрапленной в интерстициях руды ассоциируются с большим количеством ксенолитов в этих ответвленных дайках. Месторождение Фруд — Стоби является необычным месторождением такого типа, тем не менее самым крупным. Ответвление в плане похоже на дайку, вытянутую параллельно нижнему контакту Никеленосного плутона. Оно представляет собой погружающийся



Рис. 7. Главные тектонические особенности Северо-Западной Слбири (по Максимову и Рудкевичу, 1974). 1 — главные тектонические швы; A, E, B — постпалеозойские стабильные тектонические блоки; Г — Енисейский прогиб —Западно-Сибирская равина; Д — Хатангский прогиб.

вниз клин в поперечном сечении, резко склоняющийся на север. Массивная с включениями ксенолитов руда концентрируется по границам клина и по направлению к основанию месторождения, тогда как верхняя часть разного тела сложена вкрапленными сульфидами в субслоистом норите с ксенолитами.

Другим необычным рудным телом является месторождение Фалконбридж. Необычность заключается в том, что месторождение расположено вдоль разрыва, параллельного контакту плутона. На незначительной части своей длины разрыв является контактом между породами плутона и вмещающими зеленокаменными породами, хотя к западу он пересекает плутон и затухает в нем, а к востоку проникает в зеленокаменные породы. Разрыв и его взаимоотношение с минерализацией составляют предмет последнего раздела этой статьи.

Обстановка II. Руды, связанные с континентальным рифтообразованием. В ответ на конвективное движение в подстилающей мантии в земной коре внутри многих континентов, пересекая их площадь, развивалось рифтообразование значительных масштабов. Рифтообразование местами локализовалось вдоль единичной узкой трещинной зоны, а в других местах встречается в пределах зоны шириной порядка 100 км, состоящей из несметного числа параллельных трещин. Базальтовая магма возникала из подстилающей мантии, поднималась вдоль этих трещин и разливалась по поверхности континента в виде мощных, широко развитых образований, известных как платобазальты. Два очень важных никелевых района ассоципруются с интрузивными подводящими каналами платобазальтов: район Норильск — Талнах в Сибири (руды нижнетриасового возраста), и Дулут в Миннесоте (возраст комплекса 1,1 млрд. лет). В данной статье приведены данные по двум другим месторождениям этого типа: никелевое месторождение Грейт-Лейкс, ассоциирующееся с интрузивом троктолитов в северо-восточном Онтарио, а по возрасту подобное комплексу Дулут, и руды юрского комплекса Инсизва, Транскей, ЮАР. Последний является интрузией, образующей часть магматического комплекca Kapy.

Норильск — Талнах. Норильско-Талнахские медно-никелевые месторождения расположены у самой северо-западной границы Сибирской платформы, которая с конца палеозоя является стабильным кратоном (рис. 7). С севера платформа отделяется от другой платформы — полуострова Таймыр — Хатангским прогибом, и эта вторая платформа также стабильна с конца палеозоя. С запада располагается третья платформа — Восточно-Европейско-Уральский блок, который отделен от Сибирской платформы Енисейским прогибом, известным в географии как Западно-Сибирская равнина. Восточно-



Рис. 8. Опускание территории Северо-Западной Сибири в ранней и средней юре [202]. А, Б постпалеозойские стабильные тектонические блоки, В — Западно-Сибирская равнина.

Европейско-Уральский блок представляет собой кратон с середины пермского времени.

В пределах Западной Сибири нижнепалеозойские глинистые морские отложения перекрыты широко развитыми девонскими эвапоритовыми отложениями и нижнекаменноугольными мелководными известняками, которые в свою очередь несогласно перекрыты среднекаменноугольными лагунными и континентальными осадками, включающими толщи углей [194, 76]. Эта неожиданно появившаяся осадочная толща перекрыта очень мощной толщей (приблизительно один миллион кубических километров) позднепермских и триасовых платобазальтов и туфов [13, 76], известных под названием сибирских траппов. Силлоподобные толеитовые интрузии с составом, колеблющимся от субщелочных долеритов до габбро-долеритов [76], внедрились одновременно и являются подводящими каналами экструзивной деятельности.

Вследствие позднепермского и триасового блокового сбросообразования, которое происходило одновременно с магматической деятельностью, территория испытывала воздымание. Длина отдельных сбросов может достигать более 500 км, а вертиальное перемещение — 1000 м [194]. Главные сбросы имеют простирание от северо-северо-восточного до северо-восточного.

Вслед за экструзиями платобазальтов в Енисейском и Хатангском прогибах от раннего триаса до среднетретичного времени происходило значительное опускание с образованием в результате осадочной толщи, достигающей мощности более 10 км [202]. Район опускания совпадает (рис. 8) с Y-образной структурой, ограниченной блоковым сбросом, показанным на рис. 7 [125].

Геофизические исследования до поверхности Мохоровичича [202] указывают на то, что, несмотря на значительную мощность мезозойских и нижнетретичных отложений на этой площади, эта поверхность расположена на значительно меньшей глубине под Енисейским и Хатангским прогибами, чем на соседних платформах. На рифтовые условия формирования прогибов указывает также совпадение значительных опусканий с утонением коры под прогибами. На ранних стадиях рифтообразование сопровождалось широким развитием интрузий и экструзий, как это уже описывалось для Сибирской платформы. Как установлено аэромагнитными исследованиями, эти магматические породы подстилают общирные области депрессий.

271

Рис. 9. Геологическое строение района Норильск — Талнах (частично схематизировано по картам Смирнова [194] и Глазковского и др. [76]; [148], с изменениями). I - сбросы, 2 - шахты, 3 - рудоносныеинтрузии, обнажающиеся на дневной поверхности, 4 — другие интрузивные породы, 5 — пермские — триасовые породы,<math>6 — каменноугольные — пермские континентальные осадки, включая угольные толщи, 7 — девонские — каменноугольные эвапориты и известники.



Минерализованные триасовые интрузии представляют собой вулканические каналы, расходящиеся радиально в стороны и вверх от интрузивных центров и прорывающие осадочную толщу. Многие из этих интрузивных центров в районе Норильск — Талнах приурочены к известному блоковому сбросу Норильск — Хараелах (рис. 9), который располагается в пределах Сибирской платформы, но параллелен системе сбросов, образующей на западе границу между платформой и Западно-Сибирской равниной. Он рассматривается как глубоко заложенный сброс, служивший каналом для поднимающейся магмы [126]. Как месторождение Гора Черная на юге, так и месторождения Талнах и Октябрьское на севере приурочены к этому сбросу. Недавно была описана другая группа медно-никелевых месторождений [53] во вмещающих габбро-долеритах на рудном поле Северный Хараелах, площадь поля 1500 км². Эти месторождения находящиеся приблизительно в 375 км севернее Норильска, также расположены в непосредственной близости к северному продолжению сброса Норильск — Хараелах.

Рудоносные интрузии дифференцированы, при этом пикриты и пикритовые долериты перекрыты более фельзическими дифференциатами. Взаимоотношения между осадками, интрузивами и экструзивами показаны на рис. 9. Отдельные силлы могут достигать длины 12 км, ширины 2 км и мощности от 30 до 350 м. Медно-никель-платиноидное оруденение образует относительноустойчивые рудные горизонты, встречаясь в виде вкрапленности или массивных скоплений пирротина, пентландит и халькопирита в нижних частях интрузивов и в виде зон вкрапленности и массивных жил в прилегающих. породах лежачего бока.

Между месторождениями Норпльска и Талнаха имеются существенные различия. Норильские руды значительно ниже по качеству, и в мае 1978 г. тут действовали только два рудника — открытые разработки карьера Медвежий Ручей на северо-восточном окончании интрузии Норильск I и подземные выработки шахты Заполярная на юго-западе. Месторождения Но-



Рис. 10. Отношение изотопов серы в интрузиве Уотерхен, Миннесота, и рудах Норильска и Бушвелда [124]. I - формацияВиргиния, <math>2 - руды Бушвелда, <math>3 - сульфиды Уотерхена, <math>4 - руды Норильска, 5 - серия Претория, лежачий бок.

рильск II и Гора Черная описаны Словиковским [193] как условно рентабельные и в настоящее время не разрабатываются. На территории Талнаха действуют рудники Маяк, Комсомольский, Октябрьский и Таймыр. Разработка рудника Маяк началась в конце 1965 г., затем она продолжалась на руднике Комсомольском в 1971 г. и Октябрьском в 1974 г. В 1978 г. на Таймыре только еще проводились подготовительные работы.

Большая часть руды, связанной с интрузией Норильск І. состоит из сульфидов, вкрапленных в пикритовые и такситовые (контактовая фаза) габбро, и участков более массивных руд, развитых вблизи контакта. Геология Талнаха достаточно сложная — интрузивные породы расположены внутри и расходятся рапиально в стороны от сброса Норильск — Талнах. Строение магматических и рудных тел усложняется постинтрузивным сбросообразованием. Вкрапленная пирротин-пентландитовая руда встречается внутри интрузий и переходит вниз в массивную руду, содержащую значительное количество меди. Более массивные руды также встречаются по направлению к краям рупных тел. Богатые рупные зоны также частично состоят из сульфидных прожилков, выполняющих трещины растяжения. Этот тип минерализации характерен также для флангов рудных тел. Весьма богатая медью минерализация ассоциируется с зонами массивных руд, встречающихся среди ороговикованных и метасоматически измененных вмешающих порол и внутри зон скарнов. Обычно массивные рулы по сравнению с вкрапленными сульфидами в троктолитах и габбро обогащены Pt и Pd обеднены Rh, Ru, Trи Os.

Генкин и др. [73] сообщают, что руды, для которых вмещающими являются интрузии, богаты пирротином, содержат типичную ассоциацию пирротина, халькопирита, пентландита и магнетита. Наиболее массивные руды обогащены медью и в редких случаях сложены богатыми металлом медножелезными сульфидами: кубическим халькопиритом, моихукитом и талнахитом совместно с кубанитом, богатым железом пентландитом (42% Fe), магнетитом и различными количествами богатого железом пирротина или троилита. Они рассматривали эту ассоциацию как результат фракционной кристаллизации Fe- и Ni-носного моносульфидного твердого раствора из сульфидного расплава.

Данные по изотопам серы для района Норильска (рис. 10) указывают на то, что сульфиды чрезвычайно обогащены ³⁴S. Эти данные не совместимы с положением о мантийном происхождении серы, но согласуются с тем, что ее источником были эвапориты.

Геологические и геохимические данные четко указывают на то, что по мере того, как базальтовые магмы поднимались через осадочный чехол, они ассимилировали серу из сульфатных эвапоритов, сквозь которые они проникали [78, 112]. Сера в сульфате кальция восстанавливалась до сульфида, СаО поступал в магму, и железо магмы реагировало с восстановленной серой, что приводило к образованию несмешивающихся капелек сульфида железа, рассеянных в телах интрузивов. Эти капельки действовали как коллекторы никеля, меди и элементов платиновой группы, которыми так богаты руды



Рис. 11. Геологическое положение комплекса Дулут [124]. 1 - 3 -поздний докембрий: 1 -нижний и средний кивино, вулканиты Норт-Шор, 2 -комплекс Дулут, троктолитовые серии (T), 3 -комилекс Дулут, анортозитовые серии (A); 4, 5 -средний докембрий: 4 -формация Виргиния, 5 -железистая формация Бивабик; 6 -ранний докембрий, нерасчлененные породы).

Норильска. Тарасов [203] отмечает, что из среднекаменноугольных осадков также ассимилировались угленосные горизонты, что могло содействовать восстановлению сульфата кальция.

Минерализация комплекса Дулут. Комплекс Дулут обнажается в виде массива правильной формы, протягивающегося приблизительно на 240 км к северо-востоку от города Дулут, штат Миннесота, к канадской границе. Детальные описания этого комплекса были сделаны Тейлором [204], Уэйбленом [224], Финни [165] и Бонничсеном [17]. Симс и Мори [91] представили обобщенное описание стратиграфического положения, а Уйэблен и Мори [225] дали современное обобщение геологии комплекса.

Комплекс тесно ассоциируется с базальтами кивино (поздний протерозой) района озера Верхнего и был внедрен 1,12 млрд. лет назад [58] близко к контакту этих пород с более древними докембрийскими породами, которые ныне обнажаются к северо-западу (рис. 11). Эти породы сложены на севере комплексом архейских фельзических интрузивов и вулканитов, главным образом гранитами Гиантс-Рейндж, которые к югу несогласно перекрываются падающей на юг толщей железистых кварцитов Бивабик. Она в свою очередь перекрывается черными аргиллитами, граувакками, алевролитами, графитовыми аспидными сланцами и сульфидной фацией железорудной формации, включая формацию Виргиния.

Комплекс Дулут содержит множество интрузий, некоторые из них, повидимому, были подводящими каналами платобазальтов кивино, известных вдоль северного берега озера Верхнего. Минерализация встречается вдоль западной границы этого комплекса. Уэйджер и др. [220] описали геологию месторождения Спрус, принадлежащего INCO Metals Ltd., Мэтлок и Ватович [131] — геологию месторождения Миннамакс, принадлежащего AMAX Exploration Ltd's, Pao и Рипли [172, 174] — петрологию и геохимию месторождения Данка-Роуд, принадлежащего U.S. Steel Corporation's, и Мейнуоринг и Налдретт [124] изучили минерализацию комплекса Уотерхен. Положение этих месторождений показано на рис. 11. В первых трех месторождениях минерализация представлена пирротином, халькопиритом, пентландитом и кубанитом, редко вкрапленными в троктолите и норите на расстоянии до 300 м от основания комплекса. Минерализованные зоны характеризуются многочисленными включениями вмещающих пород, сложенных роговиками формации Виргиния и Бивабик, и неминерализованных габбро и



Рис. 12. Вертикальный разрез месторождения Спрус, комплекс Дулут, Миннесота. Расслоенная серия включает зоны ясно полосчатых пикритов, мафических троктолитов и троктолитов. Брекчия Спрус представляет собой троктолиты с включениями клинопироксен-плагиоклаз-оливнновой породы, железистых кварцитов Бивабик и перекристаллизованных мафических пород ([220], рисунок воспроизведен с разрешения автора). 1 — троктолиты, включая оливиновые габбро и нориты, 2 — расслоенная серия, 3 брекчия Спрус, 4 — железорудная формация Бивабик, 5 — породы лежачего бока, граниты Гиантс-Рейндж, 6 — скважины алмазного бурения.

перидотитов. Так обстоит дело и на месторождении Спрус (рис. 12), где граниты слагают лежачий бок, а породы формаций Виргиния и Бивабик, повидимому, не появляются на поверхности на протяжении нескольких километров от месторождения. Как на месторождении Миннамакс, так и на месторождении Данка-Роуд в пределах горизонтов сульфидов норитов становится больше, а троктолитов меньше, что подтверждает взаимодействие между троктолитами и включениями вмещающей породы.

Комплекс Уотерхен несколько отличен тем, что сульфиды ассоциируются с зоной дунита и даже со слоями перидотита внутри перекрывающих троктолитов. Хотя минерализация состоит из обычной ассоциации ппрротина, пентландита и халькопирита и располагается в интерстициях зерен силикатов, образуя характерную магматическую «сетчатую структуру», необычной чертой является присутствие в определенных зонах графита, содержание которого достигает 10%. К другим редким особенностям относится наличие в некоторых троктолитах зеленой (Mg-Al) шпинели и местами присутствие кордиерита. Как и в других месторождениях, здесь в троктолитах встречаются многочисленные частично разрушенные остатки орговикованных аспидных сланцев формации Виргиния.

Эти наблюдения привели Мейнуоринга и Налдретта [124] к представлению о том, что графит и сульфиды могли быть извлечены из формации Виргиния. Результаты изучения ими изотонов серы показаны на рис. 10. В убогих сульфидах из формации Виргиния значение δ^{34} S в среднем составляет около $18^{9/}_{00}$, тогда как в сульфидах месторождения Уотерхен — от 11 до $16^{9/}_{00}$. Эти результаты совпадают с моделью, по которой, по-видимому, около 75% серы были получены из вмещающих пород. Мейнуоринг и Налдретт предложили модель, по которой изначальная порция магмы, богатая фенокристаллами оливина и контаминированная сульфидами из вмещающих пород, внедрилась, образовав главную сульфидную зону с дунитами в качестве вмещающих пород. Затем началась дифференциация магмы. Значительные порции новой магмы выталкивали существующую частично дифференцированную магму с образованием в Норт-Шор вулканитов серии кивино, и они



Рис. 13. Мидконтинентальная гравитационная аномалия. Заштрихованы площади положительной аномалии Буге (>0 мгал) [148].

в свою очередь дифференцировались, давая начало циклическим сериям перидотит-троктолит-анортозитовых разностей, в которых осаждались сульфиды, накапливаясь в основании перидотитовых членов каждсй из этих составных частей. Отношение изотопов серы в породах комплекса Дулут (Е. С. Перри, личное сообщение, Е. М. Рипли, письменное сообщениь, 1978) также указывает на то, что большая часть серы поступила из корового ъс.очника.

Петрологические и изотопные исследования, выполненные Рас и Рипли [172, 174], привели их к заключению, что массовая ассимиляция формации Виргиния не является непосредственным источником серы, но что под действием тепла интрузии сульфиды и водные минералы вмещающих пород разрушались и сера была привнесена в интрузив богатой H₂O летучей фазой.

Как было установлено ранее, комплекс Дулут является интрузивной составляющей платобазальтов серии кивино провинции озера Верхнего. Само озеро представляет собой северное окончание мидконтинентального гравитационного поднятия, которое пересекает Северную Америку в северо-восточном направлении от штата Канзас до штата Миннесота и затем поворачивает к югу в центральную часть штата Мичиган (рис. 13). Зона гравитационных аномалий совпадает с многочисленными четкими положительными и отрицательными магнитными аномалиями. Допалеозойские породы основания пересечены скважинами в пределах зоны, включающей большое количество базальтов кивино и мафических интрузий. Эти образования и обусловленные ими гравитационные и магнитные аномалии отражают магматическую деятельность, связанную с внутриконтинентальным рифтообразованием, которое имело самое большое развитие на территории провинции озера Верхнего и выразилось в экструзиях платобазальтов кивино и интрузиях комплекса Дулут.

Инсизва, Гранскей, ЮАР. Во многих местах в основании субгоризонтального пикрит-габбрового комплекса Инсизва — Ингели — Тонто — Табанкулу в округе Пондоленд, северный Транскей, появляются сульфилы. Комплекс занимает площадь 1200 км² и имеет вертикальную мошность не менее 900 м. Он представляет собой часть юрской толщи лав и интрузивов Кару, которая встречается по всей территории ЮАР. Наиболее интересные из них сконцентрированы вокруг района ущелья водопада Инсизва [182]. гле несколько штолен было пройдено в сульфидной минерализации в пределах базальной зоны. Породы этой площади состоят из базальной закаленной фазы. контактирующей с подстилающими аспидными сланцами и крупнозернистыми песчаниками, и перекрываются 100-метровой толщей оливин-гиперстеновых габбро и пикритов, которые переходят вверх в оливин-гиперстеновые габбро главной интрузии. Сульфиды развиты в виде вкрапленности в низах одивин-гиперстеновых габбро и в виде небольших массивных скоплений по трещинам в этих породах, в базальной зоне закалки, и в подстилающих вмешающих породах. Существует связь между сульфидами и гранитными жилами, пересекающими интрузивные породы; Тишлер и др. [206] рассматривали жилы как вмещающие породы, расплавившиеся под действием интрузива, и считали, что присутствие сульфидов является результатом контаминании мафической интрузии вмещающими фельзическими породами. Как было опрепелено Шольцем, минерализация в районе Инсизвы сопержит 600 тыс. т руды при сумме содержания никеля и меди 0,5%. Возможно, впоследствии разработка дойдет и до этих резервов.

Обстановка III,а. Месторождения докембрийских зеленокаменных поясов, связанные с толеитами. Месторождения этой обстановки включают месторождения района Печенга в СССР (наиболее важные представители), Линн-Лейк в Канаде и многочисленные другие менее значительные месторождения.

Печенга. Эти меторождения СССР находятся на самом северо-западном окончании Кольского полуострова, рядом с норвежской границей. Они залегают в пределах тектонического прогиба, Печенго-Варзугской структурнофациальной зоны, которая развилась в течение раннего протерозоя вдоль грабенообразной структуры северо-западного простирания на месте соединения двух архейских блоков. Последующее описание района опирается на работы Горбунова [79] и Глазковского и др. [76]. Более 20 никель-медных месторождений и перспективных участков располагаются на этой площади. Начальная постархейская активность включала опускание и подволный базальтовый вулканизм, что привело к образованию псаммитовых и пелитовых осалков, переслаивающихся с карбонатными горизонтами и вулканическими породами. Все эти породы были смяты в складки в раннюю фазу карельского орогенеза, который сопровождался развитием серии Печенга, состоящей из базальтовых лав (10-12 тыс. м) и несколько меньшего количества фельзических вулканических пород, переслаивающихся с туфогенными осадками, известняками и кварцитами. Выделяются четыре главные фазы мафического вулканизма, сменявшиеся периодами осадконакопления. За последней фазой вулканизма последовало складкообразование и внедрение рудоносных слоистых мафических — ультрамафических тел в осадочные слои между третьей и четвертой вулканическими толщами. Интрузивы контролируются осями складок, причем мощность их базальных богатых оливином порций увеличивается в направлении осей синклиналей. Итак, 80% постархейского разреза вплоть до верхов серии Печенга на этой площади состоят из мафических магматических пород.

На многие рудные месторождения воздействовали сбросо- и надвигообра-

зование, что в результате привело к мобилизации сульфидов в тектонических зонах. Изучение наименее деформированных тел показало, что интрузии относятся к расслоенным, с переходом от базального перидотита (слабо серпентинизированного) через пироксениты до габбро. Сульфиды ассоциируются с перидотитами или серпентинитами и становятся более обильными там, где мощность этих пород увеличивается (особенно в синклинальных прогибах), и наоборот.

Здесь развиты следующие типы руд: 1) вкрапленные руды во вмещающих перидотитах, в которых интенсивность сульфидной минерализации возрастает по направлению вниз, а около основания она представлена массивными сегрегациями в небольших трещинах и прожилках; 2) брекчиевые руды, локализованные в пределах тектонических зон и переходящие латерально в руду первого типа; 3) прожилки во вмещающих кристаллических сланцах. Отношение Cu/(Cu + Ni) в рудах первого и второго типа является практически постоянным — около 0,28, а среднее значение отношения в рудах третьего типа — около 0,51. Значение отношения Ni/Co в рудах всех типов составляет 50.

Аллареченское месторождение в настоящее время активно разрабатывается, расположено в 50 км к юго-западу от Печенги и связано с мафическими и ультрамафическими породами, прорывающими архейские гнейсы. И минерализованные, и неминерализованные интрузии имеют большое сходство с интрузиями Печенги. Глазковский и др. [76] предполагали, что Аллареченское месторождение может представлять более низкий эрозионный уровень, на котором обнажаются подводящие каналы рудного поля Печенги.

Другие связанные с габбро месторождения зеленокаменных поясов. Краткое описание некоторых других месторождений этого класса дано здесь не потому, что они значительнее не описанных здесь месторождений, а скорее для того, чтобы дать введение к описанию их состава, которое приведено далее в этой статье.

Месторождение Каничи (Ajax Minerals Ltd.) расположено в поясе Абитиби провинции озера Верхнего на Канадском щите около города Тимагами. Месторождение лежит в основании дифференцированного перидотит-клинопироксенит-габбрового силла, и основная минерализация связана с протрузией перидотитов от основания силла во вмещающие подушечные базальты. Тут развиты два типа минерализации: ранняя фаза вкрапленных сульфидов и прожилки массивной, более медистой руды, которые секут руды первой фазы [14].

Месторождение Кенбридж сложено никель-медными сульфидами, вкрапленными и заполняющими трещины в пределах трубки массивных интрузивный брекчий архейских мафических вулканитов в северо-западном Онтарио. Исчисленные запасы составляют более 3.10⁶ т при содержании никеля 1,06% и меди 0,54%.

Изначальное геологическое положение месторождения Эспедален в южной Норвегии неясно из-за того, что оно приурочено к аллохтонному комплексу. Здесь дано краткое описание этого месторождения, но не утверждается, что оно принадлежит к этому классу. Месторождение состоит из прерывистых зон сульфидов, которые как бы проявляют, подчеркивают, интерстиционные магматические структуры в пределах габбро-анортозит-пироксенитового комплекса, лежащего непосредственно к востоку от докембрийского комплекса Ютунхейм. Возраст пород Эспедален и время их внедрения неизвестны, хотя внедрение могло быть одновременным с внедрением пород комплекса Ютунхейм [12, 56]. Обнаруженные на сегодняшний день главные скопления сульфидов находятся в богатых габбро и пироксенитом порциях комплекса и представляют собой неправильную зону, протягивающуюся на несколько километров. Обстановка III, б. Месторождения в докембрийских зеленокаменных поясах, связанные с коматиитами. Эти месторождения естественно распадаются на три группы, которые сначала лишь перечислены, а далее описаны более подробно:

Группа 1. Рудные тела, встречающиеся в основании ультрамафических потоков, как правило, небольшие ((от 1 до 5)·10⁶ т), но высокосортные (1,5— 3,5% Ni). Примерами их являются месторождения района Камбалда [178] и купола Уиджимулта [60, 43] в Западной Австралии, месторождение Дамба — Силвейн в Зимбабве [228] и рудники Лангмуир [83] и Марбридж [33, 81] пояса Абитиби в Канаде.

Группа 2. Месторождения среднего размера ((от 10 до 40)·10⁶ т), довольно высокосортные (1,5—2,5% Ni), локализованные в основании интрузивных тел, которые во многих случаях, как думают, связаны с коматиитовым вулканизмом, возможно являясь подводящими каналами вулканов. Типичными представителями этого класса являются месторождения протерозойского зеленокаменного пояса Кейп-Смит — Уакехам-Бей в Унгаве, Канада [8, 231]. К этой же группе, по-видимому, принадлежит месторождение Персиверанс в Западной Австралии [129]. Хотя месторождения никелевого пояса Манитобы в Канаде сильно деформированы и метаморфизованы, похоже, что их также можно отнести к этой группе.

Группа 3. Очень крупные месторождения ((от 100 до 250)·10⁶ т) низкосортных (0,6% Ni) тонковкрапленных сульфидных руд в линзах дунита, которые интерпретируются как интрузивные силлоподобные подводящие тела коматиитового вулканизма. Примерами этих месторождений являются месторождения Сикс-Майл и Маунт-Кейт около Якабинди в Западной Австралии [25, 151] и никелевое месторождение Дьюмонт в Квебеке [51, 55].

Месторождения группы 1. Район Камбалда. Наиболее детально изученными месторождениями группы 1 являются месторождения района Камбалда в Западной Австралии. Стратиграфический разрез этой площади включает два цикла вулканизма по составу от мафического до кислого; каждый цикл завершается осадками, перекрывая главную толщу железистых квар-



Рис. 14. Упрощенная карта купола Камбалда. Фельзические интрузивы для простоты не показаны. Контуры рудных тел спроецированы на дневную поверхность ([179], с изменениями). 1 — рудные тела, 2 — ультрамафические потоки, 3 — базальты, 4 — осадки, 5 сбросы.



Рис. 15. Вертикальный разрез рудного тела Ланнон, Камбалда, Западная Австралия ([178], с изменениями). 1 — сульфидные никелевые руды, 2 — зона вкрапленной низкосортной руды, 3 метаоливиновые перидотиты, 4 метаперидотиты; 5 — метапикриты, 6 — многочисленные тонкие пласты, 7 — нерасчлененные осадки, 8 — базальты лежачего бока (БЛ).

цитов, которая в свою очередь подстилается фельзическими вулканическими породами [72].

Никелевые сульфидные месторождения располагаются в пределах нижней, мафической, части нижнего цикла и связаны с группами ультрамафических потоков, которые фациально переходят в базальты. Месторождения Камбалда выходят на поверхность вокруг купола, упрощенный план которого приведен на рис. 14. Базальтовые породы, обнажаясь в ядре, перекрываются 600-метровой толщей ультрамафических лав, а последние в свою очередь перекрываются следующей толщей базальтов. На рис. 14 контуры рудных тел спроецированы на дневную поверхность. Около 75% руды сосредоточено у нижнего контакта ультрамафической толщи, в основании самых нижних ее потоков.

Северо-северо-западное простирание большинства рудных тел является следствием контроля их сбросами. На рис. 15 представлен поперечный разрез через рудный столб Ланнон и показано положение руды, а также утолщение рудоносного потока в органиченном сбросами прогибе. Оба этих аспекта подтверждают, что прогиб существовал перед экструзией потока и действовал как желоб для накопления сульфидов. На рис. 16 сравнивается типичный разрез через рудную зону с разрезом рудника Алексо, Онтарио, Канада. На месторождении Камбалда базальты лежачего бока перекрыты массивными сульфидами, которые в свою очередь перекрыты рудой, представленной системой прожилков сульфидов во вмещающем оливине; все это перекрывается слабоминерализованными перидотитами. Контакты между типами руд всегда резкие. В недавнем описании Камбалды [11] подчеркивается тектоническая деформация пород района и указывается, что многие контакты, наблюдаемые теперь, являются тектоническими, а не первичными. В этом отношении интересно сравнение руд Камбалды с рудами хорошо сохранившегося месторождения Алексо [139] — оно показывает, что многие контакты на месторождении Камбалда, несмотря на то что они смещены, вероятно, отражают изначальные контакты.

Среди геологов, изучающих эти месторождения, весьма широко распространено мнение, что они являются результатом отложения сульфидов из потоков магмы на местах современного расположения руд. Существует разногласие относительно того, были ли сульфиды «выстрелены» вперед из потока магмы по мере того, как он проходил по ограниченному сбросами трогу с последующей непрерывной добавкой сульфида во время движения магмы, за чем следовал период, во время которого практически достигалось гидростатическое равновесие («модель бильярдного шара» [139, 208]), или же магма





однородного сульфида продвигалась впереди нотока силикатной магмы и остывала с развитием закаленной верхушки до того, как она была перекрыта потоком силикатной магмы [178, 85]. Почти все авторы согласны с тем, что рудные сульфиды достигали значительного равновесия с вмещающей их магмой до того, как они отложились в теперешнем их местоположении; именно поэтому они не являются результатом узко локальных взаимодействий между рудообразующей магмой и сульфидами окружающих пород, но были перемещены вместе с потоком магмы на некоторое значительное расстояние, возможно даже из мантии [143].

Месторождения группы 1. Лангмуир 1 и 2. Эти месторождения расположены в поясе Абитиби Канадского щита приблизительно в 40 км юго-восточнее города Тимминс, провинция Онтарио [82, 83]. Месторождения расположены на юго-восточном склоне купольной структуры. В ядре развиты базальты и интрузивные граниты. Базальты перекрываются толщей фельзических пирокластических пород, которые в свою очередь перекрыты сравнительно протяженным мощным (30—50 м) горизонтом слоистых железистых кварцитов. Потоки коматиитовой лавы фациально замещают фельзические вулканиты, и по направлению вверх количество их все увеличивается до тех пор, пока они не становятся преобладающим типом пород. Сами они перекрываются базальтовыми коматиитами, магнезиальными базальтами и в конце концов очень мощной толщей богатых железом толеитовых базальтов. Неправильные массы перидотитов рассекают фельзические вулканиты и базальты в ядре купола и интерпретируются как подводящие каналы коматиитового вулканизма.

Месторождение Лангмуир 2 изучено более подробно, чем месторождение Лангмуир 1, и является единственным разрабатываемым месторождением. Руда и рудоносные магматические потоки находятся над и по соседству с несогласным массивом перидотитов, который по направлению книзу рассекает подстилающие андезитовые лавы (рис. 17); Грином и Налдреттом он интериретируется как подводящий канал.

Минерализация, особенно та, что находится у основания ультрамафической толщи, контролируется сбросами и неровностями рельефа (рис. 18) точно так же, как на месторождении Камбалда. Некоторые площади месторождения претерпели изменение с развитием богатой пиритом и миллеритом



Рис. 17. Блок-диаграмма месторождения Лангмуир 2, показывающая силлоподобное соединение между ультрамафическим телом лежачего бока (справа) и главной рудной зоной (слева). Вертикальный масштаб равен горизонтальному [82].

сульфидной ассоциации, но большая часть руды сложена пирротином, пентландитом и небольшим количеством халькопирита.

Месторождение Лангмуир 1 расположено в основании серий лавовых потоков со структурой спинифекс. Здесь не проводились подземные подготовительные работы, и геологический контроль минерализации не ясен. Большая часть руды сильно окислена, превращена в магнетит, который во многих местах псевдоморфно замещает сульфиды в штокверковой структуре руды.

Месторождения группы 1. Месторождения в Зимбабве. Сульфидные месторождения, связанные с коматиитами, развиты в нескольких районах Зимбабве. Месторождение Троян (20·10⁶ т, 0,7 % Ni, 0,05 % Cu) расположено в зеленокаменном поясе Бинериндже в Биндуре в 80 км западно-северо-западнее Солсбери. Месторождения Дамба — Силвейн, Шангани (18·10⁶ т, 0,73 % Ni, 0,07 % Cu) и Ипок находятся в 80 км от Булавайо, соответственно в северном, северо-восточном и восточном направлениях.

Вильюн и др. [212] установили, что месторождение Шангани связано с удлиненным телом перидотитов, грибообразным в поперечном сечении, которое внедрилось в фельзические лавы, перекрытые коматиитами. Сульфиды образуют вкрапленность в «шляпке гриба» и особенно концентрируются в



Рис. 18. Трехмерное изображение месторождения Лангмуир 2, иллюстрирующее распределение массивных руд (черное) по отношению к неровностям верхнего контакта андезитов или перидотитов лежачего бока. Следует заметить, что некоторые руды полностью располагаются в андезитах (рис. 17), но это на данном рисунке не показано [83].



Рис. 19. Вертикальный разрез силла Катиниг [8].

основании «шляпки» с обеих сторон «ножки». Уильямс [228] отмечал, что зоны менее ультрамафического материала совместно с осадками эксгаляционного типа встречаются внутри «шляпки» и распространяются вверх до ее вершины. Он предполагал также, что рудоносное тело может быть трещинным экструзивным центром, а месторождения Дамба и Силвейн располагаются вблизи основания серии лавовых потоков. Месторождение Ипок им описано как подобное месторождению Шангани в связи с тем, что оно ассоциируется с телом секущих перидотитовых пород, которые залегают ниже коматиитовых вулканитов. Уильямс полагает, что все эти месторождения около Булавайо лежат в основании группы Булавайо или непосредственно под ней и что коматиитовый вулканизм, с которым они связаны, является начальным членом этой группы.

Месторождение Троян не описано в литературе подробно. Зоны вкрапленных сульфидов расположены внутри тела серпентинизированных перидотитов, которые и подстилаются, и перекрываются подушечными базальтами и толщей полосчатых железистых кварцитов с магнетитом. Небольшие зоны практически однородных сульфидов встречаются вдоль нижнего контакта перидотитов.

Месторождения группы 2. Никелевый пояс Унгава. Рудные месторождения никелевого пояса Унгава являются хорошим примером месторождений группы 2 [231, 8, 9]. Они расположены в основании линз перидотита на контакте между лавами и подстилающими осадками в зеленокаменном поясе с возрастом 1,8·10⁶ лет, протягивающемся от Кейп-Смит на 350 км до Уакехам-Бей. Магма, с которой связаны эти руды, представляла собой расплав со взвешенными в нем фенокристаллами оливина и была значительно менее магнезиальной (~19% MgO), чем магма архейских перидотитовых коматиитов. Тонкие силлы и потоки, содержащие такие же количества MgO, как и жидкие порции магмы, встречаются стратиграфически выше, и, вероятно, рудоносные линзы действовали как «удерживающие камеры», из которых магма, потерявшая большую часть оливина и сульфида, поднималась до дневной поверхности.

Поперечный разрез через одно из этих месторождений — силл Катиниг представлен на рис. 19. Сульфидная минерализация на этом месторождении представлена тремя структурными типами: 1) тонкораспыленные вкрапленные зерна в интерстициях силикатных минералов, 2) руды сетчатой структуры, представленные непрерывным штокверком сульфидов, с содержанием от 30 до 60% серпентинизированных зерен оливина и 3) массивные сульфиды. Штокверковые руды составляют 80% извлекаемых запасов. Во многих местах вкрапленная руда переходит вниз через штокверк в массивные руды, причем тела этих руд имеют резкий верхний контакт со штокверковой рудой. Однако часто массивная руда отсутствует, хотя в других местах встречается в виде зон и прожилков в контурах штокверковых руд.

Месторождения группы 2. Никелевый пояс Манитобы. Никелевые месторождения этого пояса располагаются на Канадском щите внутри линейной северо-восточного простирания тектонической структуры на границе между провинциями озера Верхнего (последний региональный метаморфизм 2,5 млрд. лет назад) и Черчилл (последний региональный метаморфизм 1,8 млрд. лет назад). Породы пояса на юго-востоке но сбросу контактируют с гранулитовыми гнейсами провинции озера Верхнего, а на северо-западе — с верхами амфиболитовых и гранулитовых гнейсов группы Киссейнью провинции Черчилл. В пределах пояса породы были деформированы по крайней мере в процессе двух стадий складкообразования и состоят из серии от кислых до средних по составу гнейсов и, очевидно, из более молодых, но также существенно деформированных метаосадков и одновозрастных метавулканитов.

Руда ассоциируется с серий серпентинитов, которые Передери [164] рассматривает как деформированные дифференциаты силлов, с составом, колеблющимся от дунитов до перидотитов. На наименее деформированном месторождении Пайи 2 минерализация встречается внутри и на границе серпентинитовых линз. В пределах серпентинитового тела породы становятся менее магнезиальными в направлении вверх, параллельно с уменьшением количества сульфида; это наводит на мысль о том, что концентрация сульфидов осуществляется у основания. Месторождение Томисон [164, 237] сложено, повидимому, согласным горизонтом вкрапленных колчеданных руд в пределах зоны биотитовых сланцев. В сульфидных рудах встречаются многочисленные включения серпентинизированных ультрамафических пород, причем некоторые имеют видимую расслоенность, которую Передери [164] интерпретирует как доказательство того, что они вместе с рудой являются будинированными остатками сульфидоносного силла. Одной из особенностей месторождения Томпсон является относительно низкое соотношение ультрамафической породы и сульфидов. Однако это обстоятельство может служить существенным доказательством деформации вдоль рудоносного горизонта в связи с тем, что большая часть послойного скольжения ограничена этим горизонтом. Возможно, что во время деформации в результате скольжения руда была мобилизована и перенесена на несколько километров от главной части вмещающих ультрамафитов.

Многие, но не все рудные месторождения располагаются в пелитовых филлитах. Они образуют прерывистые горизонты в тех частях осадков, которые характеризуются кварцитами, доломитами («скарн») и полосчатой толщей железистых кварцитов. Имеется множество черт сходства между положением месторождений Пайп 2 и Берчтри (другое крупное месторождение), с одной стороны, и месторождением Томпсон — с другой, хотя Передери [164] возражает против сопоставления этих двух горизонтов. Амфиболиты с базальтовыми составляющими и редкой подушечной текстурой одновозрастны с этими осадками. Передери [163] отмечал пироксен-спинифексные структуры в некоторых более богатых MgO членах толщи базальтовых пород и коматиитовые характеристики состава рудоносных серпентинитов и многих базальтов на месторождении Томпсон; он предполагает, что почти все эти толщи являются коматиитовыми. Передери рассматривает рудоносные тела как возможные интрузивные проявления коматиитового вулканизма.

Месторождения группы 3. Площадь Якабинди. Месторождение Сикс-Майл на Якабинди, Западная Австралия, является типичным примером месторождения низкосортных руд вкрапленного типа. Оно представляет собой серию линз (рис. 20), внедренных в осадочные породы и фельзические вулканиты, которые подстилают толщу толеитовыхи коматиитовых лав и припо-



Рис. 20. Геологическое строение территории к северу от Якабинди, Западная Австралия [151]. 1 — конгломераты Джонс-Крик — гранитные фации, 2 — конгломераты Джонс-Крик — мафические фации, 3 — конгломераты Джонс-Крик — конгломератовые мафические фации, 4 — дуниты, 5 — перидотиты, 6 — ультрамафические экструзивы (со структурой спинифекс), 7 — базальты, 8 — габбровые силлы, 9 — полосчатые железистые кварциты, окисные, сульфидная фация, 10 — метаосадки аркозовые и вулканокластические, 11 — габбро — расслоенный силл «Катлин Габбро», 12 — направление верхней поверхности слоев течения и спинифекс-структур в потоке ультрамафических пород. 13 — падение и простирание расслоенности, 14 — синклиналь, 15 — антиклиналь с направлением погружения, 16 — сбросы с относительным смещением.

верхностных интрузий. Никелевая сульфидная минерализация наблюдается главным образом в пределах согласной ультрамафической линзы (рис. 21), состоящей из дунитовой сердцевины мощностью 250—300 м, заключенной в оболочке перидотита. Перидотитовая оболочка имеет бо́льшую мощность со стороны, являющейся стратиграфической вершиной, где проявляются циклические изменения в содержании MgO, CaO и Al₂O₃, которые Налдретт и Тернер [151] приписывали фракционной кристаллизации. Они постулировали внедрение магматической каши из оливиновых фенокристаллов, перидотитового и сульфидного расплавов в осадочно-вулканическую массу. Значительные импульсы магмы внезапно заполняли самую верхнюю часть камеры, причем каждый импульс подвергался некоторой дифференциации, давая таким образом начало циклической расслоенности до достижения им поверхности с излиянием в виде коматиитовых дав.

Сульфиды — пирротин, пентландит, хизлевудит и годлевскит — встречаются главным образом в дунитовом ядре, в местах тройного соединения между плотно расположенными оливиновыми зернами. Содержание никеля в этой зоне оценивается в 0,6%, а запасы — в 60·10⁶ т. Более тонкие зоны сульфидов с подобным содержанием также встречаются в перидотите над ядром дунита.

Месторождения группы 3. Другие связанные с коматиитами месторож*дения*. В этой статье приведены данные по другим, связанным с коматиитами месторождениям. К ним относятся месторождения Ланнон, Фишер, Джуан, Даркин, Мак-Магон и Кен, связанные с куполом Камбалда. Более детальное. чем здесь, описание их геологии дано или питируется Россом и Кейсом [179] и булет опубликовано в специальном номере Economic Geology, посвященном никелевым месторождениям Западной Австралии. Месторождение Непиан находится в районе Калгурди — Норсмен и сложено сульфидами, связанными с силлом коматиитов: вся толша пеликом претерпела значительно более сильный региональный метаморфизм, чем Камбалда [100, 10]. Месторождение Маунт-Эдуард [60] расположено на северном окончании купола Унджимулта, в 40 км юго-западнее Камбалды. Сульфиды концентрируются в направлении к основанию двух потоков со структурой спинифекс около четко выраженной неровности в лечажем боку базальтов из ультрамафической толши. Массивные скопления и вкрапленные сульфилы встречаются в потоках, а в меньших количествах также и в осадках между потоками.

Месторождение Мак-Уоттерс [111, 145, 82] располагается на южной границе купола Шо, приблизительно в том же стратиграфическом положении, что и месторождения Лангмуир 1 и 2. Оно сложено массивными сульфидами, в меньшей степени массивными сегрегациями и вкрапленными сульфидами в пределах очень измененной толщи ультрамафических дав. Геология месторождения Марбридж описана Кларком [33], а некоторые стороны минералогии изучены Гратеролом и Налдреттом [81]. Месторождение ассоциируется с коматиитовыми линзами, которые были сильно метаморфизованы при внедрении двух расположенных по соседству более молодых фельзических интрузий. Руды состоят из вкрапленных в перидотите сульфидов и брекчированных ультрамафических обломков в основной массе переотложенного массивного сульфида.

Выводы относительно обстановок нахождения руд, связанных с коматиитами. Важность стратиграфии для поиска руд, связанных с коматиитами, отмечалась в предшествующих описаниях никеленосных сульфидных районов. Современные аналоги тектонических обстановок, благоприятных для концентрации руд (если такие аналоги есть), не совсем ясны.

Руды района Камбалда и района Уиджимулта, расположенного на 40 км юго-западнее, связаны с мафическим и ультрамафическим вулканизмом, которым начался главный вулканический цикл [72]. Этот цикл характеризует-



Рис. 21. а. Очертания дунитовой линзы Сикс-Майл на дневной поверхности. 6. План распределения сульфидной минерализации в линзе Сикс-Майл на горизонте 600 (180 м). в. Вертикальный разрез через линзы Сикс-Майл по линии 336N. SMD 336A — номер скважины. 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — карбонатизированные ультрамафиты; 4 — тальковые сланцы; 5 — основная дайка; 6 — метакварциты; 7 — метаосадки, 8 — содержание Ni > 0.7%, 9 — 0.5% < Ni < 0.7%, 10 — 0.35% < Ni < 0.5%.

ся внезапным переходом от мафического к фельзическому вулканизму и кластическому осаднонакоплению, за которыми следовал подобный цикл, включающий такую же бимодальную серию раннего мафического вулканизма и последующий фельзический вулканизм. Рудных месторождений, связанных со вторым циклом, очень мало. Первый цикл, по-видимому, самый важный на Камбалде.

С другой стороны, в южной части центрального Зимбабве и в поясе Абитиби в Канаде месторождения связаны с ультрамафическими породами основания второго цикла — группой Булавайо в Зимбабве и группой Тисдейл в Канаде. В обоих районах имеются относительно небольшие остатки нижней части раннего цикла, сохранившиеся от воздействия фельзических интрузивов, и, несмотря на редкость связанных с ними месторождений, нельзя утверждать, что этот цикл был изначально менее продуктивен, чем перекрывающий его цикл. Однако очевидно, что нет исключений относительно связи никелевой сульфидной минерализации с первым циклом вулканизма в любом из рассмотренных регионов. Об этом свидетельствуют исследования, проводимые на площади Леонора — Якабинди — Уилуна в Западной Австралии в 500 км севернее Камбалды. Коматииты, вмещающие здесь минерализацию, являются частью второго главного цикла ультрамафической и мафической деятельности; они перекрывают несколько тысяч метров фельзических вулканических пород и ассоциирующихся оссадков [151, 128].

В поясе Абитиби в Канаде самая верхняя часть группы Тислейл коррелируется с группой Блэк-Ривер, лежащей в 100 км восточнее [167]. Базальты и ультрамафические давы нижней части группы Тислейл, так же как такие же породы из района Булавайо в Зимбабве и площади Камбалда — Уиджимулта в Западной Австралии, имеют составы [150], которые полностью совпалают с составами цервоначальных расплавов или лифференциатов первичных расплавов из мантии. Явно виден резкий разрыв в составе вулканической породы в группе Блэк-Ривер, в которой самая верхняя часть сложена базальтами и андезитами (и прослоями фельзических пород), чьи составы весьма подобны составам пород, обнаруженных в современных островных дугах. Наличие или отсутствие субдукции в архее является предметом весьма горячего спора. Независимо от того была она или нет. поролы самой верхней части группы Блэк-Ривер являются вероятно следствием плавления ранее существовавшей вулканической коры [150]. Породы с подобными характеристиками, по-видимому, менее распространены в Западной Австралии, хотя на некоторых площадях их можно обнаружить [91]. Однако возможно, что никель-сульфидоносные коматииты не ассоциируются с повторяющимся типом вулканизма, а встречаются в условиях, где редки породы андезитового состава и любые мафические породы произошли из мантии. Что касается регионального положения, то месторождения ассоциируются с потоками лавы (Камбалда, Маунт-Эдуард, Лангмуир), или непосредственно с подводящими каналами лавовых потоков (Шангани, Лангмуир) или с несколько более глубинными интрузивами, которые, как полагают, являются подводящими каналами коматиитовых лав (Унгава, Якабинди, Томпсон).

Состав никелевых сульфидных руд

Введение. Никелевые сульфидные руды имеют простой минеральный состав. Пирротин, пентландит, халькопирит и в меньших количествах пирит главные сульфиды, содержащие железо, никель, медь, в меньшей степени кобальт и совсем в незначительных количествах элементы платиновой группы и золото, которые являются наиболее важными составными частями руд. В переменных количествах присутствует магнетит; в некоторых случаях это


Рпс. 22. Завпсимость между f_{S_2} , f_{O_2} и a_{FeO} в части системы Fe-S-Oпри температуре 1200°С и общем давлении 1 атм [189]. 💏

отражает количество кислорода в рудной магме, хотя кислород может быть потерян во время кристализации этой магмы [138]. В некоторых случаях руды подвергаются окислению, что приводит к развитию магнетита уже после кристаллизации (см. ниже).

Колебания содержаний железа, серы и кислорода. Способ образования, который, как считают, характерен для большинства никелевых сульфилных руд, обусловливает основные ограничения на количества присутствующего в них магнетита и величину отношения металл/сера в сульфидах. Налпретт [138], обсуждая этот вопрос, отмечал, что сульфидный расплав формируется в силикатной магме и что эта жилкость рассеивается в виде небольших капель в относительно большом объеме силикатной магмы. Состав этих капель уравновешен составом магмы, а летучести кислорода и серы и активности Fe, Ni и Cu должны быть одинаковыми в обеих жилкостях. Сима и Наддретт [189] упростили эту проблему, рассмотрев случай Fe-S-О-жидкости в силикатной магме. Они представили диаграммы (одна из них здесь приведена на рис. 22), на которых были нанесены жидкости в системе Fe — S — O, исходя из fo2, fS2 п аFeO. Они отмечали, что несмешивающаяся сульфид-оксидная жидкость будет развиваться в силикатной магме только тогда, когда значения этих интенсивных параметров в жидкости совпадут с их значениямивмагме. Таким образом, в магме с заданными f_{Ω_2} (которая в значительной степени определяется и до некоторой степени уравновешивается отношением Fe³⁺/Fe²⁺) и а_{FeO} (которая для магм с подобным общим составом и содержанием FeO будет изменяться в довольно ограниченных пределах) будет определена f_{S_2} , при которой магма станет насыщена сульфидной жидкостью. Рис. 22 также показывает, что, точно установив $f_{\rm O_2}$ и $a_{\rm FeO}$, можно определить состав сульфидного расплава, включая содержание в нем серы.

Поскольку отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} и содержание FeO в большинстве мафических и ультрамафических магм колеблются незначительно, относительные количества Fe, S и O в руде также стремятся оставаться внутри известных пределов. Присутствие Ni и Cu в ассоциирующейся магме будет влиять на состав руды; эти металлы более халькофильны, чем железо, поэтому они будут замещать его атом на атом, и мы еще вернемся к этим положениям, касающимся контроля относительных количеств металла, серы и кислорода (будут, конечно, небольшие отклонения из-за различия термодинамических свойств этих трех металлов). Таким образом, например, непзмененная руда ред-

ко содержит более 5% кислорода (в форме магнетита), и отношение металл/сера обычно не отклоняется в значительной степени от отношения, определенного областью пирротина при 600°С. Железо и железоникелевый сплав не являются обычными составными частями этих руд, а троилит, если он присутствует, как правило, ассоциируется с более богатой серой пирротиновой фазой, из которой он выделился. По той же причине количество пирита в магматической руде не может быть больше количества, которое может выйти из пирротина во время остывания от 600°С. Значительное количество пирита является указанием на то, что либо руда не является магматической, либо она впоследствии была изменена.

В некоторых случаях сульфидная руда находится в ассоциации с интрузией, которая при взаимодействии с соседствующими графитовыми сланцами становится насыщенной углеродом [161]. Здесь минеральная ассоциация может иметь необычно высокое отношение металл/сера, но это является результатом ненормальной геологической ситуации, приводящей к необычно высоковосстановленному магматическому расплаву.

Колебания содержаний меди и никеля. В табл. 2 приведены данные по составу большинства рудных месторождений, некоторые из них взяты из литературы, но значительная часть представляет собой результаты пятилетних исследований, проведенных в Торонтском университете. Некоторые из данных были опубликованы Налдреттом и др. [154], Хофманом и др. [99], Налдреттом и Дьюком [144] и Налдреттом и др. (готовится к печати). Другие данные приведены здесь впервые. Что касается данных, полученных в Торонтском университете, результаты для каждого образда были пересчитаны, как если бы образец состоял из 100%-ного сульфида¹, и затем усреднены по каждому месторождению там, где такое усреднение было допустимо.

Там, где встречаются два или несколько различных по составу типов руд, использовалась информация по относительному их преобладанию, например среднее отношение Cu/(Cu + Ni), для взвешивания образцов при определении среднего. Это было сделано только в небольшом числе случаев. Данные по Cu и Ni приведены на рис. 23. Вертикальные и горизонтальные черточки, соединяющие большую часть точек, указывают величину стандартной ошибки метода для каждого элемента. По существу, на этом рисунке представлены все основные данные по составу для рассматриваемых месторождений. Содержание серы для большей части руд колеблется между 38 и 40%; таким образом, количество железа, меди и никеля определяет баланс главных составных частей.

Как можно видеть из рисунка, рудные месторождения подобной ассоциации занимают определенные поля. Большинство архейских, связанных с коматиитами месторождений содержат от 10 до 15% никеля и от 0,5 до 1,5%

¹ Пересчет на содержание металла в 100%-ном сульфиде основан на предпосылке, что сульфидные капли действовали как коллекторы для элементов группы платины. Концентрация металлов в каплях, которые осаждались и срастались, образуя в результате рудные тела, позволяет сравнивать различные рудные месторождения, исключив проблему разбавления руды вмещающим силикатным материалом, неизбежно разного в разных образцах. Почти во всех случаях считается, что весь Ni связан в форме пентлан-дита с содержанием Ni 36%, вся Cu — в форме халькопирита со стехиометрическим составом CuFeS₂, а сера, оставшаяся после вычитания из общего ее содержания той, которая заключена в пентландите и халькопирите, считается связанной в виде моноклинного пирротина. В редких случаях, когда присутствовало слишком много Ni и слишком мало S, чтобы обеспечить такую ассоциацию, руда принималась за ассоциацию пентландита, миллерита и халькопирита. Общее количество сульфида, подсчитанное этим способом, затем использовалось для приведения анализа к 100%-ному сульфиду. Этот метод может привести к ошибкам, если минералогия руды не такая, как используется в подсчете. Однако значительных отклонений от стандартной минералогии почти не наблюдается, а небольшие отклонения вносят ошибки, которые, по сравнению с разбросом данных по любому месторождению, весьма малы.

Таблица 2. Аналитические данные

	Среднее содержание сульфида, %	Ni	Cu	Co	An	Sb	Se	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	δ34S	Zn	Pb	n	Ссылки
Архейские ме	cmopo:	ждения,	связанн	ыеспог	покамі	і комап	nuumo	в (неизл	иененные	?)									
Лангмуир 2	61	$ \begin{array}{c} 14,6 \\ (1,31) \end{array} $	0,67 (0,12)	0,27 (0,02)	45		18	890 (138)	1 6 00 (3 00)	230 (32)	760 (123)	240 (31)	414 (73)	181 (59)	0,3	30	8	31	5
Маунт- Эдуард Камбалла	53	11,3 (0,69) 12 1	1,31 (0,29)	0,27 (0,0 1)	250		144	421 (47)	1 060 (175)	162 (34)	490 (168)	120 (30)	140 (50)	67 (9)		131	32	6	5
Ланнон		12,2	0,84 1,04	0,31				<730 1445	1 314 1 615		803	219	402	402	2,3 (23)				3 7, 8
Фишер Джуан, среднее		14,0 14,4	1,16 0,97	0,34 0,30				1797 1339	2 213 1 894						2,6 (12)				7 7, 8
Шангани		(0 -	0.00					0.07			4097	00	02	50				4 5	Данные автора
массивная руда вкраплен- ная руда		$ \begin{array}{c} 13,7\\(0,55)\\23,7\\(2,70)\end{array} $	0,39 (0,13) НД	0,16 (0,017) НД				837 (229) 2511 (356)	2 762 (354) 5 260 (765)	673 (69) 683 (88)	1024 (181) 1476 (189)	(13) 318 (108)	95 (15) 428 (164)	56 (24) 312 (41)				15 5	
Троян		-																	Данные автора
массивная руда вкраплен- ная руда		10,7 (1,45) 16,3 (0,88)	0,52 (0,14) НД	$ \begin{array}{c c} 0,22 \\ (0,025) \\ 0,43 \\ (0,026) \end{array} $				572 (144) 1628 (76)	2 184 (2 793) 2 783 (170)	363 (77) 372 (28)	1227 (224) 1109 (119)	159 (37) 235 (29)	177 (36) 240 (25)	56 (14) 176 (22)				10 18	
Архейские ме	естора	ждения	, связанн	ные с по	токам	и кома	muum	ов (изме	ненные)		. ,		/						
Лангмунр 1	34	30,2 (5,89)	$\left \begin{array}{c} 0,95\\ (0,25) \end{array} \right $	0,59 (0,009)			100 (26)	2660 (45)	6 350 (2 194)	460 (109)	1240 (294)	420 (91)	1020 (220)	460 (138)	-1,9	14	6	7	12

А. Дж. Налдретт

290

	1		1	1 1	1		1 1	
Мак-Уот- терс Марбридж Ипок	60	21,0 (2,56) 6,5	0,52 (0,07) 0,38	0,32 (0,065)				1134 (537) 360
массивная руда вкраплен- ная руда Даркин Мак-Магон Кен Непиан		21,3 (1,61) 30,0 (1,52) 18,0 12,0 15,0 21,2	0,35 (0,064) НД 1,30 1,05 1,19 1,33	0,27 (0,014) НД 0,34 0,31 0,33 0,35			50	624 (82) 4202 (768) 2277 1400 1169 1824
Маунт-Уин- дарра	v <i>a</i> mul	Im of the	динитов	ле линзы			(17) 16 (24)	10-1
Грасиснае ил Бетено Космик-Бей (Форрес- тания) Персиверанс	2,4	35	0,6				20 (7) 11 (9)	
Протерозойсн	кие ко.	матиит	ы					
Доналдсон- Уэст Катинпг	40 43	15,5 (0,31) 10,5 (0,36)	3,7 (0,26) 3,11 (0,83)	0,23 (0,007) 0,21 (0,005)	136	16	99	4130 (682) 3320 (434)
Коматииты	Мани	тобы						
Пайп Манибридж	83	3,96 (0,13) 10,00	0,16 (0,016) 0,75	0,156 (0,003)	139			54 (7) 950

2 391 (756) 920 1 310 (154) 9 111 (1 792) 3 041 1 636 1 937 2 890	726 (118) 80 1436 (136) 1160 (210)	1466 (272) 4938 (414) 3138 (568)	562 (117) 598 (49) 461 (47)	532 (103) 668 (66) 511 (50)	156 (69) 180 155 (21) 695 (109)	2,4 -1,9	5 14 5	Данные автора 4 Данные автора 7 7 7 7, 10 11 12	Сульфидные нике
3 098				775	130			1	левые м
						-2,2 (3)		9, 10	есторождени
15 530 (3 886) 6 710 (462)	800 (103) 640 (61)	1980 (350) 1364 (206)	320 (53) 230 (30)	380 (55) 350 (45)	460 (94) 260 (64)	3,5 4	$\begin{bmatrix}2&11&23\\&23\end{bmatrix}$	5 5	19
122 (14) 2 600	35 (8) 260	217 (22)	55 (3)	107 (10)	57 (11) 240	4,1 1	2 9 25	5	291

Продолжение ′	табл. 2	2
---------------	---------	---

N	
9	
\mathbb{N}	

А. Дж. Налдретт

	Среднее содержание сульфида, %	Ni	Cu	Со	As	Sb	Se	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	δ34S	Zn	Ър	n	Ссылки
Садбери																			
Левак-Уэст	1		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		ł	
главная	57	5.73	3.72	0.16	< 3.5	< 0.25	92	1 1 50	1 250	186	60	47	22	150	2 58	227	31	21	5
руда		(0.31)	(1.95)	(0.008)		_ 0,20		(108)	(225)	(32)	(14)	(11)	(4)	(43)	2,00		Ŭ.		Ū
богатые	93	2,61	27.8	0.027	< 3.1	< 0.2	194	3 370	5948	< 10	< 3	0.3	$\frac{1}{2}$	167	3.13	3716	258	4	2
Си про-		(0,95)	(2, 59)	(0.009)				(1 693)	$(2\ 028)$			(0, 12)		(65)	-,				
жилки								l` í	. ,	1									
Страткона	55	3,63	1,23	0,15				420	370	30	21	12	8	54		233	26	37	6
		(0,13)	(0,18)	(0,012)				(69)	(60)	(4,7)	(4,4)	(2,4)	(1,6)	(11)					
Си-зона	90	0,51	32, 3	0,087				137	4 0	4	3	0,2	2	13		2750		1	6
Литл-Сто-	24	3,89	4,41	0,19	16 0	< 2,4	94	1 930	2 12 0	120	12 0	62	29	860	1,08	100	15	23	5
би 1		(0,08)	(0, 65)	(0,003)				(415)	(344)	(12)	(16)	(6)	(3)	(23)					
Литл-Сто-	40	4,00	3,60	0,17	93	< 1,3	100	2 1 3 0	3 170	300	250	110	46	860	-0,46	96	14	11	5
би 2		(0,18)	(0, 65)	(0,004)				(871)	(8,29)	(28)	(40)	(14)	(7)	(314)			. 1		
Фалкон-	71	(5,35)	1,52	0, 22				550	380	290	230	140	40	170		120	- 14	23	6
бридж]	(0,14)	(0,39)	(0,014)				(190)	(95)	(28)	(31)	(14)	(6)	(160)					
Другие связат	нные с	габбро З	месторо	ждения															
Монткалм	163 1	4,31	1,38	0.24	<3		36	58	17	2.4	3.7	0.7	< 1.5	82	-1.81	44	17	21	5
		(0, 21)	(0, 22)	(0,014)				(7)	(3)	(0, 29)	(0,56)	(0,09)	,-	(12)	_ ,				-
Эспедален	16	6,65	2,01					330	250	36	48	26	27	280				6	5
		(0, 43)	(0, 48)					(84)	(36)	(17)	(16)	(9)	(10)	(71)					
Печенга		4,6	2,45					600	500		· /		, ,	200				Ì	13
Каничи	54	6,63	8,09	0,27				3 870	13 67 0	550	450	550	3 90	2370				14	Данные
		(0, 594)	(2,28)	(0,021)				(691)	(2 493)	(82)	(74)	(101)	(74)	(793)					автора
Кенбридж	40	8,92	2,21	0,21				772	243	30	19	15	15	562			1	9	То же
		(0,37)	(0,53)	(0,017)				(194)	(43)	(4,7)	(5, 3)	(1,4)	(3, 6)	(264)					
	1									1						Ì	Í	Ī	

			1]	1	1	1	I	1	1	.	·	1	1		1	
Платобазаль	ты			_														
Ми н намакс	19	3,91] 17,2	0,37	1	1	1	2640	8 840	120	120	48	< 53	1170	1	1 1	22	5
		(0,32)	(1,60)	(0,082)				(950)	(4 534)	(24)	(26)	(10)	(13)	(292)				
Грейт-	8,5	5,23	9,76	0,20				5580	$22\ 450$	600	310	64	120	2590			29	Данные
Лейкс		(0,45)	(0,87)	(0,004)				(792)	(2 622)	(66)	(43)	(9)	(22)	(285)				автора
Инсизва	39	8 32	7.56	0.22				4 495	2 393	263	498	297	190	1344			15	Ланные
исключая		(0.83)	(1.06)	(0.028)				(824)	(361)	(30)	(120)	(55)	(44)	(267)			10	автора
богатые		(0,00)	(- / /	(-,)				(02-)	(001)	(00)	(.==)	(00)	(11)	(201)				abropa
Си руды								:									- (
богатые	60	7,92	17,41	0,149				4 452	3 810	463	738	239	162	1526			6	
Си руды		(0, 84)	(6,28)	(0,044)				(1 387)	(1 252)	(160)	(482)	(103)	(65)	(863)				
Талнах		,						. ,	` '	, ,	Ì` '							
среднее		7,60	10,90					13 700	36 000	2440	1500	1500	950	1600				14
Комсо-	86	5,50	8,72	0,15				4 460	19 330	1210	324	104	67	600			2	Дапные
мольское																		автора
Норильск																		
пикрито-		9,0	10,8					18 000	$47\ 000$	1700				1600			Ì	4
вая руда		7 0	10.0					15 900	19.400					1700	Į			
таксито-		7,0	10,9		ļ			15200	42 100	1400				1700				4
вая руда (1		1 1	1	l		1	l	l			I	ł		1	1 1	.	1
Хондриты																		
срединй								1 021	545	200	690	540	514	152				5
углероди-																		
стый																		
хондрит						ļ												
типа 1																•		
]	1	ļ	1	1	1	1			I			ļ	I i	{	ł			

Примечание. Содержания Ni, Cu, Co даны в процентах, As, Sb, Se, Zn и Ph – в мли⁻¹. Au и элементов группы платины – в млрд⁻¹. НД – не достоверно, n – количество образцов при подечете среднего. Цифры в скобках ниже значения показывают стащартную ошнбку метода. Ni, Cu, S определялись реитсенофлюоресцентным методом в X-Ray Assay Laboratories Ltd; Co, Zn, Pb – атомно-абсорбщонным методом; As, Se определялись методом INA; Au и элементы группы платины определялись пробирным анализом и INA; δ³⁴ S определялюсь в Geochron Laboratories Inc. Ссылки: 1. Гровс и Кейс, 1979 [85]; 2. Хофман и др., 1979 [99]; 3. Кейс и Девидсон, 1976 [110]; 4. Налдретт и Кабри, 1976 [143]; 5. Наддретт и Дьюк, 1980 [144]; 6. Налдретт и др., готовится к печати; 7. Росс и Кейс, 1977 [179]; 8. Секкомб и др., 1981 [187]; 9. Гровс, неотубликованные данные; 10. Доннелли и др., 1977 [49]; 11. Барретт и др., 1976 [10]; 12. Секкомб и др., 1978; 13. Горбунов, 1968 [79]; 14. Смирнов, 1977 [195].

Сульфидные никелевые месторождения

293



меди. Исключения составляют рудный столб Даркин и месторождения Непиан в Западной Австралии, Ипок в Зимбабве и Лангмуир 1 и Мак-Уоттерс в Онтарио. По описанию Росса и Кейса [179], месторождение Даркин содержит значительные количества гипергенной руды, а месторождение Непиан подвергалось сильнейшему метаморфизму [10]. Сульфиды на месторождении Лангмуир 1 превращены в магнетит без разрушения первоначальной штокверковой структуры руды [83]. Месторождения и Ипок, и Мак-Уоттерс находятся в породах, которые очень сильно изменены до талька и карбоната. Во всех этих случаях изначальное отношение никель/сера в рудах, по-видимому, возрастало или при удалении серы и железа, или посредством добавки никеля, и этим объясняется высокое содержание никеля в сульфиде. Химические преобразования в сульфидах, рассмотрены в последнем разделе.

Рудные месторождения, связанные с протерозойскими коматиитами пояса Унгава, характеризуются обычными содержаниями никеля (10—16%), но значительно большими содержаниями меди (3—4%), чем другие, связанные с коматиитами месторождения.

Месторождения группы Садбери содержат от 3 до 6% никеля и 1—5% меди. Нижний предел содержания меди (1%) определен по данным опробования месторождения Страткона и, как будет обсуждено далее, оказывается, вероятно, слишком малым, так как является результатом пристрастного опробования. Для Садбери, вероятно, более правильны содержания меди в интервале от 2 до 5%. Данные, приведенные здесь для месторождения Страткона, совпадают с исследованиями Налдретта и Куллеруда [147] и Кауана [39], которые отмечали четкую зональность в распределении меди и никеля и увеличение отношения Cu/Ni от висячего к лежачему боку месторождения. Такая же зональность на месторождении Левак-Уэст аналогична зональности элементов платиновой группы и освещена в следующем разделе.

Рис. 23. а. Содержание сульфидов Ni и Cu в различных Ni-Cu-сульфидных рудах. Как показано, различные типы руд попадают в хорошо различимые площади, за исключением площадей измененных образований, причем обогащенные никелем архейские месторождения, связанные с коматиитами, не включены в это поле, а месторождение Каничи не включено в поле, определяемое месторождениями, связанными с габбро в зеленокаменных поясах. Черточки показывают среднюю стандартную ошибку (плюс-минус) метода там, где она известна.

^{6.} Модель изменений содержания Ni и Cu в рудах, связанных с определенным типом магмы и вызванных изменением значений R. Кривые отражают изменения R, причем отметки, нанесенные при наибольших значениях Ni и Cu, эквивалентны log R < 5, а последующие штрпхи определяют log R = 3; 2,5; 2; 1 последовательно. Точечная линия показывает подобное изменение для месторождения Грейт-Лейкс с допущением, что содержания Pt и Pd в сульфидах при равновесии с вмещающей магмой и значении log R = 10 были теми же, что и на месторождении Талнах. Затем руда подсчитывалась, будучи уравновененой при log R = 3,34.

новсисили ири ири ири из каказанными в равновесии с сульфидными рудами, показанными на рис. б. Штриховая линия показывает эффект от фракционной кристаллизации 50% оливина из состава, обозначенного «архейские коматипты». Точка А и пунктирная линия указывают направление фракционирования жидкости, если жидкость, обозначенная «архейские коматипты», сама возникла в результате отделения 20% оливина. (Заметим, что рисунки 23, б и в помещены здесь для облагчения сравнения их с рисунком 23, а, а в тексте они обсуждаются лишь позднее.)

рпсунки 23, 6 и в Помещены здесь для оолегчения сравнения их с рисунком 23, а, а в тексте они обсуждаются лишь позднее.) A pxeйские коматиити: KAM — Камбалда-Хедс, LUN — Ланнон, McM — Мак-Магон,<math>F = Фишер, J = Джуан, D = Даркин, NEP = Неплан, LI = Лангмуир 1, L2 =Лангмуир 2, McW — Мак-Уоттерс, <math>EP = Ипок, SHA = Шангани, TR = Троян, MtE =Маунт-Эдуард. Другие коматииты: <math>P = Пайп. MAN = Манибридж, ДОN = Доналдсон-Уэст, KAT = Катиниг. Другие габбро: PEC = Печенга, ESP = Эспедален, KAN =Каничи, KEN = Кенбридж, MONT = Монткалм. Садбери: S1 = Страткона 1, S2 =Страткона 2, оконтурено по отношению Cu/Ni как резервные руды, LS1 = Литл-Стоби 1,<math>LS2 = Литл-Стоби 2, LW = Левак-Уэст. Платобазальты: INS = Инсизва, TAL =Талнах. NORP = норильские шикриты, GTL = Грейт-Лейкс, MIN = Миннамакс. Предполагается, что состав в значительной степени изменен после внедрения.

Месторождения, связанные с интрузиями, которые являются частью платобазальтового вулканизма, характеризуются более высокими концентрациями меди, чем никеля, в сульфидах, при этом содержания меди колеблются от 9,7% на месторождении Грейт-Лейкс до приблизительно 17% на месторождении Миннамакс комплекса Дулут, а содержания никеля — от 4% на месторождении Миннамакс до примерно 9% в рудах Норильска — Талнаха.

Генкин и др. [74] подчеркивали четкую зональность, существующую в рудах Норильска — Талнаха, при которой отношение медь/никель и общее содержание меди значительно выше в массивных рудах, находящихся в основании рудных тел, и в трещинах в подстилающих вмещающих породах, чем во вкрапленной руде в перекрывающих пикритах и габбро. Эта зональность очень похожа на зональность месторождения Страткона. Образцы из некоторых массивных руд месторождения Инсизва также имеют значительно более высокие содержания меди, чем вкрапленная руда, тогда как другие образцы имеют отношение медь/никель такое же, как во вкрапленной руде. По-видимому, здесь также происходил процесс сегрегации руды, богатой медью, хотя и без того пространственного взаимоотношения с вмещающей интрузией, какое существует на месторождениях Садбери и Норильска.

Образцы массивных руд месторождения Инсизва для наших анализов были взяты из коллекции Шольца, ныне находящейся в университете Стелленбос, но их точное положение в рудном контуре не ясно. Из описания Шольца [182] следует, что большая часть массивных руд встречается в виде сегрегаций, которые занимают трешины, секушие как контакт габбро, так и ороговикованные вмешающие породы поблизости от основания интрузива. Любой средний состав разнообразных руд Инсизва требует тшательного взвешивания различных типов руды. Относительные содержания этих типов неизвестны. Опнако Шольп указывает, что обшее отношение Cu/(Cu + Ni). вероятно, находится между 0.33 и 0.4. Невозможно получить такое отношение из наших данных, так как оба типа руды имеют более высокое отношение. Поэтому картина, данная для месторождения Инсизва, представляет собой среднее из всех имевшихся образцов, кроме шести, богатых медью. Среднее для богатых медью образцов дано отдельно в табл. 2, так как они. по-вилимому, представляют собой очень редкий тип руды с интересной минералогией и поэтому особо отмеченный Шольцем при опробовании в его исследовании 1936 г.¹

Содержания рудных компонентов в месторождениях, связанных с толеитовыми интрузиями в зеленокаменных поясах, за исключением месторождения Каничи, колеблются для никеля от 4,5 до 9% и для меди от 1,3 до 2,5%. Значения содержаний для месторождения Эспедален, ассоциирующегося с аллохтонной докембрийской интрузией, также попадают в эти пределы. Месторождение Каничи в значительной степени богаче медью, чем большинство подобных образований, и похоже на месторождения, связанные с платобазальтами; такое сходство также отражается на содержании в этом месторождении элементов группы платины, что обсуждается ниже.

Кобальт. В месторождениях, связанных с коматиитами, содержания кобальта обычно колеблются в пределах от 0,22 до 0,34%, хотя на месторождении Шангани они составляют несколько менее 0,16%. Содержания для месторождений Камбалда, Джуан, Фишер, Ланнон и Мак-Магон обычно составляют около 0,3%, хотя среднее для месторождения Камбалда, приведенное Россом и Кейсом [179], равно 0,26%. Месторождения в измененных коматиитах имеют более высокие содержания кобальта, а в месторождении Пайп со-

¹ После написания этого очерка автор исследовал штольню на месторождении Инсизва и может теперь подтвердить, что богатая медью руда встречается в редких прожилках, которые слагают незначительную часть руды.

держания ниже типичных. Протерозойские коматииты Унгавы содержат 0,21 и 0,23%, руды Садбери — от 0,15 до 0,20%. По немногочисленным данным, в месторождениях, связанных с толеитовыми габбро зеленокаменных поясов, концентрации кобальта составляют около 0,2%. Незначительное количество данных получено для месторождений, связанных с платобазальтами, но они не очень достоверны; это может быть следствием того, что либо массивная (до вкрапленной) руда недостаточно хорошо изучена, либо содержание сульфидов в данной руде так низко, что, несмотря на высокую концентрацию в сульфидах, реальное содержание в образдах руд близко к пределу обнаружения использовавшимся аналитическим методом (атомная абсорбция), а экстраполяция на 100%-ные сульфиды сильно увеличивает ошибку.

Элементы платиновой группы. Введение. В табл. 2 привелены ланные по этим элементам, пересчитанные, как это обсуждалось ранее, на концентрации, ожилаемые в 100%-ных сульфилах. Большая часть привеленных данных. особенно наиболее полные из них, взяты из проекта Торонтского университета, на который уже ссылались. Аналитические метолы, использовавшиеся в этих исследованиях для определения элементов платиновой группы, были описаны Хофманом и др. [98]. Что касается большинства месторождений, то по ним были отобраны от 20 до 40 образдов, чтобы, насколько это было возможно, представить различные типы руд. Вес большей части образнов составлял 1-2 кг: они были разпроблены, и отделенная часть весом 500 г измельчена. Во всех случаях анализировались две навески по 50 г. Невозможно определить точную сортность месторождения на основе такого ограниченного количества образцов, возможно лишь определить содержание элементов платиновой группы в сульфидах и отношение никеля к различным элементам платиновой группы в пределах приемлемого предела погрешности. Что касается других описанных выше элементов, то результаты были пересчитаны на содержание металла в 100%-ном сульфиде и затем усреднены для каждого месторождения. Они также приведены в виде диаграммы на рис. 24-30. Для того чтобы сгладить межэлементные различия и облегчить сравнение кривых по различным месторождениям, результаты анализов в табл. 2 нормализованы по углистым хондритам типа I, данные о которых также привелены в табл. 2.

Из табл. 2 ясно видно, что для большинства месторождений стандартная опшбка метода очень велика. Разнообразие процессов, включая фракционную кристаллизацию (сопровождающуюся фильтрующим выжиманием) и тепловую диффузию во время остывания, способствует перераспределению металлов в руде после внедрения сульфидной рудной магмы и, как полагают, объясняет большие стандартные ошибки определений. В значительной части этого раздела рассматриваются скорее изменения внутри месторождения, чем между месторождениями, и, таким образом, важнее знать, насколько хорошо метод характеризует данное месторождение, чем насколько близко анализ любого единичного образца характеризует образец. Более того, на рис. 24—30 черточки ограничивают разброс значений для каждого элемента; границы установлены по среднему значению плюс-минус стандартная ошибка метода; все они нормализованы по содержанию элементов в хондритах C1.

Архейские месторождения, связанные с коматиитами. Данные по пяти месторождениям этого типа: район Камбалда в Западной Австралии [110], месторождение Маунт-Эдуард в районе Уиджимулта, Западная Австралия, месторождение Лангмуир 2 близ Тимминса, Онтарио, и месторождения Шангани и Троян в Зимбабве — представлены на рис. 24, а. Три из этих месторождений в многочисленных более ранних статьях, например [144], использовались как эталон для сравнения и также будут использованы в этой статье. Данные по трем другим месторождениям: Мак-Уоттерс, Лангмуир 1 и Ипок — сравниваются с предыдущими на рис. 24, б. Они расположены в



Рис. 24. а. Данные по элементам платпновой группы для пяти месторождений, связанных с архейскими коматинтами. Средние содержания в 100%-ных сульфидах, приведенные в табл. 2, разделены нâ относительные содержания данного элемента в углеропистых хондритах типа 1 и нанесены здесь в логарифмическом масштабе. Вертикальные черточки показывают среднее плюс-минус стандартная ошибка метода. Данные по месторождениям Лангмуир 2. Камбалда и Маунт-Эдуард старые и уже использовались в прелылущих публикациях как основа для сравнения. Подобным же образом они используются в данной статье на следующих рисунках этого типа. на которых область, куда они попадают, обозначена «типичные ксматипты».

6. Данные по элементам платиновой группы для трех архейских связанных с коматинтами месторождений, на состав которых, по-видимому, сильно воздействовало последующее изменение.

сильно измененных породах, отличаются рудной минералогией, несущей признаки изменения, и, как было указано выше, имеют содержание никеля, которое, по-видимому, повысилось в результате этих изменений. Для всех месторождений получены похожие относительно пологие кривые с содержаниями, близкими или несколько большими, чем в хондритах, и относительно низким отношением Pt/(Pt + Pd) и (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os). Сравнение данных по месторождению Лангмуир 1 с данными по менее измененным рудам месторождения Лангмуир 2 указывает на то, что содержания элементов платиновой группы могли возрасти в 2—2,5 раза в процессе изменения, и это также, по-видимому, применимо к содержанию никеля.



Рис. 25. Данные по элементам платиновой группы для связанных с протерозойскими коматиитами месторождений полуострова Унгава (Доналдсон-Уэст и Катиниг) и никелевого пояса Манитоба. Условные обозначения те же, что на рис. 24.

Рис. 26. Данные по элементам платиновой группы для месторождений Литл-Стобп 1 и 2 п Левак-Уэст. Условные обозначения те же, что на рис. 24.

Росс и Кейс [179] отмечают, что на некоторых месторождениях Камбалды богатые медью прожилки в базальте, подстилающем массивную руду, также обогащены палладием. Кроме того, они отмечают систематическое возрастание содержания Pd и уменьшение содержания Ir по направлению вверх во вкрапленной руде, перекрывающей массивную руду.

Другие связанные с коматиитами месторождения. На рис. 25 сравниваются данные по двум месторождениям, связанным с протерозойскими кома-



Рис. 27. Данные по элементам платиновой группы для месторождений Фалконбридж и Страткона района Садбери. Условные обозначения те же, что на рис. 24.

типтами Унгава, и месторождениям, связанным с архейскими коматиитами. Два месторождения имеют сходные содержания элементов платиновой группы, подтверждая точку зрения о том, что по результатам опробования и анализов получены данные, которые адекватно характеризуют месторождения. Кривые отличаются от кривых для архейского поля, во-первых, высоким содержанием палладия и более высокими отношениями (Pt + Pd) / (Ru + + Ir + Os). Объяснение этого различия, как думают, заключается в более низком содержании MgO (~19%) в рудоносных магмах по сравнению с архейскими магмами (24-27%), что рассматривается ниже.

На рис. 25 также приведены данные по месторождению Пайп никелевого пояса Манитобы. Кривые по этому месторождению пмеют пологий профиль, типичный для архейских месторождений, а содержания элементов платиновой группы в 3—10 раз меньше, чем в архейских. Причины этого также обсуждаются ниже.

Садбери. На рис. 26 приведены данные по месторождениям района Садбери: Литл-Стоби 1 и 2 и Левак-Уэст. Левак-Уэст является типичным месторождением, находящимся на северном фланге бассейна Садбери. Другое типичное месторождение Литл-Стоби 1 расположено на контракте Никеленосного илутона вдоль южного фланга, тогда как месторождение Литл-Стоби 2 имеет показатели, характерные для месторождений, образовавшихся вблизи материнских интрузий. Описание месторождений совместно с данными по отдельным пробам и их положению даны Хофманом и др. [99]. Руды всех этих месторождений характеризуются более высокими содержаниями Pt и Pd и значительно более низкими содержаниями Ru, Ir и Os, чем хондриты, что приводит к высокому значению отношения (Pt + Pd) / (Ru + Ir + Os). Для месторождения Левак-Уэст характерны самые низкие, а для месторождения Литл-Стоби 2 самые высокие концентрации большинства элементов.

На рис. 27 сравниваются данные по месторождениям Страткона и Фалконбридж (Налдретт и др., готовится к печати) с данными по трем перечи-



Рис. 28. а. Данные по элементам платиновой группы, иллюстрирующие зональность типов руд на руднике Страткона. Условные обозначения те же, что на рис. 24. б. То же для рудника Левак-Уэст.





Рис. 30. Данные по элементам платиновой группы для некоторых месторождений, связанных с габбро. Условные обозначения те же, что на рис. 24.

сленным месторождениям. Месторождение Страткона характеризуется подобным же крутым профилем кривых, но абсолютные концентрации составляют только от ¹/₃ до ¹/₁₀ их уровня на месторождении Левак-Уэст. Это обстоятельство является весьма странным, если принять во внимание сходство географии и геологии этих двух месторождений. Месторождение Фалконбридж является также необычным в том, что хотя уровни содержаний Os, Ir, Ru и Rh приближаются к самым высоким, известным к настоящему времени для Садбери (Литл-Стоби 2), содержания Pt и Pd значительно ниже и приближаются к содержаниям, характерным для месторождения Страткона.

Ланные по элементам платиновой группы иля месторождения Страткона выявляют в пределах месторождения ярко выраженную зональность (рис. 28, а), которая подобна зональности, ранее описанной для Ni и Cu, и которая совпадает с зональностью, показанной по отдельным выборкам минералов [109]. На месторожлении Страткона развиты четыре типа руд [39, 1]: 1) руды висячего бока, вкрапленные в содержащие ксенолиты нориты; 2) рулы гранитной брекчии (главная зона), расположенные в пределах брекчированных гнейсов и норитов лежачего бока: 3) рулы лежачего бока (глубокая зона), состоящие из массивных сульфидных прожилков, выполняющих трещины в гнейсах под рудой гранитной брекчии; 4) количественно менее важные руды глубокой медной зоны в породах дежачего бока. Руда гранитной брекчии показывает наклонный профиль [(Pt + Pd) / (Ru + Ir + Os) = 34],несколько более крутой, чем типичный для Садбери. Руда лежачего бока дает еще более крутой профиль с отношением (Pt + Pd) / (Ru + Ir + Os)> > 134. Значения содержаний Ru. Ir и Os в этой руде настолько малы, что наши рисунки отражают только максимальные концентрации. С другой стороны, руды висячего бока имеют необычно пологий профиль с отношением (Pt + Pd) / (Ru + Ir + Os) = 2.2. Налдретт и др. проанализировали только один образец руды из медной зоны, но он оказался чрезвычайно обедненным элементами группы платины и золотом, настолько, что авторы в этом случае также смогли нанести только максимальные значения концентраций Rh. Ru, Ir и Os, поэтому наклон этого профиля точно не известен, хотя он несомненно является крутым.

Хотя руда месторождения Левак-Уэст, однотипная с рудой висячего бока на месторождении Страткона, не разрабатывается и не была опробована, однако различия в значениях содержаний элементов группы платины, описанные Хофманом и др. [99], между рудными зонами гранитной брекчии и лежачего бока (рис. 28, б) весьма сходны с различиями, обнаруженными между аналогичными рудными зонами месторождения Страткона.

Месторождения, связанные с масмой платобазальтов. На рис. 29 сравниваются данные по месторождениям этой ассоциации с данными по месторождению Садбери. Здесь рассмотрены раннетриасовые месторождения Норильска — Талнаха в Сибири (панные Смирнова [195], подсчитанные, как описано у Налдретта и Кабри [143]), месторождение Миннамакс в комплексе Дулут с возрастом 1,1 млрд. лет, Миннесота, никелевое месторождение Грейт-Лейкс, также связанное с интрузией, имеющей возраст 1,1 млрд. лет, западнее залива Тандер. Онтарио, и месторождение в районе Инсизвы. Транскей. Все четыре месторождения характеризуются значительно более высокими содержаниями Pt, Pd и Au, чем типичные месторождения Садбери. Месторождение Инсизва отличается от других значительно более высокими значениями отношения Pt/ (Pt + Pd), равного 0,65, и низкими значениями (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os), равного 6,99. Эти данные указывают на то, что рассматриваемые отношения являются функцией степени дифференциации вмещающей магмы, а месторождение Инсизва дифференцировано менее других (см. ниже).

На зональность Норильско-Талнахских месторождений по меди уже ссылались, и интересно было бы обнаружить такие же изменения по элементам платиновой группы, как на месторождениях Страткона и Левак-Уэст в Садбери. Данные, приведенные в табл. 2 по месторождению Комсомольское, являются средними по двум образцам массивной руды из основания этого



Рис. 31. Сопоставление содержаний Zn п Pb п содержания сульфида (в %) в образцах (подсчет производился, как описано в тексте) для всех месторождений, по которым имеются данные.

месторождения, любезно предоставленным П. Торнхиллом из Falconbridge Nickel Mines Ltd. Они имеют отношение (Pt + Pd) / (Ru + Ir + Os), равное 4,8, что в сравнении со средним по Талнаху (12,6) позволяет предполагать обеднение Ru, Ir и Os базальных скоплений массивной руды.

Другие месторождения, связанные с габбро. Для всех этих месторождений типичны крутые профили кривых, характеризующих габбровые магмы (рис. 30), хотя изменения в уровне содержаний элементов платиновой группы очень значительны: от самых высоких на месторождении Каничи, в котором концентрации такие же, как на месторождениях, связанных с платобазальтами, до самых низких в рудах месторождения Монткалм, в котором уровни содержаний элементов платиновой группы являются почти такими же низкими, как в некоторых мафических и ультрамафических породах. Причины таких экстремально низких уровней, обнаруженных на месторождении Монткалм, рассмотрены ниже.

Цинк и свинец. Содержания цинка и свинца определялись в образцах с 11 месторождений. Отдельные анализы по каждому месторождению нанесены на рис. 31 в зависимости от вычисленного весового процентного содержания сульфида в образце. Данные не были пересчитаны на содержание металов в 100%-ных сульфидах по причине, которая ниже станет очевидной.

В 9 из 11 месторождений данные по цинку указывают на отсутствие коррелятии с содержаниями сульфила. На месторождении Фалконбрилж существует слабая отрицательная корреляция, предполагающая, что силикатная вмещающая порода, возможно, была более богата цинком, чем сульфиды. На месторождении Страткона существует слабая положительная корреляция, которая является следствием того, что три типа руд — руды висячего бока, брекчии и лежачего бока — имеют одновременно как постепенное повышение содержаний цинка, так и более высокие содержания сульфида. Отсутствие на большинстве месторождений какой-либо корреляции с солержанием сульфидов можно понять, если цинк распределяется приблизительно поровну между магматическими сульфидами и силикатной вмешающей поропой — поведение, которое согласуется с экспериментальными определениями Симадзаки и Мак-Лина [190], обсуждаемыми ниже. Мы уже ссылались на зональность по меди, никелю и элементам платиновой группы на месторождениях Страткона и Левак-Уэст. Она приписывается (см. ниже) фракционной кристаллизации моносульфидного твердого раствора из сульфидного расплава, причем Cu, Ni, Pt и Pd отдают предпочтение сульфидному расплаву. Наши данные указывают на то, что цинк также предпочитает сульфидный расплав твердому раствору. Что касается месторожления Фалконбридж, то отметим (ниже), что руда на этом месторождении, по-видимому, является моносульфидным твердым раствором, ранней раскристаллизовавшейся фракпией рудного флюида. Поэтому сульфиды будут здесь обеднены цинком по сравнению с сульфидным расплавом, из которого они выкристаллизовались; этим объясняется обеднение ассоциирующихся с ними вмещающих пород и отрицательная корреляция между содержаниями цинка и сульфила. Можно предполагать подобную отрицательную корреляцию в равноценной руде ранней стадии кристаллизации на месторождении Страткона (собственно руда висячего бока), и даже если эти данные игнорировать, то фактически здесь все равно имеет место слабая отрицательная корреляция.

На рис. 31 все точки свинца без впдимой корреляции сильно разбросаны, указывая на то, что этот металл в равной степени находится как в сульфидах, так и в силикатах. Значительный разброс этих данных, как в рудах, богатых силикатами, так и в богатых сульфидами, предполагает, что этот металл очень подвижен. Отсутствие видимого предпочтения либо силикатов, либо сульфидов в свою очередь согласуется с низкими коэффициентами разделения, отмеченными для свинца Симадзаки и Мак-Лином [190] (также см. ниже).

Мышьяк, селен и изотопы серы. В табл. 2 для ряда месторождений приведены средние содержания мышьяка, пересчитанные на 100%-ный сульфид. Месторождение Маунт-Эдуард — единственное изученное архейское месторождение, связанное с коматиитами, оно имеет удивительно высокое среднее содержание мышьяка, равное 250 млн⁻¹. Протерозойское связанное с коматиитами месторождение Доналдсон-Уэст имеет среднее содержание мышьяка, равное 136. Концентрация мышьяка на месторождении Монткалм ниже предела обнаружения, равного 3 млн⁻¹. Значительные колебания наблюдались между северным и южным флангами рудного поля Садбери. Содержание мышьяка на месторождении Левак-Уэст ниже предела обнаружения, а на месторождениях Литл-Стоби 1 и 2 средние содержания

20 - 01244



Рис. 32. Гистограммы данных по изотопам серы для ряда месторождений. Цифры в кружках указывают общее число анализов для каждого месторождения. 1 — Лангмуир 1; 2 — Лангмуир 2; 3 — Литл-Стоби 1; 4 — Литл-Стоби 2; 5 — брекчиевая руда; 6 — руда лежачего бока; 7 — медные прожилки.

составляют соответственно 160 млн⁻¹ и 93 млн⁻¹. Различие между северным и южным флангами совпадает с наблюдениями Холи [93], который отмечал, что проявления арсенидов ограничены южным флангом и месторождениями вне материнской интрузии (офсетными).

В табл. 2 также приведены уровни содержаний селена в 100%-ном сульфиде. На трех месторождениях района Садбери — Левак-Уэст и Литл-Стоби 1 и 2 — средние значения составляют от 90 до 100 мдн⁻¹. Содержание на месторождении Доналдсон-Уэст составляет 99 млн-1, на Лангмуире 1-100 млн-1 месторождении Маунт-Эдуард — 144 млн⁻¹. Низкие на значения: 11. 16, 18, 20, 28 и 36 млн⁻¹ — наблюдались соответственно на месторожлениях Лангмуир 2, Пайп, Персиверанс, Маунт-Уиндарра (Западная Австралия), Космик-Бей (Форрестания, Западная Австралия) и Монткалм. Уровень 100 млн⁻¹ в массивных сульфидах соответствует отношению S/Se, равному 2900. Отношения от 2000 по 10 000 рассматриваются как обычные для магматических сульфидных руд, а значения $> 20\,000$ типичны для осадочных сульфидов. Хотя интерпретация на основе отношения S/Se подвержена ошибке [198], высокие значения отношения S/Se использовались как доказательства, помогающие определить, что при образовании месторождения Маунт-Уиндарра могла происходить ассимиляция осадочного сульфида [186]. Грин [82] предполагал, что ассимиляция частично была причиной минерализации на месторождении Лангмуир 2 и высокое отношение S/Se на месторождении Пайп также согласуется с моделью ассимиляции, предложенной Налдреттом и др. [154]. Отношение S/Se на месторождении Монткалм (10 800) непостаточно отчетливо, во всяком случае для того, чтобы быть диагностическим признаком в отношении источника серы.

Данные, полученные по отношениям изотопов серы в некоторых специально отобранных образцах, приведены на рис. 32 и в табл. 2. Большая часть значений δ^{34} S близка к нулю, за исключением значений для магматических сульфидов. Для трех месторождений района Садбери установлен разброс значений δ^{34} S от 0 до 4, причем месторождение Левак-Уэст содержит более или менее тяжелую серу по сравнению с месторождениями Литл-Стоби. По этим данным предполагают, что на месторождении Левак-Уэст брекчиевые руды имеют несколько более легкую серу, чем руда лежачего бока, чья сера может в свою очередь быть несколько легче, чем сера богатых медью прожилков.

Такая последовательность типов руды рассматривается как следствие фракционной кристаллизации из сульфидного расплава моносульфидного твердого раствора, и, таким образом, существует возможность того, что ³²S отделяется в ранее раскристаллизовавшийся твердый раствор несколько легче, чем ³⁴S.

Выводы по особенностям состава. К никель-медным сульфидным месторождениям, по-видимому, приложимы следующие положения относительно их химического состава:

1. Когда медь и никель содержатся одновременно с железом, отношение металла к сере (в атомных процентах) относительно постоянно и соответствует отношению, найденному в большинстве природных пирротинов. Количество кислорода также относительно мало (< 5%). Обе эти характеристики могут быть признаком буферного действия силикатных магм на отделяющиеся из них сульфидные расплавы.

2. Месторождения, связанные с ультрамафическими породами, по сравнению с месторождениями, связанными с мафическими породами, обычно имеют более высокие содержания никеля и более низкие содержания меди. Давно уже была известна корреляция между отношением Ni/Cu и типом магмы (см. например, [230]). Если рассматривать действительные содержания металлов, а не отношения их, то некоторые аномальные характеристики становятся очевидными. Например, несмотря на ассоциацию с коматиитами, в месторождении Пайп в сульфидах содержится менее 4% никеля, приблизительно ¹/₃ содержания, типичного для месторождений такой ассоциации. Месторождения в измененных породах часто имеют содержания никеля и элементов платиновой группы выше, чем обычный уровень, что является явным следствием этого изменения.

3. Отдельные месторождения показывают заметные колебания в содержаниях некоторых составных частей, что выражается в постепенном увеличении содержаний Cu, Pt, Pd, Au и в меньшей степени Ni по направлению вниз к базальным скоплениям массивных сульфидов и затем в прожилки в породах лежачего бока и в обратной тенденции для Fe, Co, Rh, Ru, Ir и Os.

4. Налдретт в Кабри [143] на основании ограниченных литературных данных отмечали отрицательное соизменение отношений Pt/(Pt + Pd) и Cu/(Cu + Ni) в медно-никелевых сульфидных месторождениях, связанных с толеитовыми магмами. Исключением из этого правила явились месторождения, приуроченные к коматиитам. Как видно из рис. 33, такие наблюдения подтверждаются значительным объемом данных, полученных в настоящее время.

5. Пробы магматических сульфидов с нормализованными по хондриту элементами платиновей группы систематически соотносятся с составом магматических вмещающих пород. В частности, самые низкие отношения (Pt + + Pd)/(Ru + Ir + Os) присущи сульфидам, связанным с породами наиболее ультрамафических магм. Сульфиды, ассоциирующиеся с перидотитовыми коматиитами, которые раскристаллизовались из магм, содержащих более 20% MgO, имеют отношение (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os), равное 3,0 или менее. Отношения, равные 12 или более, характерны для магматических сульфидных месторождений, связанных с габбровыми породами, которые раскристаллизовались из магм, содержащих менее 12% MgO. Месторождение Инсизва также имеет низкое отношение, равное 7,0, хотя Тишлер и др. [206] утверждают, что магма в Инсизве содержала 13% MgO. Месторождение Эспедален с отношением, равным 5,6, является явным исключением. Отношение (Pt +



Рис. 33. Взаимозависимость отношений Pt/(Pt + Pd) п Cu/(Cu + Ni) в никелевых сульфидных месторождениях. Отметим, что месторождения Фалконбридж и Страткона не дают достоверного изначального состава сульфидной жидкости из-за того, что некоторые богатые медью участки рудных месторождений не были опробованы; если такая руда будет включена, эти точки значительно сместятся вправо от теперешнего их положения. Хорошо видна отрицательная корреляция между этими двумя отношениями в месторождениях, связанных с толентами, что, наоборот, не характерно для месторождений, связанных с коматиптами. I-5 — месторождения в архейских коматиитах: I — Камбадда, 2 — Лангмуир 2, 3 — Марбридж, 4 — Маунт-Эдуард, 5 — Шангани; 6-7 — коматиита Томков и Сабери: 10 — Литл-Стоби 1, 11 — Литл-Стоби 2, 12 — Левак-Уэст, 13 — Страткона, 14 — Фалконбридж; 15 — 20 — месторождения, связанные с платобазальтами: 15 — Миннамакс, 16 — Грейт-Лейкс, 17 — Талнахское, 18 — норильские пикриты, 19 — норильские такситы, 20 — Инсизва; 21-24 — месторождения, связанные с габбро: 21 — Монткалм, 22 — Каничи, 23 — Осиевален, 24 — Печенга.

+ Pd)/(Ru + Ir + Os), равное 5,2, в двух месторождениях Унгавы согласуется с предположением, что их материнские магмы были средними по составу и содержали около 19% MgO.

6. Несмотря на сходство распределения элементов платиновой группы для месторождений данной магматической ассоциации, абсолютные содержания их сильно колеблются, что свидетельствует об отсутствии видимой взаимосвязи степени их концентрации с разновидностями магматических ассоциаций. Как хорощо показано для месторождений Пайп и Монткалм, эти отклонения значительно больше, чем отклонения по Cu и Ni. Ниже показано, что некоторые процессы могут вызывать перераспределение металлов в пределах рудного тела после внедрения расплавленного сульфида. Однако хотя эти процессы могут привести к значительным изменениям внутри данного месторождения, ими нельзя объяснить различия в содержаниях элементов платиновой группы между месторождениями одинаковой магматической ассоциации (следует оговорить, что опробование рассматриваемых месторождений дает реальные данные об их составе). Ниже будет показано, что существующие колебания относительных количеств элементов платиновой группы и других металлов в магматических сульфидных рудах в значительной степени отражают различия в концентрации этих металлов в силикатной магме, из которой сульфид сегрегировался, и даже относительное количество магмы, с которой сульфид находился в равновесии. Ниже также делаются предположения о том, насколько большие различия в концентрациях возможны между двумя сходными в других отношениях магмами.

7. Цинк и свинец обычно не обнаруживают предпочтения к концентрации ни в сульфидном расплаве, ни во вмещающей силикатной породе. В рудах, которые представляют собой ранний продукт кристаллизации из сульфидного расплава — моносульфидную богатую твердым раствором фракцию, полное отсутствие концентрации цинка объясняется тем, что цинком обогащается остаточный сульфидный расплав по сравнению с ранее выделившимся моносульфидным твердым раствором. Это в результате приводит к образованию сульфидных масс, которые имеют более низкое содержание цинка, чем вмещающие их силикатные породы.

Особенности состава. Воздействие изменений. Изменения руд и вмещающих пород могут воздействовать на их состав разными путями и зависят частично от легкости взаимодействия между ними, а отчасти — от условий (особенно от f_{O_2}), при которых происходят эти изменения.

Серпентинизация вмещающих пород может сопровождаться общим окислением руды, образованием магнетита и увеличением содержаний никеля и элементов платиновой группы в остающихся сульфидах, как это имело место на месторождении Лангмуир 1 [82]. Однако, как отмечает Экстранд [55], чаше серпентинизация приводит к восстановлению путем извлечения кислорода, входящего в магнетит, и к соответсвенному увеличению отношения Н,О/О, в серпентинизирующем флюиде. Никель из оливина освобождается во время этого процесса и может сохраняться в породе в виде аваруита (Ni₂Fe). Если в породе присутствуют небольшие количества вкрапленной сульфидной руды, этот никель может быть перемешен в сульфидные фазы или заменять в них железо, давая начало ассопианиям чистого пентландита, пентландита-миллерита, миллерита, пентландита-хизлевудита или хизлевудита. Налдретт [137] отмечал обратную связь между количеством сульфида и содержанием никеля в сульфидной ассоплании в боковых породах месторождения Алексо. Он же [139] объяснил этот факт как следствие серцентинизации (см. выше). Чемберлен [31] отмечал подобные взаимодействия, сопровождающие серпентинизацию в интрузиве Маск-Окс. Воздействие высвобожденного силикатного никеля будет значительным, только когда количество сульфида в породе относительно мало. Если сульфилы имеются в изобилии и никеля, который они содержат, больше, чем никеля, содержащегося в силикатах, то всякий никель, высвободившийся при серпентинизации, будет добавлен к никелю, уже присутствующему в сульфиде. Вкрапленная минерализация в дуните, такая, как на месторождении Сикс-Майл в районе Якабинди, является примером того, как повышение содержаний никеля во время серпентинизации может иметь экономпческое значение. Налдретт и Тернер [151] определили, что изначальные силикаты содержали 0,35% никеля. Собственно месторождение содержит в среднем около 0,7% никеля (если руды пересчитаны на свободную от летучих основу), из которых около 0,15% неопределимы пз-за нахождения их в серпентине или магнетите.

Серпентинизация не всегда ведет к обогащению вкрапленной минерализации. Гровс и Кейс [85] объясняют изменение отношения Ni/Pd в месторождениях, залегающих в дунитах на территории Маунт-Кейт — Бетено в Западной Австралии, как указание на то, что в породы была добавлена сера; она взаимодействовала с железом, высвобожденным при серпентинизации, и это приводило к возникновению ассоциации с более низким содержанием никеля, чем та, которая существовала до серпентинизации.

Тальк-карбонатное пзменение серпентинизированных перидотитов включает восстановление значительной части окисного железа в магнетите и его переход в карбонат [137] с последующим уменьшением отношения H_2O/O_2 во флюиде и возникновением окислительной среды. Экстранд [55] отмечал, что сульфидные ассоциации в ультрамафических породах, которые подверглись тальк-карбонатному изменению, имеют более высокие отношения сера/металл, чем измененные магматические сульфиды. Пирит и миллерит являются обычными компонентами этой ассоциации, которая в целом служит индикатором более высокой летучести кислорода и серы и оказывается поэтому совместимой с кислородвысвобождающей природой тальк-карбонатной реакции. Гровс и Кейс [85] сообщили, что на месторождении Бетено сульфиды, по-видимому, утратили некоторое количество никеля во время такого типа реакций. В противоположность этому мои данные по месторождению Мак-Уоттерс предполагают, что процесс здесь сводился главным образом к перемещению железа и соответствующему повышению содержаний как никеля, так и серы.

В заключение отметим, что эффект обогащения никелем в пропессе серпентинизации обычно ощутим только в случае бедной вкрапленности сульвидов в перидотите или дуните. Как подчеркивал Экстранд [55], по этому признаку можно различать месторождения, близкие к рентабельным и промышленные. С другой стороны, окисление, сопровождающее тальк-карбонатизацию (и значительно реже серпентинизацию), приводит к обогащению серой и в некоторых случаях никелем. При опробовании рудного месторождения с целью определения состава изначальной рудной магмы необходимо иметь в виду, что массивные или богатые вкрапленные сульфиды, вероятно, претерпели меньшие изменения в составе, чем редко вкрапленные сульфиды. Но даже в массивной вкрапленной руде, где минеральные ассоциации включают значительные количества пирита, или там, где миллерит преобладает над пентландитом, даже там определенно существует возможность заметного изменения в составе руд после изначальной кристаллизации.

Внутренняя зональность месторождений. Мы уже ссылались на изменения в содержании меди, никеля и элементов платиновой группы на месторождениях Страткона и Левак-Уэст в районе Садбери. В табл. З также дано сравнение различных типов руд, где абсолютные содержания металлов, пересчитанные на 100%-ные сульфиды, показаны для разных зон месторождений. На месторождении Страткона наблюдается постепенное увеличение содержания в руде Cu, Pd, Au n Zn и уменьшение Co, Rh, Ru, Ir n Os от висячего бока через гранитные брекчии к лежачему боку. Такое же, хотя и менее значительное изменение содержаний этих металлов в рудах гранитных брекчий и рудах лежачего бока проявляется на месторождении Левак-Уэст, исключение составляет Au, которого меньше в рудах лежачего бока. Богатая медью прожилковая руда на месторождении Левак-Уэст, по-видимому, является естественной иллюстрацией этого явления, причем в данном случае подчиняются своей изначальной тенденции все металлы, за исключением никеля, который уменьшается, а также Ru и Os, для которых невозможно получить точные значения. В геологическом смысле медная зона месторождения Страткона не является аналогом богатых медью прожилков месторождения Левак-Уэст вследствие ее расположения далее в породах лежачего бока. Она, по-видимому, не является также аналогом и в химическом смысле, так как концентрации элементов платиновой группы и золота здесь значительно ниже, чем в глубоких зонах, а на месторождении Левак-Уэст содержание этих элементов в богатых медью прожилках, наоборот, сильно возрастает.

Проблема рудной зональности обсуждалась Налдреттом и Куллерудом [147], Кауаном [39], Кейсом и Кроккетом [109], Чием и Кроккетом [32], Хофманом и др. [99] и Налдреттом и др. (готовится к печати). Авторы последней из перечисленных работ сделали обзор данных работ и рассмотрели три главных процесса, по-видимому влиявших на распределение металлов в месторождении Страткона:

1. Различные типы руд могут интерпретироваться как внедренные одна

	Руда висячего бока	Руды гранитн	юй брекчии	Руды лежа	чего бока	Богатые Си прожилки	Медная зона
	Страткона	Левак-Уэст	Страткона	Левак-Уэст	Страткона	Левак-Уэст	Страткона
			Вп	оцентах	<u> </u>		·
Ni	3,1	5,6	3,4	5,8	4,0	2,6	0,51
Cu Co	0,37 0,21	3,3 0,17	1,2 0,14	5,3 0, 11	2,3 0,13	27,8 0,027	32,3
			В частях на м	иллиард (млрд-1))		ı <u></u>
Pt	114	1098	413	1334	750	337 0	137
Pd	105	1223	380	1350	701	5948	40
{h	60	228	20	53	16	< 10	4
lu	ə2 20	73		22	4	< 3	3
r	29	04 26		17	4	0,0	0,2
Au	19	166	78	97	142	167	13
	<u> </u>		В частях на 1	миллион (млн ⁻¹)	<u> </u>		1
Zn	122	153	160	529	227	3716	2750*
						<u> </u>	<u> </u>
образцов	10	16	18	5	8	4	1

Таблица 3. Сравнение средних содержаний металдов в различных типах руд месторождений Страткона и Левак-Уэст

311

за другой порции одной магмы. Сначала они локализовались в самом низком положении, затем происходило последовательное отделение сульфидов из магмы, и различие в составе руды зависело от разделения металлов при последовательной кристаллизации. Наиболее халькофильные металлы будут интенсивнее отделяться в начальные сегрегации, что приведет к обеднению ими рудоносной магмы и соответственно последующих сегрегаций сульфида.

2. Типы руд могут рассматриваться как результат фракционной кристаллизации сульфидного расплава. Моносульфидный твердый раствор (Мтр) будет первой фазой, кристаллизующейся из большинства обычных сульфидных расплавов, и их легкоплавкие составляющие и составляющие, менее совместимые со структурой моносульфидного твердого раствора, чем с расплавом, будут обогащать последний. Первым эту модель предложил Холи [94] для объяснения зональности Fe — Cu — Ni-месторождения Фруд, впоследствии ее применяли Кейс и Кроккет [109] и Чий и Кроккет [32] для объяснения такой зональности на месторождении Страткона.

3. Металлы руд вследствие существования термического градиента могут самостоятельно перераспределяться. Налдретт и Куллеруд [147] первоначально предлагали такой механизм для объяснения зональности Ni и Cu на месторождении Страткона, а Хофман и др. [99] прилагали его к объяснению зональности элементов платиновой группы на месторождении Левак-Уэст.

Именно первый процесс может объяснить постепенное уменьшение содержаний Ni, Cu, Pt и Pd в последовательно более высоко расположенных рудах на месторождении Страткона и тенденцию уменьшения отношений Pt/Ni и Pd/Ni при условии, что коэффициент разделения между сульфидным и силикатными расплавами для последних двух металлов значительно выше, чем для Ni. Трудно объяснить таким образом изменения отношений Cu/(Cu + + Ni), так как коэффициенты разделения для этих двух металлов между сульфидным расплавом и силикатной магмой базальтового состава приблизительно равны [171].

Значительно более серьезное возражение заключается в том, что Со не является столь же халькофильным, как Ni и Cu, a Rh, Ru, Ir и Os могут быть не такими халькофильными, как Pt и Pd, но все эти металлы являются тем не менее весьма халькофильными и будут в значительной степени отделяться в любую сульфидную жидкость. Все они, следовательно, будут показывать скорее обеднение последующих сульфидных выделений, а не обогащение, которое наблюдается как на месторождении Страткона, так и на месторождении Левак-Уэст (табл. 3). Поэтому процесс последовательного отделения сульфидных фракций не может служить объяснением наблюдаемой рудной зональности.

Как отмечалось, диффузия вдоль термического градиента объясняет возрастание содержаний Ni, Cu, Pt и Pd на многих месторождениях Садбери в направлении от источника тепла (Никеленосный плутон) в породы лежачего бока. Однако трудно представить, как Rh, Ru, Ir и Os могут диффундировать против термического градиента, чтобы можно было объяснить обогащение этими металлами руд висячего бока. Возможно, что железо также является подвижным и будет диффундировать вдоль термического градиента, вероятно, медленнее, чем Ni и Cu, как считали Налдретт и Куллеруд. Если Rh, Ru и Ir, Os и Co были менее подвижны, чем железо, обогащение ими шло таким же путем. Однако степень обогащения этими металлами такова, что требует, чтобы более 50% изначальных сульфидов диффундировали из зоны руды висячего бока в соответствии с термическим градиентом, в то время как содержащиеся в ней Rh, Ru, Ir, Os и Co должны отставать. Структура руды висячего бока на месторождении Страткона указывает на то, что в этой зоне не проявлялась мобилизация сульфидов большого масштаба, и этот процесс как объяснение рудной зональности также исключается.

Налдретт и др. (готовится к печати), так же как до этого Кейс и Кроккет [109] и Чий и Кроккет [32], считают, что фракционная кристаллизация сульфидного расплава представляется наиболее вероятным процессом, который контролировал распределение металлов. Состав руды аналогичен составу моносульфидного твердого раствора, представляющего собой первую фазу кристаллизации. Ликвидусные взаимоотношения в системах Fe — — Ni — S и Cu — Fe — S указывают [115] на то, что хотя Ni и Cu должны замещаться в твердом растворе, оба будут накапливаться в большей степени в жидкой фазе. Фракционная кристаллизация изначального сульфидного расплава поэтому будет порождать жидкость, в значительной степени обогащенную этими металлами.

Такое объяснение подразумевает также, что другие металлы предпочитают моносульфидному твердому раствору сульфидную жидкость. Не говоря уже о Nin Cu, Pt, Pd, Aun Zn булут предпочитать сульфидный расплав, а Со, Rh, Ru, Ir и Os — структуру моносульфидного твердого раствора. Работа Скиннера и др. [192] по изучению систем Fe — Pd — S и Fe — Pt — S согласуется с положением о том, что Pt и Pd накапливаются в остаточной жилкости. Их исследования системы Pt — Pd — S также предполагают, но не доказывают, что во время кристаллизации богатого железом сульфидного расплава. остаточная сульфилная жилкость булет неуклонно обогашаться Pd по сравнению с Pt. Отсутствие для многих типов руд. охарактеризованных в табл. З, каких-либо видимых различий в отношениях Pt/(Pt + Pd) в породах висячего и лежачего бока предполагает, что это возможное обогащение не было ярко выраженным в течение значительного времени кристаллизации сульфидного расплава, хотя заметно более низкие отношения Pt/(Pt + Pd)в богатых медью прожилках на месторождении Левак-Уэст предполагают. что оно формировалось на последних стадиях.

В своей работе по элементам платиновой группы и системе Fe — Ni — S Дистлер и др. [48] изучили распределение легких элементов (Pd. Ru и Rh) между моносульфидными твердыми растворами и фазой (пентландит типа I), которую они рассматривали как результат перитектической реакции между твердым раствором и богатой никелем остаточной жидкостью, содержавшейся в порции твердого раствора, обедненной серой. По результатам исследований пентландита, проведенных Куллерудом [114], более вероятным кажется, что обедненная серой жидкость сначала действовала, производя высокотемпературную фазу Ni + S_a, которая затем с огромной скоростью взаимодействовала с моносульфидным твердым раствором с образованием пентландита. Несмотря на поправки в объяснении Дистлера и др. по поводу происхождения пентландита типа I, их данные представляют доказательство не только того, что Pd предпочитает жидкость, но и того, что Rh и Ru предпочитают структуру твердого раствора, причем последний более четко, чем первый. Ввиду химического сходства между Рt и Pd, с одной стороны, н Ir, Оз и Ru, с другой — тяжелые элементы платиновой группы, вероятно, ведут себя подобным же образом, причем Pt предпочитает жидкость, а Ir и Os структуру твердого раствора.

Увеличение значений отношения Cu/(Cu + Ni) в направлении к лежачему боку, обнаруживаемое при изучении различных рудных зон месторождений Страткона и Левак-Уэст, предполагает, что медь в большей степени, чем никель, предпочитает жидкость моносульфидному твердому раствору. Это совпадает с данными по системе Fe — Ni — Cu [40]. Уменьшение абсолютных содержаний никеля в богатых медью прожилках на месторождении Левак-Уэст по сравнению с рудами лежачего бока предполагает, чтопо мере того, как остаточная жидкость обогащалась медью, происходила смена тенденции никеля предпочитать жидкость на предпочтение им структуры моносульфидного твердого раствора. Это в свою очередь совпадает с исследованиями Крейга и Куллеруда [40]; они сообщили, что при 850 °С «сульфидная жидкость содержит значительно больше меди и меньше никеля, чем сосуществующий моносульфидный твердый раствор».

Данных по ликвидусу в системе Fe — Co — S нет. В работе Кузнецова и др. [116] указывается на существование фазы CoS_{1+x} со структурой типа NiAs. Можно предполагать, что эта фаза образует твердый раствор с FeS, аналогичный твердому раствору между FeS и NiS в системе Fe — Ni — S. Несколько более высокая максимальная точка плавления фазы CoS_{1+x} (1195 °C) по сравнению с фазой Fe_{1-x}S (1188°) указывает на то, что если это происходит, то твердый раствор Fe — Co будет выведен из соединения Co — S первым, что приведет к обогащению кобальтом ранее образованного твердого раствора по сравнению с жидкостью. Хотя такое предположение является умозрительным, особенно когда оно относится к очень сложным природным системам, можно считать, что имеющиеся данные и в этом случае подтверждают разделение сульфидной жидкости.

Исследования ликвидуса FeS — ZnS [113] показывают, что если в процесс вовлечены очень небольшие количества ZnS, то ZnS предпочитает жидкость, замещаясь в структуре FeS.

Короче говоря, все имеющиеся данные по фазовым равновесьям согласуются с зональностью месторождений Страткона и Левак-Уэст, являющейся следствием постепенного фракционирования сульфидного расплава с быстрым отходом остающейся жидкости от интрузивного Никеленосного плутона к его лежачему боку. Точный механизм этого явления представляется проблематичным. Твердый раствор будет плотнее, чем сульфидная жидкость, и можно предположить, что он будет осаждаться, а жидкость всплывать. С другой стороны, руды кристаллизовались не из резервуара сульфидной жидкости, а, наоборот, являются интерстиционными по отношению к силикатам в основной массе брекчированных гнейсов лежачего бока и в трещинах подстилающих гнейсов. Я рассматриваю этот процесс как процесс остывания и кристаллизации в сочетании с фильтрующим выжиманием фракционирующей жидкости все дальше вниз в брекчированные породы лежачего бока и прочь от более консолидированных пород висячего бока Никеленосного плутона.

Особым случаем на месторождении Страткона является медная зона лежачего бока. Данные Абеля и др. [1] позволяют предполагать ее магматическое происхождение. Однако очень низкие содержания золота и элементов группы платины в этой руде трудно объяснить с помощью модели фракционирования, если только фаза, содержащая некоторое количество элементов группы платины и богатая золотом, не начинала кристаллизоваться в значительном объеме, вызывая обеднение сульфидной жидкости во время ее миграции в породы лежачего бока.

Данные Скиннера и др. [192] по ликвидусным взаимоотношениям в системе Fe — Pd — S указывают на то, что в этой системе по крайней мере палладий непрерывно концентрировался в конечной остаточной жидкости, которая кристаллизовалась при температуре выше 570 °C, и что богатые палладием минералы не появлялись на ликвидусе на ранней стадии. В природном расплаве на месторождении Страткона концентрировались помимо серы такие элементы, как As, Bi и Te. Возможно, что фазы, богатые элементами платиновой группы, включающие эти элементы, будут появляться на ликвидусе этой природной жидкости, объясняя такое обеднение.

Как упоминалось выше, Генкин и др. [74] приписывают зональность на месторождениях Норильска — Талнаха фракционной кристаллизации. Возможно, что обогащенные медью, палладием и золотом прожилки, описанные Россом и Кейсом [179] в массивной руде лежачего бока на месторождении Ланнон, произошли таким же путем. Кейс не упоминает, что они обогащены платиной, но в его лаборатории не проводились анализы на платину на обычной основе, и возможно, что они обогащены и этим металлом.

Зональность по меди, никелю и элементам платиновой группы, которая была подтверждена для месторождений, отмечавшихся выше, обнаружена на большинстве других месторождений, упомянутых в статье, но не изучена. По-видимому, она требует особых условий в отношении брекчирования и трещинообразования в породах лежачего бока в случае, если отделившаяся сульфидная жидкость выводилась из ранее раскристаллизовавшегося моносульфидного твердого раствора путем фильтрующего выжимания.

Внутренняя зональность, наблюдаемая на некоторых месторождениях, очень четко указывает на проблемы, связанные с проведением опробования месторождения для получения данных по его составным частям, которые явились бы представительными для всего месторождения в целом. На месторождении Страткона, где зональность среди изученных месторождений самая четкая, опубликованное отношение Cu/(Cu + Ni), исключая медную зону, составляет 0,32, а по данным Налдретта и др. (готовится к печати) равно 0,25. Возможно, что опробование Налдретта и др. было недостаточно взвешено в отношении богатых медью образцов и достаточно взвешено в отношении образцов, бедных медью. Если берутся взвешенные относительные количества руд лежачего и висячего боков, то отношение Cu/(Cu + Ni) возрастает до 0.32, а содержания элементов платиновой группы меняются следующим образом: Pt изменится с 405 на 590, Pd — с 375 на 511, Rh — с 30 на 19, Ru — с 21 на 9, Os — с 12 на 5 и Au — с 69 на 79. Поскольку рис. 27 приведен в логарифмическом масштабе, эти весьма значительные изменения создают относительно небольшие различия наклона на диаграмме среднего графика по месторождению Страткона. Если медная зона месторождения Страткона включается в запасы руды, отношение Cu/(Cu + Ni) возрастает до 0,44 (Абель, личное сообщение, 1980); это значение в большей степени соответствует среднему значению по Садбери. Медная зона, по существу, лишена элементов платиновой группы, и включение этой руды в подсчет среднего для каждого элемента будет уменьшать каждое имеющееся значение приблизительно на 10%. Хотя из предыдущего обсуждения становятся ясны пробдемы, связанные с опробованием месторождений, общее сходство в наклоне нормализованных по хондриту графиков, полученных для четырех месторождений Садбери: Левак-Уэст, Литл-Стоби 1 и 2 и Страткона — четко указывает на то, что в пределах максимума неопределенности, описанного выше для месторождения Страткона, значения, приведенные в табл. 2, являются приемлемым приближением к действительному содержанию металла в этих месторождениях.

Однако Налдретт и др. (готовится к печати) отмечают, что состав месторождения Фалконбридж очень необычен — отношение (Pt + Pd)/(Ru + + Ir + Os) равно 2,27, а наклон нормализованного по хондриту графика очень близок к наклону графика для руд висячего бока месторождения Страткона. Это месторождение так же богато Os, Ir, Ru и Rh, как любое изученное на Садбери, и весьма обеднено Pt, Pd и Au в сравнении с другими месторождениями, содержащими подобные количества других металлов группы платиновых и золота. Сходство руд месторождения Фалконбридж с рудами висячего бока месторождения Страткона далее усиливается низким отношением в них Cu/(Cu + Ni), равным 0,22, и высоким содержанием Co (0,22%). Налдретт и др. предполагают, что рудное тело, которое разрабатывается на месторождении Фалконбридж, является остатком значительно более крупного рудного тела и представляет фракцию ранней кристаллизации. Они делают такое предположение, исходя из местоположения оставшейся обогащенной



Рпс. 34. Разрез верхней части месторождения Фалконбридж [118]. 1— наносы; 2— руда; 3— окремнение; 4— нориты; 5— зеленокаменные породы, 6 сброс.

Cu, Pt, Pd и Au руды. Возможно, что руды кристаллизовались по мере того, как продвигались вверх по сбросу (рис. 34), причем самая поздняя кристаллизующаяся жидкость, продвигаясь далее всего, полностью застывала выше современного уровня эрозци. Вопреки этой гипотезе Налдретт и др. указывали, что их результаты опробования месторождения между горизонтами 300 и 5000 футов не обнаруживают систематического возрастания по направлению вверх отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os), которое можно было ожидать, если бы происходила последовательная кристаллизация рудного расплава по направлению вверх вдоль сброса. Они предполагают, что месторождение Фалконбридж, возможно, похоже на часть месторождения Крейгтон, что показано на рис. 35. На месторождении Крейгтон большая часть руды ассоциируется с направленным вниз, в породы лежачего бока, выступом субрасслоенного Никеленосного плутона. Сбросы, приблизительно совпадающие с общим простиранием и падением контакта плутона, развиты на этой площади, а сульфидная руда концентрируется в пределах сбросов. Нет никакой опубликованной информации о зональности по меди, никелю и элементам платиновой группы на месторождении Крейгтон, хотя известно, что многие из месторождений южного фланга, включая Крейгтон, имеют богатую медью оторочку из богатых халькопиритом прожилков в зеленокаменных породах лежачего бока, и весьма вероятно, что последовательная



Рпс. 35. Сравнение воображаемого схематического изображения нижней части месторождения Фалконбридж с вертикальным разрезом верхних уровней рудника Крейгтон. a — рудник Крейгтон; 6 — Фалконбридж перед последней фазой складкообразования и увеличения угла падения. Разрез по руднику Крейгтон по [235]. Оба разреза обращены на восток. (Налдретт и др., готовится к печати). 1 — нориты, 2 — магматические субрасслоенные породы, 3 — габбро, 4 — граниты, 5 — зеленокаменные породы.

зональность типа Страткона развилась вкрест некоторых из этих месторождений. Если месторождение Фалконбридж первоначально было похоже на месторождение Крейгтон своей зональностью, наблюдающейся поперек месторождения в пределах выступа лежачего бока, и если движения по сбросу, самые близкие к месторождению, затем переместили весь этот выступ, то состав руд этого месторождения будет подобен наблюдаемому. Современный почти вертикальный характер сброса Фалконбридж объясняется поворотом и увеличением угла падения вдоль южного фланга, что было подтверждено палеомагнитными измерениями. Сходство с месторождением Страткона позволяет предполагать, что недостающая часть руды могла быть более чем вдвое больше той, какая была опробована Налдреттом и др., т. е. могла составлять более 100.10⁶ т. Величина перемещения вдоль сброса Фалконбридж неизвестна, так же как и возможное местоположение этой несохранившейся гипотетической руды.

Соотношения между составом руды и рудносной магмы. Коэффициенты разделения и коэффициенты обменного разделения. Разделение «следовых», или малых, элементов между двумя фазами А и В обычно описывают при помощи коэффициентов разделения. Исходя из равновесия между сульфидными расплавами и силикатными магмами, коэффициент разделения Нернста D_i для металла (i) определяется по формуле

В случае таких металлов, как Fe, Ni, Cu и Co, полагают [190, 171], что в силикатной магме они связаны с кислородом, а в сульфидном расплаве — с серой, так что рассматриваемая реакция, например в случае с Ni, представляет собой

$$NiO_{(CUJ. MAFMA)} + \frac{1}{2}S_2 \approx NiS_{(CYJLOP, PACIJAB)} + \frac{1}{2}O_2.$$
 (1)

Равновесие в этой реакции связано с константой термодинамического равновесия К, в виде следующего выражения:

$$\mathbf{K}_{1} = \frac{a_{\rm NIS}}{a_{\rm NIO}} \cdot \frac{f_{\rm O_{2}}^{1/2}}{f_{\rm O_{2}}^{1/2}} = \frac{\gamma_{\rm NIS}}{\gamma_{\rm NIO}} \cdot \frac{\mathbf{X}_{\rm NIS}}{\mathbf{X}_{\rm NIO}} \cdot \frac{f_{\rm O_{2}}^{1/2}}{f_{\rm O_{2}}^{1/2}},\tag{2}$$

где γ указывает соответственные коэффициенты активности, X — соответственные мольные доли и f_{O_2} и f_{S_2} — летучести кислорода и серы. При сравнении выражений (1) и (2) получаем, что $D_i^{суль\phi./сил.}$ для всех следующих металлов — Ni, Fe, Cu и Co — являются функциями f_{O_2} и f_{S_2} и, кроме того, являются функциями температуры, давления и состава двух исследуемых фаз. Однако реакции, такие, как (1), могут быть усложнены, что приводит к обменным реакциям типа

Константа равновесия для такой реакции может быть выражена

$$K_{2} = \frac{a_{NiS} \cdot a_{FeO}}{a_{NiO} \cdot a_{FeS}} = \frac{\gamma_{NiS} \cdot \gamma_{FeO}}{\gamma_{NiO} \cdot \gamma_{FeS}} \cdot \frac{X_{NiS} \cdot X_{FeO}}{X_{NiO} \cdot X_{FeS}}.$$
(3)

Константа равновесия этой реакции не зависит от летучестей серы и кислорода, которые могут, однако, воздействовать на активности составных частей реакции. Например, изменение f_{S_2} будет отражаться на коэффициентах активности NiS и FeS. Цитируя работу Скотта и др. [184] по поводу твердого раствора Fe_{1+x}S— Ni_{1+x}S, Раямани и Налдретт [171] предположили, что в расплаве, имеющем состав такого моносульфидного твердого раствора, γ_{Nis} и γ_{FeS} могут иметь приблизительно одинаковые значения, несмотря на то что оба будут уменьшаться с возрастанием f_{S_2} и наоборот. Таким образом, несмотря на изменения f_{S_2} , отношение этих двух функций будет близко к 1 с небольшими отклонениями. Изменение f_{O_2} должно воздействовать на Х_{FeO} при изменении отношения Fe³⁺/Fe²⁺ в магме, но пока значение f_{O_2} остается ниже 10^{-8} (ср. [68]), воздействие на отношение Fe³⁺/Fe²⁺ в базальтовых магмах будет незначительным.

Если функция K_D (коэффициент обменного разделения) определяется (следует обратить внимание на использование мольной доли и в этом определении) как

$$K_{D} = \frac{X_{NIS} \cdot X_{FeO}}{X_{NIO} \cdot X_{FeS}}, \qquad (4)$$

из уравнений (3) и (4) при условии (как рассматривалось выше), что $\gamma_{\rm NiO}/\gamma_{\rm FeS}\simeq 1$,

$$K_{\rm D} = K_2 \frac{\gamma_{\rm N10}}{\gamma_{\rm FeO}} \,. \tag{5}$$

Так как K_2 — величина постоянная при данной температуре и давлении, K_D можно вычислить по термохимическим данным для любой силикатной магмы и богатого железом сульфидного расплава, поскольку для рассматриваемого силикатного расплава известны значения γ_{NiO} и γ_{FeO} . Кроме того, если K_D определен для одного конкретного силикатного расплава, знание зависимости γ_{NiO} и γ_{FeO} от температуры и состава и температурной зависимости для K_2 позволяет вычислить новые значения K_D для расплавов различных составов и температур.

Ν

Результаты экспериментов по измерению К_D между Fe-S-жидкостями. и FeO-SiO₂-расплавами были опубликованы Симадзаки и Мак-Лином [190]. для Pb и Zn и Мак-Лином и Симадзаки для Ni, Cu и Co. Раямани и Налдретт [171] получили значения K_D для Ni, Cu и Co, используя жидкости с составами природных базальтов, пикритов и андезитов. Кемпбелл и др. [28] изучили связь между у_{NiO} и температурой и составом, изменяя последние в широком диапазоне — от состава, близкого к природным базальтам, до состава, близкого к риолитам. Рёдер [176] изучил зависимость а_{гео} от состава в расплавах базальтового ряда. Эти два исследования помогают в экстраполяции К_D при введении Ni и Fe в составы, для которых они не были подсчитаны. Дьюк и Налдретт [52] получили выражения для проведения таких экстраполяций с данными Раямани и Налдретта, хотя в их методе коэффициенты активности NiO и FeO не используются.

Флит и др. [63] опубликовали результаты экспериментов по разделению Ni и Fe между сульфидным расплавом и оливином, которые полностью противоречат результатам Раямани и Налдретта [171]; их данные несовместимы также с существованием равновесия между сульфидными расплавами и оливином, хотя это имеет место в природе, согласно гипотезе, основанной на магматическом происхождении сульфидов. Данные Флита и др. заставляют усомниться в магматической природе большей части Ni-Cu-месторождений. Автор данной работы сильно сомневается по поводу того, достигалось ли в экспериментах Флита и др. равновесие¹, и поэтому предпочитает доверять

¹ Из-за той ключевой роли, которая отведена коэффициентам разделения в оставшейся части статьи, важно именно на этой стадии дать разъяснение по поводу относительных достоинств двух упомянутых противоречивых данных. Флит и др. не смогли измерить содержания Ni в своих силикатных стеклах и выражали все результаты при помощи железо-никелевой замены между сульфидным расплавом и оливином (К сульф./ол), поэтому их данные не совпадают с нашими [171]. Недавно в обсуждении их работы [140] мы отмечали, что имеется достаточно данных по регулированию распределения никеля между оливином и силикатной магмой, позволяющих подсчитать содержания никеля в оливине, который будет сосуществовать с силикатными расплавами Раямани и моими, и, таким образом, возможно прямое соответствие этих двух групп данных. Значения К сульф. /ол вычисленные по нашим данным, колеблются в пределах 5-7, а по данным Флита и др. между 28 и 51.

Основываясь на результатах дальнейшего обсуждения по этому поводу (Дьюк, личное сообщение, 1980) и на неудачной серии экспериментов по непосредственному измерению К_D^{сульф./ол'} (Кемпбелл и Нолан, личное сообщение, 1980), я полагаю, что между оливином и сульфидом в экспериментах Флита и др. равновесие никогда не достигалось. Большая часть их экспериментов продолжалась 16—19 часов, тогда как Кемпбелл и Нолан были не в состоянии добиться равновесия за 5—7 дней. Отсутствие равновесия в распределении Fe и Mg между оливином и жидкостью, из которой он рос, наглядно показано собственными данными Флита и др. Рёдер и Эмсли [177] показали, что значение К_D, регулирующего распределение Fe

и Mg между оливином и силикатным расплавом, выражается уравнением

Кр^{ол./сил} = мольная доля FeO в оливине/мольная доля MgO в оливине = 0.30 = 0.03. мольная доля FeO в магме/мольная доля MgO в магме

Этот коэффициент обменного разделения исследовался в обширном ряду пород, представляющих природные магмы с сосуществующими оливинами, и при этом было найдено, что значения, полученные Рёдером и Эмсли, очень широко распространены.

Подсчет; значений Кол./сил по данным Флита и др. указывает на то, что они колеблются между 0,23 и 0,13. Отклонение составов их оливинов от ожидаемых равновесных значений четко зависит от того, сколько оливина раскристаллизовалось в их образце (рис. 36). Методика их эксперимента была следующей: полностью расплавить шихту сульфида и силиката при 1260—1280 °С и затем через 2 часа остудить до температуры приблизительно 1160 °С, которая поддерживалась в продолжение эксперимента. Для создания равновесия их оливины росли с очень малым количеством FeO по сравнению с количеством MgO. Там, где присутствует небольшое количество оливина, эта тенденция является весьма незначительной и в пределах ± 0.03 отмечена Рёдером и Эмсли [177]- данным Раямани и Налдретта, в чьей работе равновесие было продемонстрировано в контрольных экспериментах.

Несмотря на тот факт, что все экспериментальные исследования имеют характер обменных реакций, как описано выше, в литературе принято использовать в качестве результатов экспериментов простые коэффициенты разделения типа Нернста. Мнение о том, что главные ошибки как следствие изменений f_{O_2} и f_{S_2} не были вынесены на рассмотрение, заключается в том, что разделение является не простым, а обменным. Однако другие факторы также влияют на использование коэффициентов Нернста. Один из них заключается в том, что эти коэффициенты могут быть использованы только при низких концентрациях рассматриваемых компонентов, а другой — в том, что, если они были определены в экспериментальной системе, включающей только два обменивающихся компонента, они неприложимы к природной системе, в которой один или более добавочных компонентов (например, Cu) включаются в ту же обменную реакцию.

В большинстве случаев неточности в значении коэффициента из-за других факторов составляют, возможно, примерно 20% или более, а ошибки, возникшие, например, при моделировании обмена Ni между сульфидным и силикатным расплавами из-за наличия нескольких процентов меди, являются относительно незначительными. Однако там, где присутствует более 10% Cu, при подсчете составов лучше использовать K_D. При последующем обсуждении в этой статье считалось, что большая часть месторождений содержит менее 10% меди и, ради простоты и для согласования с литературными данными, использовались значения D, а не K_D. Читатель, однако, должен быть осведомлен по поводу упомянутых упрощений и ошибок, возникающих при их использовании.

Как мы уже утверждали выше, можно ожидать, что значения K_D относительно независимы от f_{O_2} . Однако кислород всегда будет присутствовать в сульфидной окисной жидкости. В предыдущем обсуждении и в большей части литературы по разделению тот факт, что кислород присутствует, и факт возможного воздействия, которое он может оказывать на активности компонентов, таких, как NiS и CuS, игнорируются в значительной степени из-за отсутствия информации. Максимальное количество кислорода, как думают, растворимое в сульфидном расплаве в природных условиях, составляет порядка 5%, следовательно, возможность такого воздействия относительно мала.

Симадзаки и Мак-Лин [190] изучили распределение Zn и Pb между сульфидной окисной жидкостью и силикатной магмой FeO — Fe₂O₃ — SiO₂ как функцию содержания кислорода в сульфидной жидкости. В большинстве их экспериментов коэффициенты разделения были низкими, от 0,1 до 1,0 для Zn и от 1,5 до 2,5 для Pb, но в обоих случаях обнаруживалось, что коэффициент разделения стремится к увеличению с возрастанием содержания кислорода в сульфидной окисной жидкости. На основании этого они предположили, что Zn растворяется в природных сульфидных окисных жидкостях в виде ZnO и, когда f_{O_2} относительно высокая, Pb ведет себя так же.

Во всех других экспериментах отклонение выходит за эти пределы. Это, возможно, происходит из-за того, что изначальная кристаллизация дает начало неравновесному составу, и чем крупнее растущий кристалл оливина, тем меньше последующая диффузия внутри оливина, способного в течение времени эксперимента изменить свой состав до равновесного значения.

В их экспериментах главное тело сульфидной жидкости стремплось развиться как пузырь на поверхности силикатного расплава. Мои сомнения относительно их данных по Ni возникают на основе того факта, что если равновесие не достигалось для Fe и Mg между оливином и вмещающей его силикатной жидкостью, то вряд ли возможно, чтобы опо было достигнуто между оливином и сульфидом, лежащим выше.

Рис. 36. Значение коэффициента обменного разделения

$$K_{D} = \frac{(FeSi^{1}_{2}O_{2}\text{mon.}\%/MgSi^{1}_{2}O_{2}\text{mon.}\%)_{\text{оливина}}}{(FeOmon.\%/MgOmon.\%)_{\text{расплава}}}$$

вычисленное по данным Флита и др. [63] в сравнении с расчетными содержаниями оливина в соответствующем образце.

Кратко говоря, предпочитаемые значения D, которые будут использованы в последующем обсужденип, приведены в табл. 4, исходя из типов магмы, к которым они приложимы. Особенно ненадежны значения для Pt и Pd. Ограниченное количество данных, на которых они основаны, обсуждалось Налдреттом и др. [154].

	Ni	Cu	Со	Pt	Pd
Коматнитовая магма 27% MgO 19% MgO Базальтовая магма	100 175 275	250 250 250	40 58 80	1000 1000 1000	1500 1500 1500

Таблица 4. Преобладающие коэффициенты разделения (D_i сульф./сил)

Разделение и отношение магма/сульфид. Когда очень незначительное количество сульфидного расплава отделяется от силикатной магмы, то концентрация любого металла і в сульфидном расплаве (Y_i) связана с изначальной концентрацией его в силикатной магме (X_i) коэффициентом разделения $D_{\text{сульф./сил}}$ согласно следующему выражению:

$$\mathbf{Y}_{i} = \mathbf{D}_{i}^{\mathrm{cynb}\phi./\mathrm{cun}} \cdot \mathbf{X}_{i},\tag{6}$$

которое представляет собой просто преобразованное выражение (1). При условип, что между сульфидным расплавом и силикатной магмой достигалось равновесие, выражение такого вида всегда имеет силу, если только принятое X_i является концентрацией в силикатной магме после установления равновесия.

Часто более успешно можно моделировать состав сульфидного расплава с помощью изначального (например, до отделения сульфидов или взаимодействия с ними) состава силикатной магмы. Когда отношение силикатной магмы к сульфидному расплаву очень высокое, то выражение (6) дает удовлетворительный ответ. Однако, если это отношение уменьшается, наступает такой момент, когда сульфид сконцентрирует так много металла, присутствующего в целом в системе, что это вызовет значительное уменьшение содержания этого металла в силикатной магме, с которой он находится в равновесии. Кемпбелл и Налдретт [28] показали, что при таких условиях необходимо использовать более общее выражение

$$Y_{i} = \frac{D_{i} \cdot X_{i} \cdot (R+1)}{(R+D_{i})},$$
(7)

где R — отношение массы силикатной магмы к массе сульфида и X_i — изначальная концентрация металла i, находящегося с ней в равновесии. Рис. 37





Рис.'37. Схематическое изображение того, как изменения значений отношения магма/сульфид (R) и коэффициента разделения Нернста (D) отражаются в содержании металла в сульфидах (Y), которые находятся в равновесии с силикатной магмой, содержащей изначальную концентрацию (X) любого металла.

схематически показывает воздействие, производимое изменением R и D на \mathbf{Y}_i .

В начале этой статьи упоминалось, что некоторые сульфидные месторождения сформировались при поступлении дополнительного сульфида в магму из внешнего источника. Этот добавленный сульфид производит дополнительное разбавление так, что выражение (7) становится следующим:

$$Y_{i} = \frac{D_{i} \cdot X_{i} \cdot R}{(R+D_{i})}, \qquad (8)$$

Значения Y_i, полученные из уравнений (7) и (8), заметно различаются только тогда, когда R становится действительно чрезвычайно низким.

Приложение к составу руд, связанных с коматиитами. Рассматривая архейские связанные с коматиитами руды в начальном положении, определяем по литературным данным, что в коматиитовом расплаве, содержащем 27% MgO, содержания никеля составляют 1500 млн⁻¹, меди — 50 млн⁻¹, а кобальта — 75 млн⁻¹. Данные, обобщенные Кроккетом [42], позволяют предиолагать, что также вероятны содержания платины порядка 5 млн⁻¹ и палладия 7,5 млн⁻¹.

На рис. 23, 6 показано, как содержания никеля и меди в сульфидных сегрегациях из этой магмы могут меняться от 10 до 1 с изменением значения log10 R. Рис. 23, в показывает взаимосвязанные изменения содержаний никеля и меди в самой магме как функцию R. Из рис. 23, а и б можно видеть, что солержания Ni и Cu во многих связанных с коматиитами рудах находятся на или поблизости от линии на рис. 23, б, показывающем воздействие изменения R на сульфиды в равновесии с магмой, если допустить, что руды могут быть результатом реакции различных количеств сульфида с силикатными магмами сходных составов. Эти количества исследуются для других элементов в табл. 5, где приведены вычисленные содержания Ni, Cu, Co, Pt и Pd в сульфидных жидкостях, существующих при равновесии с одной и той же силикатной магмой при различных значениях R. Видно, что состав рудного тела Ланнон согласуется с равновесием при значениях log R от 3,0 до 2,5, наиболее вероятно 2,7 (R = 501) (рис. 38). Если все сульфиды, заключенные в месторождении, были изначально растворены в рудоносной магме, то такие относительные количества, до 0,32% сульфида, или около одной трети всего сульфида, могли быть растворены в магме при низких давлениях.

Рудное тело Пайп ассоциируется с ультрамафическими породами, как полагают, коматиитового происхождения [164]. Эта руда может быть смоделирована очень точно при значении log R = 1,53 (R = 34). До получения хороших результатов анализов на содержание Pt и Pd в перидотитовых коматитах Налдретт и др. [154] допускали более низкие значения, чем значения,
	0	
- 2		

ТаОлица Э.	Паленение с става	і сульфидных и силикатны.	, асплавов при п	ізпенений К

* Месторождения и значсния D ^{сульф./сил} для некоторых		Силикати	ная ж	идкость		Сульфидный расплав				Типичные месторождения для сравнения					
элементов	log	R Ni	Cu	Co I	Pt Pd	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Ni	Cu	Co	Pt	Pd
В архейских коматиитах Ni = 100 Cu = 250 Co = 40 Pt = 1000 Pd = 1500	$ \begin{array}{c} 10 \\ 6 \\ 5 \\ 4 \\ 2,5 \\ 2 \\ 1,53 \\ 1 \end{array} $	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	75 75	5,0 5,0 5,0 4,5 2,5 1,2 0,45 0,17 0,054	7,57,57,16,53,01,30,470,170,055	$\begin{array}{c} 15,0\\ 15,0\\ 15,0\\ 14,9\\ 13,7\\ 11,4\\ 7,6\\ 3,9\\ 1,5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,25\\ 1,25\\ 1,25\\ 1,22\\ 1,00\\ 0,70\\ 0,36\\ 0,15\\ 0,05\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,30\\ 0,30\\ 0,30\\ 0,30\\ 0,29\\ 0,27\\ 0,22\\ 0,14\\ 0,07\\ \end{array}$	5,0 5,0 4,5 2,5 1,2 0,45 0,17 0,054	$\begin{array}{c} 11,2\\ 11,2\\ 11,1\\ 9,8\\ 4,5\\ 2,0\\ 0,71\\ 0,26\\ 0,082 \end{array}$	12,2 4,0	1,04 0,16	Ланн 0,31 Пайг 0,16	он 1,45 1 0,054	1,62 0,42
B протерозойских коматицтах Ni = 174 Cu = 250 Co = 57 Pt = 1000 Pd = 1500	$ \begin{array}{c} 10 \\ 6 \\ 5 \\ 4 \\ 3 \\ 2,5 \\ 2 \\ 1 \end{array} $	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3 40 3 40 3 40 4 40 3 38 3 33 3 26 5 6	5,0 5,0 4,9 4,5 2,5 1,2 0,45 0,05	10,0 10,0 9,9 8,7 4,0 1,7 0,63 0,07	$ \begin{array}{r} 15,3\\15,3\\15,5\\15,2\\13,2\\10,0\\5,7\\0,93\end{array} $	3,70 3,70 3,70 3,61 2,96 2,07 1,07 0,15	$\begin{array}{c} 0,23\\ 0,23\\ 0,23\\ 0,23\\ 0,22\\ 0,19\\ 0,15\\ 0,038\\ \end{array}$	5,0 5,0 4,9 4,5 2,5 1,2 0,45 0,05	15,0 15,0 14,8 13,0 6,0 2,6 0,95 0,11	15,5 10,5	Дона 3,7 3,11	алдсон 0,23 Катин 0,21	н-Уэст 4,13 иг 3,32	15,5 6,71
В платобазальтах Талнах Ni = 275 Cu = 250 Pt = 1000 Rd = 1500 Грейт-Лейкс Ni = 275 Cu = 250 Pt = 1000 Pd = 1500	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		$\begin{array}{c} 13,7\\ 13,6\\ 12,5\\ 6,86\\ 3,30\\ 1,26\\ 0,15\\ 13,7\\ 13,6\\ 12,5\\ 9,77\\ 6,86\\ 3,30\\ 1,26\\ 0,15\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 24,0\\ 24,0\\ 24,0\\ 21,0\\ 9,60\\ 4,19\\ 1,51\\ 0,17\\ 24,0\\ 24,0\\ 24,0\\ 24,0\\ 24,0\\ 24,0\\ 14,7\\ 9,60\\ 4,19\\ 1,51\\ 0,17\end{array}$	$\begin{array}{c} 7,59\\ 7,59\\ 7,59\\ 7,57\\ 7,39\\ 5,96\\ 4,07\\ 2,04\\ 0,29\\ 5,80\\ 5,80\\ 5,80\\ 5,80\\ 5,65\\ 5,23\\ 4,56\\ 3,11\\ 1,56\\ 0,22\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 10,9\\ 10,9\\ 10,6\\ 8,73\\ 6,11\\ 3,15\\ 0,46\\ 10,8\\ 10,8\\ 10,8\\ 10,7\\ 10,5\\ 9,76\\ 8,61\\ 6,02\\ 3,10\\ 0,45\end{array}$		$\begin{array}{c} 13,7\\ 13,6\\ 12,5\\ 6,86\\ 3,30\\ 1,26\\ 0,15\\ 13,7\\ 13,6\\ 12,5\\ 9,77\\ 6,86\\ 3,30\\ 1,26\\ 0,15\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 36,0\\ 36,0\\ 36,0\\ 36,0\\ 31,0\\ 14,4\\ 6,29\\ 2,27\\ 0,26\\ 36,0\\ 36,0\\ 36,0\\ 36,0\\ 36,0\\ 34,0\\ 22,0\\ 14,4\\ 6,29\\ 2,27\\ 0,26\\ \end{array}$	7,6	10,9 Гр 9,7	Талн ейт-Л 6	ах 13,7 ейкс 5,5	36 8 22,5

323 Примечание. Содержания Ni, Cu и Co в силикатном расплаве даны в млн⁻¹, а в сульфидном – в продентах, содержания Pt и Pd в силикатном ра-сплаве – в млрд⁻¹, а в сульфидном – в млн⁻¹.

Сульфидные никелевые месторождения



Рис. 38. Количественное моделирование изменения Y (см. рис. 37) с изменением R для сульфидов в условиях равновесия с типичными архейскими перидотитовыми коматинтами с использованием значений параметров, приведенных в табл. 5. Отметим, что модельный состав месторождения Ланнон очень близко совиадает с реальным, если принять значение R равным 501 (log R = 2,7), а для месторождения Пайп — равным 34 (log R = 1,53). Содержания Ni даны в %. Си — в % × 10, Со — в % × 20, Рt и Рd в млн⁻¹.

предполагаемые в данной статье, но пришли к тем же самым выводам по поводу отношения магмы к сульфиду во время образования оруденения Пайи. Они указывали, что такие низкие значения R требуют больше сульфида, чем, как полагают, растворимо в коматиитовых магмах, п считают, что должна происходить ассимиляция серы из вмещающих пород.

Штриховая линия на рис. 23, в проведена на основе вычислений, проведенных Дьюком и Налдреттом [52] и Дьюком [50]; она показывает влияние фракционной кристаллизации оливина на содержания никеля и мели в перидотитовом коматиите, смоделированном выше. Предполагают, что этот конкретный перидотитовый коматиит сам был следствием фракционной кристаллизации приблизительно 20% оливина из еще более магнезиального коматиита (пунктирная линия на рис. 23, в). Если это было так, то изначальный коматинт содержал около 1700 млн⁻¹ Ni, 42 млн⁻¹ Cu, 4,2 млрд⁻¹ Pt и 6,3 млрд⁻¹ Pd. Равновесие этой магмы с сульфидным расплавом при значении R, равном 316 (log R = 2,5), приведет в результате к сульфидному расплаву, содержашему 13% Ni. 0,59% Cu. 1010 млрд⁻¹ Pt и 1650 млрд⁻¹ Pd, что соответствует или очень близко к (в пределах ошибки) составу месторождения Лангмуир 2. Этот частный случай приведен как пример. Подобные сочетания фракционной кристаллизации и равновесия при различных значениях R могут быть использованы для объяснения условий образования всех месторождений, связанных с архейскими коматиитами, которые, как полагают, представляют первоначальные магматические образования.

При рассмотрении протерозойских коматиитовых руд района Унгава обнаруживается, что высокие содержания Ni, Cu, Pt и Pd в рудах месторождения Доналдсон-Уэст требуют подобных же высоких концентраций в рудоносной магме (табл. 5). Содержание Ni в рудоносной магме находилось в пределах (но близко к верхнему пределу) колебаний, свойственных коматиптовым магмам с подобным содержанием MgO (19%), которые, как полагают, достигли равновесия с сульфидами (рис. 39). Многообещающим является то, что значение R для этого месторождения было очень высоким, так что, по



Рис. 39. Изменение содержаний Ni с изменением содержания MgO в коматиптовых породах (со структурами спинифекс и (или) в отсутствие фенокристаллов). Все значения пересчитаны без учета летучих компонентов. существу. рудоносная магма в результате равновесия с сульфилом не обелнялась металлами. Эффект изменения R показан на рис. 23. в и в табл. 5. из которых можно видеть, что состав месторожления Катиниг может быть с достаточным основанием близко смолелирован при В = 1000. Изначальная магма, потребная для моделирования этих руд. содержала 890 млн⁻¹ Ni. 148 млн⁻¹ Cu, 5 млрд⁻¹ Pt и 10 млрд⁻¹ Pd. Этот состав необычен потому, что содержание Со очень высоко по сравнению с солержанием Ni. a солержания Pt и Pd приемлемы для коматиитовой магмы этого состава (ср. [42]).

Лля Os. Ir и Ru коэффициенты разделения неизвестны; по их геохимическому повелению предполагают [42], что они не более халькофильны, чем Рt. Если это так, сульфилный расплав не будет обогашен ими относительно Pt и Pd по сравнению с сосуществующим силикатным расплавом. Таким образом, на графиках, нормализованных по хондриту, которые были приведены раньше, конфигурация характеристик архейских связанных с коматиитами руд относительно пологая по сравнению с рудами, связанными с габбро, унаследуется из вмещающих их магм и является типичной для них.

Приложение к рудам Садбери. Налдретт и пр. (готовится к печати) обсуждали причины различий состава руд некоторых месторождений Садбери и показали, как изменения в значениях В и фракционная кристаллизация оливина могут объяснить часть таких изменений. Их полсчеты составов сульфилов четырех месторождений района Салбери сопоставлены в табл. 6. Как обсуж-

		Содержание, (Содержание, млрд-1						
	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Rb	Ru	Ir	Os	Au
Страткона	3,6	1,2[2,8] *	0,15	420	372	30	21	12	8	54
Левак-Уэст	5,7 (5.5)	(2, 4) 3,7 (3, 6)	(0, 14) 0,16 (0, 17)	1154	1253	186	60	47	22	150
Литл-Стоби 1	(3, 6)	(3, 5) 4,4 (4, 0)	(0,17) (0,17)	1930	(1000) 2120 (2020)	119	123	61	29	862
Лптл-Стоби 2	4,0 (4,0)	3,6 (4,4)	0,17 (0,17)	2130	3170 (3090)	303	247	113	46	860

Таблица 6. Средние составы сульфилных жилкостей, формировавших определенные рупы

Цифры в скобках представляют составы, вычисленные, как было описано в тексте. * Это — содержание меди, если оно вычислено с использованием отношения Cu/(Cu i Ni) в запасах руды к среднему содержанию Ni для этого месторождения, как было описано в тексте.

далось ранее, существует некоторая неясность в отношении того, насколько хорошо эти подсчеты представляют изначальный состав сульфидных жидкостей, из которых возникли месторождения, вследствие трудности получить средневзвешенные анализы различных типов руд в соответствии с количеством этих типов в пределах данного месторождения. Самым необыкновенным примером, из встреченных до сих пор, является месторождение Страткона. Как упоминалось выше и как показано в табл. 6, отношение Сu/(Сu + + Ni) в пробах из этого месторождения равно 0,25, тогда как отношение для этого месторождения в целом равно 0.44. Если считать содержание никеля в сульфидах в целом равным 3,6%, то из этого значения отношения предельное содержание меди получит значение 2,8, что заметно выше, чем значение 1.23, приведенное в табл. 6. Следовательно, это последнее значение может быть ошибочным. Несмотря на оговорки такого рода, подагают, что общее



Рис. 40. Возможная последовательность событий, которым подверглась единая материн ская магма, могущая объяснить разнообразие состава четырех рудных месторождений района Садбери. (Налдретт и др., готовится к печати).

подобие отношений металла многих месторождений Садбери указывает на то, что составы, приведенные в табл. 6, довольно хорошо соответствуют действительным составам руд и что многие различия между ними являются действительными различиями, а не следствием ошибок, возникших при неточном взвешивании или игнорировании тех или иных рудных зон. Некоторые из этих действительных различий включают наблюдения того, что в двух рядом расположенных месторождениях — Левак-Уэст и Страткона — на северном фланге бассейна Садбери сульфидная жидкость, явившаяся причиной возникновения первого месторождения, очевидно, содержала в полтора раза больше никеля, в три раза больше элементов платиновой группы и приблизительно то же количество кобальта по сравнению с жидкостью, образовавшей второе месторождение. Из двух непосредственно соседствующих месторождений Литл-Стоби 1 и 2 на южном фланге этого же рудного поля первое содержит значительно меньше никеля, значительно больше Си и две трети содержания элементов платиновой группы от их содержания во втором месторождении. Кроме этих различий месторождения южного фланга содержат в два-три раза больше элементов платиновой группы, отчетливо меньше никеля и несколько больше Со, чем месторождение Левак-Уэст.

Налдретт и др. (готовится к печати) показывают, что в одной и той же материнской магме причиной этих различий можно считать фракционное и общее равновесие силикатов и сульфидов. Как обсуждалось выше, Ирвин [103] предполагал, что ассимиляция силикатного материала ультрамафической или мафической магмой будет приводить к сегрегации сульфида, растворенного в этой магме в виде несмешивающейся сульфидной жидкости; различная степень ассимиляции приводит в результате к различному соотношению растворенного сульфида, который будет покидать силикатный раствор. Эта концепция была упрощена Налдреттом и др. до концепции постепенного ступенчатого изменения состава материнской магмы (рис. 40).

Налдретт и др. (готовится к печати) предполагают, что материнская магма содержала оливин в ликвидусе и была недостаточно насыщена сульфидом: 0,16% S, 240 млн⁻¹ Ni, 169 млн⁻¹ Cu, 21,5 млн⁻¹ Co и 2,25 млрд⁻¹ Pd. Одна порция такой магмы, внедряясь вдоль северного фланга рудного поля, ассимилировала кремнистый материал в два этапа, каждый из них кончался сегрегацией и удалением 6% растворенного сульфида. Моделирование такого типа уже обсуждалось и указывает на то, что на этой стадии магма должна содержать 210 млн⁻¹ Ni, 150 млн⁻¹ Cu, 20,8 млн⁻¹ Co и 1,2 млрд⁻¹ Pd. Дальнейшая ассимиляция, за которой следует осаждение 5% сульфида, будет приводить к образованию сульфидной жидкости (на рис. 40 обозначено как Левак-Уэст и в табл. 6 также сопоставляется с Левак-Уэст). Ассимиляция, за которой следует осаждение 50% растворенного сульфида, будет давать начало составу, обозначенному на рис. 40 и в табл. 6 как Страткона.

Вторая порция материнской магмы, внедряясь в направлении южного фланга рудного поля, подверглась фракционной кристаллизации с осаждением 7% оливина. Значение $D_1^{\text{ол./ж}}$ для никеля, равное 9, приведет к уменьшению содержания Ni в магме до 150 млн⁻¹, увеличению содержаний Cu и Pd до 181 млн⁻¹ и 2,41 млрд⁻¹ соответственно и к небольшому уменьшению содержания Co. Ассимиляция, за которой следует осаждение 2,5 или 12%, будет давать начало составам, приведенным на рис. 40 и в табл. 6 под названиями Литл-Стоби 1 и 2 соответственно. Из табл. 6 можно видеть, что, за исключением Cu, эти составы близко соответствуют наблюдаемым. Как обсуждалось выше, содержание Cu в изначальном сульфидном расплаве на месторождении Страткона было вероятнее 2,8, чем 1,23%, обнаруживая весьма близкое соответствие модельному составу. Подобные ошибки при взвешивании результатов анализов, вероятно, объясняют расхождение в подсчете содержаний Cu для двух месторождений Литл-Стоби.

 $I\!I$ риложение к рудам, связанным с габбро (за исключением Садбери и месторождений, связанных с платобазальтами). На рис. 23, в также приведены содержания никеля и меди в магмах, равновесных с рудами месторождений Кенбридж, Эспедален и Печенга. Базальтовые магмы, содержащие 150— 320 млн⁻¹ Ni и 70—170 млн⁻¹ Cu, по-видимому, могут дать начало большей части месторождений, связанных с габбро, включая Садбери, но исключая месторождения, связанные с интрузивными аналогами платобазальтов; исключаются также месторождения Каничи. Высокие содержания Си и элементов платиновой группы в этой руде соответствуют составам руд, связанных с платобазальтами, при условии, что принимаются коэффициенты разделения, приведенные в табл. 4, требующие, чтобы уровни содержаний Pt и Pd в базальтовых магмах находились в пределах от 0,25 до 2,5 млн⁻¹. Большинство отклонений по направлению к нижнему пределу этого интервала, возможно, может быть объяснено низким значением R при достижении равновесия, а не низким изначальным значением. Все они попадают в интервал значений, наблюдаемый в базальтах (Кроккет, в печати), и, следовательно, не возникает проблем в отношении магматической модели образования.

На первый взгляд объяснение генезиса месторождения Монткалм с содержанием в рудах 4,31% Ni и 1,38% Cu также не представляет трудности. Однако содержание Pt и Pd в этой руде составляет 58 и 17 млрд⁻¹ соответственно, т. е. ближе к уровню в породах, чем к ожидаемому уровню в магматических сульфидах. Налдретт и Дьюк [144] смоделировали состав такой руды с учетом того, могли ли низкие содержания элементов группы платины быть объяснены равновесием обычной базальтовой магмы при низких значениях R. Они нашли, что значения R требовали уменьшения содержаний элементов платиновой группы до нужного уровня, полученного по Ni и Cu, которые были уменьшены от одной четверти до одной трети наблюдаемых уровней.

Однако они отмечали, что фракционное удаление сульфида, возможно сопровождающее фракционную кристаллизацию рудоносной силикатной



Рис. 41. Изменение концентраций Ni, Си п Pd в сульфидной жидкости, фракционно отделившейся от кристаллизующейся габбровой магмы, в зависимости от пзначального содержания (в %) массы магмы, которая затем раскристаллизовалась. Допускается, что эта магма изначально содержала 375 млн⁻¹ Ni, 100 млн⁻¹ Сu, 7 млрд⁻¹ Pd и 0,3% сульфида. Вертикальная линия указывает на объем фракционной кристаллизации, необходимый для образования сульфид⁻¹ Pd [144].

магмы, приводит в результате к весьма сильному разделению элементов с высокими, а не со средними значениями D, как при общем равновесии, которое требуется при моделировании с использованием значений R. Используя типичную архейскую пикритовую толентовую магму, содержащую 13,7% MgO, 375 млн⁻¹ Ni, 100 млн⁻¹ Cu и 1 млн⁻¹ Pd, как исходный состав, они в своей модели (рис. 41) указали, что после кристаллизации более 50% магмы накопившиеся на этой стадии сульфиды будут очень близко соответствовать сульфидам руд месторождения Монткалм. Насколько точно можно определить (при ограниченном количестве обнажений на этой площади), месторождение Монткалм занимает дискордантную структуру близ центра вмещающих его габбро. Таким образом, некое событие, вызывавшее быстрое освобождение сульфида при кристаллизации рудоносного габбро с последующей концентрацией освобожденного сульфида, может объяснить состав и положение данной руды.

Приложение к месторождениям, сеязанным с платобазальтами. Руды, связанные с магмой платобазальтов, имеют ряд общих черт состава, в частности исключительно высокие содержания сульфидов Си, Pt и Pd. Вычисленный состав магмы, за счет которой образовались руды Талнаха, приведен на рис. 23, в. Очень высокие содержания металлов, в частности Pt и Pd, на этом месторождении указывают, по-видимому, на то, что концентрации металлов не снижались в условиях равновесия при низких значениях R и что вычисленный состав магмы близок к составу изначальной магмы до ее взаимодействия с сульфидом.

С целью опровержения исключительности Талнаха была исследована возможность генерации в мантии серип магм, необычайно богатых элементами платиновой группы, исходя из предположения, что руды других месторождений, связанных с платобазальтами, возникли вследствие равновесия при низких значениях R. В сульфидах месторождения Грейт-Лейкс содержания элементов платиновой группы составляют от $^{2}/_{3}$ до $^{2}/_{5}$ содержаний месторождений Талнахского района. Поэтому это месторождение представлено на рис. 23, 6 и 23, е и в табл. 5, исходя из предположения, что содержание Pd в материнской магме было таким же, как на Талнахе. По модели, руды образуются при достижении равновесия при R, равном приблизительно 2200 (log R = 3,34). На том же основании руда Миннамакс, с самым низким содержанием никеля и элементов платиновой группы, отвечает состоянию равновесия при R, равном приблизительно 350.

Магмы, формирующие месторождения, связанные с платобазальтами, по-видимому, являются исключительными в смысле наличия экстремально

высоких содержаний Cu (430—440 млн⁻¹ для Талнаха и Грейт-Лейкс, что значительно выше содержаний месторождения Миннамакс) и вместе с тем достаточно высоких (220—300 млн⁻¹) содержаний никеля. Два фактора могли содействовать этому: 1) содержание Cu в магме может в значительной степени увеличиваться путем фракционной кристаллизации и 2) материнская магма может быть обогащена медью вследствие особой природы ее источника.

Что касается пункта 1, то взаимосвязь между $\hat{Cu}/(Cu + Ni)$ и степенью мафичности рудоносной магмы отмечалась рядом авторов, в том числе Унлсоном и Андерсоном [230] и Налдреттом и Кабри [143]. Это отношение в данных рудах отражает их отношение в рудоносной магме; позднее авторы предполагали, что изменения в магме были следствием фракционной кристаллизации.

Современные данные полтверждают такое предположение. В составе оливина в ассопиации с сульфидом [Cu/(Cu + Ni) = 0.8] из месторождения Миннамакс обнаруживаются колебания от Fo45 до Fo57 при среднем значении около Fo₅₀ [92], в оливине комплекса Уотерхен (среднее из девяти образнов Cu/(Cu + Ni) = 0,70 [123]) средний состав - Fose, на месторождении Грейт-Лейкс [Cu/(Cu + Ni) = 0,65] — от Fo₆₅ до Fo₇₀ и в Норильске [Cu/(Cu + + Ni) = 0.59] — от Fo₇₇ до Fo₇₉ (только оптические определения). На месторождении Инсизва Cu/(Cu + Ni) колеблется между 0,33 п 0,4, а состав оливина во вмещающих гиперитах характеризуется Fo₆₅; по-видимому, это относится к исключениям из этого общего правила. Однако Илс [54] отмечал в перекрывающих пикритах комплекса Инсизва оливин с составом Foer. Требуется большее количество данных по петрологии этого комплекса и расчеты времени рудообразования для того, чтобы оценить особенности состава руд Инсизвы. Что касается предполагаемой взаимосвязи между отношением Cu/Ni и составом оливина, то ввиду того, что Cu неохотно входит в структуру силикатов мафических пород, фракционная кристаллизация булет приводить в результате к возрастанию содержания Си в магме: например, 50%-ная кристаллизация удвоит содержание Си в остаточном расплаве. Однако фракционная кристаллизация оливина и (или) пироксена будет также обеднять магму никелем. Многие из месторождений, связанных с платобазальтами, характеризуются относительно высокими содержаниями никеля в их сульфидах: таким образом, экстремальное фракционирование, включающее удаление очень больших количеств оливина и пироксена, не может быть причиной особенностей состава руды.

Относительно пункта 2 Налдретт и Дьюк [144] предполагают, что высокое содержание элементов платиновой группы в сульфидах, связанных с платобазальтами, является следствием особенностей самих базальтов, которые произошли исключительно из первозданной мантии. Свое мнение о данных по изотопам Sr и Nd Де Паоло и Вассербург [44] вывели из представлений о совершенно неистощенной субконтинентальной мантии. Весьма вероятно, что Си присутствует в мантии главным образом в виде сульфидов. При возникновении частичного расплава сульфиды будут растворяться в нем. Ограниченная степень плавления, достаточная для непосредственного растворения всего количества сульфидов в районе источника, будет давать начало особенно богатым медью магмам.

Заключение. Возникают следующие положения относительно состава магм, генерирующих никель-сульфидные руды, по-видимому имеющие общее значение:

1. Отклонения в содержаниях Ni, Cu, Co, Pt и Pd в неизмененных архейских связанных с коматиитами месторождениях могут быть объяснены с помощью равновесия различных количеств сульфидного расплава с магмой перидотитовых коматиитов, чей собственный состав меняется в результате отделения оливина. 2. Протерозойские месторождения района Унгава связаны с магмами, состав которых по сравнению с архейскими коматиитами, по-видимому, изначально был необычайно обогащен медью относительно Ni и MgO.

3. Низкое значение отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) в месторождениях, связанных с коматиитами, наследуется от рудообразующей магмы, а не является результатом особенностей генезиса этих месторождений.

4. Большинство связанных с габбро месторождений, не говоря уже о Каничи и месторождениях, ассоциирующихся с платобазальтами, по-видимому, образовались из магм, содержание металла в которых такое же, как в обычных архейских базальтах.

5. По-видимому, магмы платобазальтов исключительно богаты медью и одновременно достаточно богаты никелем и элементами платиновой группы. Для многих месторождений, связанных с платобазальтами, существует взаимосвязь между средним отношением Cu/(Cu + Ni) и степенью фракционирования рудоносной магмы, определяемой составом оливина. Высокие содержания Cu являются характерной чертой как фракционной кристаллизации рудоносных магм, так и их отделения от первозданной, субконтинентальной мантии.

6. Как отмечали Барнс и др. [9] в отношении Унгавы (и это же, по-видимому, характерно для месторождений Норильска — Талнаха), рудные залежи с самыми высокими отношениями магма/сульфид залегают исключительно в магматических телах, представляющих собой подводящие вулканические каналы. Это отмечается на месторождениях, которые формировались, очевидно, в условиях равновесия с рудоносной магмой. Механизм возникновения таких месторождений не ясен, и важно выяснить, было ли это высокое отношение магмы к сульфиду результатом раннего образования в камере сульфидов, которые имели последующую возможность взаимодействовать с магмой повторных импульсов, по мере того, как расплавы проходили вдоль подводящего канала.

Соображения по поводу изменений состава магм различных типов. В этом разделе обращается внимание на две главные проблемы. Первая — это объяснение относительно более низкого отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) в рудах, связанных с архейскими коматиитами, и вторая — объяснение явно более высоких относительных содержаний Pt и Pd в одних магмах по сравнению с другими.

Налдретт и Дьюк [144] предложили возможное объяснение взаимосвязи между типом магмы и отношением (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) в связанной с ней руле, ссылаясь на панные Росса и Кейса [179], которые нашли, что Ir встречается в оливине коматиитов Западной Австралии в концентрации около 5,6 млрд⁻¹, тогда как концентрация Pd ниже 0,21 млрд⁻¹. Налдретт и Дьюк предположили: 1) Ir и Pd находятся в мантийном оливине почти в тех же соотношениях, как в оливине коматиитов, и 2) так как основные химические свойства их сходны, можно считать, что Ru и Os следуют за Ir, а Pt следует за Pd. В своем исследовании элементов платиновой группы в породах Налдретт и Кабри [143] описали, что содержания металлов в альпийских ультрамафических породах (которые, как полагают, являются порциями мантийного вещества) находятся в пределах 2-9, 0,5-0,6 и 4-7 млрд⁻¹ для Ir, Ru и Os соответственно. Ягуц и др. [107] и Морган и Уондлесс [136] сообщили о значениях около 4 млрд⁻¹ как для Ir, так и для Os в мантийных ксенолитах. Поскольку мантия, как полагают, состоит более чем на 60% из оливина, повидимому, количество металлов, обнаруженных в данных образцах мантийного вещества, можно объяснить вхождением их в оливин в форме твердого раствора. Налдретт и Дьюк были менее уверены в действительном нахождении Pt и Pd (они же привели значения около 4.5 млрд⁻¹ для Pd и 7 млрд⁻¹ для Pt в мантийных ксенолитах) в мантии, хотя и предполагали возможную

их концентрацию в сульфидах, шпинели или гранате. Они полагали также, что магмы, образовавшиеся при низких степенях частичного плавления мантии, должны содержать значительное количество шпинели и (или) граната и растворять некоторое количество сульфида, но не будут содержать значительных количеств мантийного оливина. Следовательно, будут характерны высокие отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os). Магмы, такие, как коматиитовые. образованные вследствие высокой степени мантийного плавления, солержат значительное количество мантийного оливина, и, следовательно, они и связанные с ними сульфиды покажут значительно более низкие отношения указанных выше элементов. Этот эффект усложняется, если, как на то указывают другие данные по малым элементам, включая редкие земли, богатые MgO коматииты, являющиеся типичными вмещающими породами коматиитовых руд, произошли из той части мантии, которая подверглась предшествующему частичному плавлению и поэтому лишилась большей части своей шпинели и граната и некоторой части своих сульфидов, Pt и Pd. Следует ожидать, что магмы со средними содержаниями MgO, происшедшие при менее значительном плавлении менее обедненной, возможно, первозданной мантии, будут иметь средние значения отношений (Pt + Pd)/(Ru + Ir + + Os), как это наблюдается в рудах Унгавы.

Доводы Налдретта и Дьюка [144] по поводу источника Ru, Ir и Os хорошо сочетаются с тем фактом, что Митчелл и Кейс [134] не обнаружили таких же высоких содержаний Ir в оливине, выделенном из мантийных ксенолитов, как в коматиитах. Таким образом, вопрос об источнике Ru, Ir и Os пока еще остается открытым. Однако, как считает Кроккет (в печати), оценивая данные Ягуца и др. [107] и Моргана и Уондлесса [136], мантийные ксенолиты остаточного характера обогащены Ir и Os относительно Pt и Pd по сравнению с ксенолитами менее остаточного характера. Он предполагает, что доводом может служить их присутствие в виде тугоплавкого (и, по-видимому, нерастворимого в силикатных расплавах) сплава.

Короче говоря, хотя этот довод еще спорен, видимо, Ru, Ir и Os ведут себя значительно более «совместимо» в отношении к мантийной минералогии в процессе частичного плавления, чем Pt и Pd, которые отделяются в расплавы, формирующиеся на ранних стадиях.

Кроме того, таким образом можно объяснить особенно высокие содержания Pt и Pd в месторождениях, связанных с платобазальтами, и особенности руд Унгавы. Данные по содержаниям элементов платиновой группы в базальтах являются относительно редкими и в основном ограничиваются Pd и Ir. Кроккет [41] обобщил эти данные и отметил, что континентальные платобазальты имеют значительно более высокие содержания Pd (по крайней мере в 10, а возможно, в 60 раз больше) и более высокие содержания Ir (в 2-20 раз больше), чем базальты океанского дна. Их же низкие конпентрации легких редких земель относительно тяжелых и низкие концентрации несовместимых элементов указывают на то, что базальты срединно-океанических хребтов (MORB) произошли из мантии, которая была обеднена этими элементами в процессе предыдущего акта частичного плавлония. Значительно более низкие значения Pd в базальтах срединно-океанических хребтов и до сих пор еще не подтвержденное имеющимися аналитическими данными предположение, что отношение Pd/lr в них низкое, отчасти можно объяснить удалением палладия в изначальный частичный расплав, как описано выше. Характеристика платобазальтов не соответствует характеристике обедненных базальтов срединно-океанических хребтов, и, как отмечалось выше, на основе изучения изотопов Sr и Nd она соответствует породе, происшедшей из первозданной мантии. Это согласуется с относительно высокими содержаниями в них Pt и Pd, что также отражается в составе связанных с ними руд. Подобные доказательства были выше применены для объяснения

высокого содержания меди в этих рудах. Те же доказательства можно использовать для объяснения высокого содержания меди в связанных с коматиптами рудах Унгавы при сравнении с архейскими связанными с коматиптами рудами. Магмы, вмещающие руды Унгавы, характеризуются равномерным распределением редких земель и концентраций несовместимых рассеянных элементов [8], исходя из чего предполагают, что они произошли из мантии, не обедненной по сравнению с мантией, которая была источником богатых MgO архейских коматиптов.

Заключение

В заключение вернемся еще раз к некоторым вопросам, поставленным во введении.

1. Первый из них: какие существуют различимые типы мафических и ультрамафических тел? В табл. 1 они классифицируются по времени внедрения: одновременно с вулканизмом, в консолидированные кратоны или во время активного орогенеза.

2. Второй вопрос: какие из этих типов являются продуктивными в отношении сульфидных никелевых месторождений? Некоторые типы, включая как кумуляты, так и ультрамафические с метаморфической структурой части офиолитовых комплексов, интрузивные ультрамафические тела аляскинского типа и комплексы щелочных колец и кимберлитов явно непродуктивны. Определенные сочетания типа пород и тектонического положения, включая интрузии, связанные с платобазальтами в областях внутриконтинентального рифтогенеза, а также коматииты, приуроченные к началу вулканических циклов в архейских и (в меньшей степени) протерозойских зеленокаменных поясах, являются особенно продуктивными. Толептовые интрузии в подобных зеленокаменных поясах являются важными вмещающими породами для руды, хотя в меньшей степени, чем коматииты. Никеленосный плутон Садбери, который, как полагают, внедрился с использованием метеоритного ударного кратера, является уникальной, но высокопродуктивной петротектонической структурой.

3. Почему эти конкретные геологические обстановки являются продуктивными? Два основных примера — месторождения, связанные с внутриконтинентальным рифтообразованием; Норильск — Талнах и Дулут. Рифтообразование дало возможность мафической магме взаимодействовать с серой, содержащейся в супракрустальных породах. Отношения изотопов указывают на то, что большая часть серы в рудах имеет коровое происхождение. На месторождении Садбери данные свидетельствуют, что взаимодействие магмы Никеленосного плутона с фельзическими вмещающими породами вызывало насыщение магмы сульфидами.

Вопрос о том, почему именно коматниты являются рудоносными, широко обсуждается в литературе, причем некоторые авторы предполагают, что важным моментом является контаминация коровой серой [85, 82], другие же предполагают, что коматииты произошли из богатых серой порций мантии [139, 143].

Вполне вероятно, что могла быть такая обстановка, при которой базальные концентрации магматического сульфида не являются обычным следствием образования, внедрения и кристаллизации мафической магмы. Для многих никелевых месторождений мирового значения было показано, что некий другой фактор или факторы позволяют достаточному количеству сульфидного расплава отделяться от рудоносной силикатной магмы без одновременной кристаллизации значительной части силиката, так что сульфиды имеют возможность обособляться и концентрироваться, не будучи разбавленными силикатами. Причины локализации сульфидных руд, связанных с определенными коматиитовыми или толеитовыми интрузиями в зеленокаменных поясах, менее ясны, и этот вопрос является одной из самых важных областей дальнейшего изучения.

4. Что касается взаимосвязи между составами руд и рудоносных магм, то давно известна тенденция к снижению значений отношения Cu/(Cu + Ni) в более ультрамафических телах и наоборот. На основе современного знания коэффициентов разделения можно смоделировать содержания Ni, Cu, Co и элементов группы платины во многих месторождениях, связанных с коматинтами и габбро, включая отклонения, существующие в рудах Садбери. Составы силикатных магм, требовавшиеся для моделирования, согласуются с анализами пород, которые, как предполагают, представляют эти магмы. Моделируемые магмы равновесны с рудами, формирующимися в связи с платобазальтовой магматической активностью, имеют исключительно высокие содержания меди п в то же время довольно высокие содержания никеля. Содержанию меди в базальтах в геологической литературе уделено недостаточно внимания, и неизвестно, имели ли действительно существовавшие в природе базальты такие высокие содержания Сu и Ni, которые подразумеваются при молелировании. Это пругая важная область дальнейших исследований.

5. Состав руд, вмещающих их пород и коэффициенты разделения, связанные с ними, позволяют установить определенные ограничения их генезиса.

a) Некоторые, связанные с коматиитами руды имеют особенно высокие содержания никеля и элементов группы платины, что можно объяснить как результат последующих изменений, которые они претерпели.

б) Ограниченная область отношения металл/сера в большинстве магматических руд и ограниченное количество содержащегося магнетита являются обычным следствием незначительного колебания f_{0_2} и изменения содержаний FeO в большинстве мафических и ультрамафических магм. Когда руды выходят за обычный интервал, это немедленно должно вызывать субсолидусное изменение.

в) Большая часть отклонений среди неизмененных связанных с коматиитами руд может быть смоделирована с помощью фракционной кристаллизации коматиитовой магмы, равновесной с сульфидами при различных отношениях силикатной магмы к сульфидному расплаву (R). Вследствие высоких коэффициентов разделения элементы группы платины ведут себя совершенно отличным от никеля и меди образом в соответствии с изменениями R, что является неоспоримым доказательством обоснованности данного подхода, когда содержания всех элементов могут быть объяснены с помощью данной генетической модели. Месторождение Пайп является примером равновесия при экстремально низких значениях R. Количество сульфида, требующееся для возникновения такого отношения, не может быть перенесено в растворе, но это можно обосновать как результат взаимодействия магмы с серой вмещающих пород.

г) Очень низкие значения содержаний элементов платиновой группы при несильно заниженных значениях содержаний меди и никеля, как, например, на месторождении Монткалм, лучше объяснимы как результат фракционной сегрегации и удаления сульфида (например, непрерывное удаление небольших количеств сульфида без его взаимодействия с непрерывно изменяющейся магмой). чем как результат сегрегации и удаления разрозненных порций сульфида.

д) Четкая зональность по Ni, Cu, Co и элементам группы платины, которая существует на месторождениях Страткона, Левак-Уэст и на многих месторождениях Норильска — Талнаха, лучше всего объясняется как следствие фракционной кристаллизации сульфидного расплава, из которого произошла руда. Каждая стадия фракционной кристаллизации приводит в результате к образованию сульфидов с характерным отношением металлов. На месторождении Фалконбридж присутствуют только руды, в которых отношение металлов характерно для самых ранних раскристаллизовавшихся сульфидов, и это позволяет предположить, что изначально на месторождении могли присутствовать другие части рудного тела, представлявшие раскристаллизовавшуюся позднее фракцию сульфидного расплава.

е) Существует грубая корреляция между содержанием MgO в родоначальной магме и отношением (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) сульфидов. Это лучше всего объясняется как результат совместимого поведения Ru, Ir и Os и несовместимого поведения Pt и Pd во время мантийного плавления и фракционной кристаллизации. Вопрос о том, были ли Ru, Ir и Os действительно совместимы со структурой мантийного оливина, остается открытым. Вероятно, что их явно аналогичное поведение является следствием их совместного присутствия в сплавах и устойчивости при растворении в ранних мантийных расплавах.

ж) Никель, который, как известно, совместим с оливином и медью, как полагают, не совместим со структурами большинства мантийных минералов. Состав большей части руд полностью или частично объясняется на этой основе, включая высокое содержание меди в рудах, связанных с платобазальтами, когда рудоносные магмы были образованы из первозданной, первоначально непереплавляемой и, следовательно, относительно обогащенной медью мантии.

з) Очень низкие содержания цинка и свинца в медно-никелевых рудах обычно соотносимы с низкими экспериментально определенными коэффициентами разделения их между сульфидными и силикатными расплавами, если исходить из предпосылки о магматическом происхождении этих руд. Невозможно иначе объяснить устойчиво низкие по сравнению с бессульфидными породами содержания цинка и свинца, если медно-никелевые руды считать следствием гидротермальной активности, эксгаляции или чего-либо подобного.

Благодарности

. Следующие коллеги и компании предоставили образцы для данного исследования: г-н Питер Биван из Grate Lakes Nickel Ltd., г-н Метью Блеча из Teck Explorations Ltd., г-н Джон Клаттен из Anglo-American Zimbabwe Ltd., Falconbridge Nickel Mines Ltd., г-н Д. Иннес из Геологической службы Онтарио, INCO. Metals Ltd., Noranda Mines Ltd., г-н С. Ватович из AMAX Exploration Inc. и проф. В. Дж. Фервордт из университета Стелленбос. Г-н П. Торнхилл из Falconbridge Nickel Mines Ltd. предоставил два образца из Талнахского месторождения в СССР. Профессор Девид Гровс из Западно-Австралийского университета любезно предоставил некоторые из его неопубликованных данных.

Следующие сотрудники помогли при проведении нейтронно-активационной и атомно-абсорбционной аналитической работы: г-жа Стелла Брод, г-жа Сьюзен Джентлмен, г-н М. Хадзис и г-н Скотт, д-р Р. Ханкок, заведующий реактором Slowpoke II в Торонтском университете, и д-р Дж. Сова, руководящий счетной нейтронно-активационной установкой в Отделении наук о Земле и планетах, Ириндейл-Колледж Торонтского университета и я благодарю каждого из них за помощь в выполнении аналитической программы.

Исследования А. Дж. Налдретта были поддержаны субсидиями Геологической службы Онтарио (Geoscience Research Grant GR 17), Департамента энергетики, горного дела и ресурсов (Canada Grant 222-4-78 и NSERG Grant A4244) и субсидией Национального научно-исследовательского совета Канады, предоставленной геологическому факультету Торонтского университета по ходатайству Д. Странгуэя.

Г-н Олкок из INCO Metals Ltd., проф. И. Х. Кемпбелл из Торонтского университета и д-р Дж. М. Дьюк из Геологической службы Канады любезно прокомментировали рукопись в очень краткой рецензии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Abel M. K., Buchan R., Coats C. J. A., Penstone M. E., Copper mineralization in the footwall complex, Strathcona mine, Sudbury, Ontario: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 275-286, 1979.
- 2. Allard G. O., The Dore Lake complex of Chibougamau, Ouebec a metamorphosed Bushveld-type layered complex: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 1, p. 477-491, 1970.
- 3. Allard G. O., Duquette G., Latulippe M., van de Walle, Me., Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Val d'Or and Matagami-Chibougamau greenstone belts Quebec: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Field Guide to Excursions A41 and Č41. 1972.
- 4. Arndt N. T., Ultramafic rocks of Munro Township and their volcanic setting: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. of Toronto, 1975.
- 5. Arndt N. T., Brooks C., Komatiltes Penrose Conference Report: Geology, v. 8, p. 155-156, 1980.
- 6. Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R., Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Twp, northeast Ontario: Jour. Petrology, v. 18, p. 319-369, 1977.
- Ashcroft W., Munro M., The structure of the eastern part of the Insch Mafic Intrusion, Aberdeenshire: Scottish Jour. Geology, v. 14, p. 55-79, 1978.
 Barnes S. J., Petrology and geochemistry of the Katiniq nickel deposit and related rocks,
- Ungava, northern Quebec: M. Sc. thesis, Univ. of Toronto, 1979.
- Barnes S. J., Coats G. J. A., Naldrett A. J., Petrogenesis of a Proterozoic nickel sulfide-komatiite association: the Katiniq Sill, Ungava, Quebec: Econ. Geol., в печати.
 Barrett F. M., Groves D. I., Binns R. A., Importance of metamorphic processes at the Nepean nickel geposit, Western Australia: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 85, p. B252-B273, 1976.
- Barrett F. M., Binns R. A., Groves D. I., Marston R. J. McQueen K. G., Structural history and metamorphic modification of Archean volcanic type nickel deposits, Yilgarn Block. Western Australia: Econ. Geol., v. 72, p. 1195-1224, 1977.
- 12. Battey M. H., McRitchie W. D., A geological traverse across the pyroxene granulites of Jotunheimen in the Norwegian Caledonides: Norsk. Geol. Tidsskr., v. 53, p. 237-265, 1973.

- Bazunov E. A., Development of the main structures of the Siberian platform: history and dynamics: Tectonophysics., v. 36, p. 289-300, 1976.
 Bennett G., The geology of the Northeast Temagami area, district of Nipissing: Ontario Geol. Survey Rept. 163, 128 p. Accompanied by Maps 2323 and 2324, 1978.
 Besson M., Boyd R., Czamanske G., Foose M., Groves D., von Gruenewaldt G., Naldrett A. J., Nilsson G., Page N., Papunen H., Peredery W., IGCP Project No. 161 and a proposed classification of Ni Cu PGE sulfide deposits: Canadian Mineralogist, v. 47 p. 443 444 4070
- v. 17, р. 143—144, 1979.
 16. Бинс Р. А., Гроувс Д. И., Гунторп Р. Д. Сульфиды никеля в архейских ультрамафических породах Западной Австралии. В сб.: Корреляция докембрия, ред. А. В. Сидоренко. М.: Наука, 1977, с. 349-380.
- 17. Bonnichsen W., Southern part of the Duluth complex, in: Sims P. K., Morey G. B., eds., Geology of Minnesota: A centennial volume: St. Paul, Minnesota Geol. Survey, p. 361-387, 1972.
- 18. Bonnichsen W., Sulfide minerals in the Duluth complex, in: Sims P. K., Morey G. B., eds., Geology of Minnesota: A centennial volume: St. Paul, Minnesota Geol. Survey, p. 388–393, 1972.
- 19. Bonnichsen W., Copper and nickel resources in the Duluth complex, northeastern Minnesota: Minnesota Geol. Survey Inf. Circ. 10, 1974.
- 20. Boone G. McG., Acadian plate junction beneath western Maine gabbro belt (abs.): Geol. Assoc. Canada. Mineralog. Assoc. Canada Ann. Mtg., St. John's Volume of Abstracts, p. 11, 1974.
- 21. Boyd R., Mathiesen C. O., The nickel mineralization of the Råna mafic intrusion, Nord-
- land, Norway: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 287-298, 1979.
 22. Boyd R., Munro M., Deformation of the Belhelvie Mass, Aberdeenshire: Scottish Jour. Geology, v. 14, p. 29-44, 1978.

- 23. Brau J. G., New developments in Sudbury geology: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 10. p. 1-5, 1972.
 24. Brooks C., Hart S. R., On the significance of komatilite: Geology, v. 2, p. 107-110, 1974.
- 25. Burt D. R. L., Sheppy N. R., Mount Keith nickel sulfide deposit, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 159-168, 1975.
- 26. Campbell I. H., A study of cumulate processes and macrorythmic layering in the Jimberlana intrusion of Western Australia. Part 1: The upper layered series: Jour. Petro-logy, v. 18, p. 183-215, 1977.
- 27. Campbell I. H., Some problems with the cumulus theory: Lithos, v. 41, p. 311-323, 1978.
- 28. Campbell I. H., Naldrett A. J., The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides: Econ. Geol., v. 74, p. 1503-1505, 1979. 29. Campbell I. H., Naldrett A. J., Roeder P. L., Nickel activity in silicate liquids: Some pre-
- liminary results: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 495-506, 1979.
- 30. Card K. D., Hutchinson R. W., The Sudbury structure: its regional geological setting: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 10, p. 67-78, 1972.
- 31. Chamberlain J. A., Sulfides in the Muskox intrusion: Canadian Jour. Earth Sci., v. 4, p. 105-153, 1967.
- 32. Chyi L. L., Crocket J. H., Partition of platinum, palladium, iridium and gold among coexisting minerals from the deep ore zone, Strathcona mine, Sudbury, Ontario: Econ. Geol., v. 71, p. 1196-1205, 1976.
- 33. Clark L. A., Geology and geothermometry of the Marbridge nickel deposit, Malartic,
- Quebec: Econ. Geol., v. 60, p. 792-811, 1965.
 34. Coats C. J. A., Quirke T. T., Jr., Bell C. K., Cranstone D. A., Campbell F. H. A., Geology and mineral deposits of the Flin Flon, Lynn Lake and Thompson areas, Manitoba, and the Churchill-Superior form of the Western Precambian shield: Internat. Geol. Cong., 24th. Montreal 1972, Guidebook, Field Excursions A31-C31, p. 1-96, 1972.
- 35. Collins W. H., Life history of the Sudbury nickel irruptive (i): Roy. Soc. Canada Trans. sec. IV, v. 28, p. 123-177, 1934. 36. Collins W. H., Life history of the Sudbury nickel irruptive (iii): Roy. Soc. Canada Trans.,
- sec. IV, v. 30, p. 29-53, 1936.
- 37. Collins W. H., Life history of the Sudbury nickel irruptive (iv): Roy. Soc. Canada Trans., sec. IV, v. 31, p. 15-43, 1937. 38. Conn H. K., Discovery and evaluation of the Johns-Manville platinum-palladium pros-
- pect, Stillwater complex, Montana, U.S.A.: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 463-468, 1979.
- 39. Cowan J. C., The geology of the Strathcona ore deposit, district, Ontario: CIM Bull., v. 61, p. 38-54, 1968.
- 40. Craig \hat{J} . R., Kullerud G., Phase relations in the Cu Fe Ni S¹system and their application to magmatic ore deposits: Econ. Geol. Mon. 4, p. 344-358, 1969.
- 41. Crocket J. H., Platinum group elements in mafic and ultramafic rocks; a survey: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 391-403, 1979.
- 42. Crocket J. H., Geochemistry of the platinum group elements, in: Cabri L. C., ed., Platinum group clements: Mineralogy, geology, recovery: Canadian Inst. Mining Metallurgy
- Spec. Vol., 1981.
 43. Dalgarno L. R.. Nickel deposits of the Widgiemooltha dome Redross, Wannaway, Widgiemooltha, Dordie, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua Widgiemooltha, Dirdie, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua. New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 82-86, 1975.
- 44. De Paolo D. J., Wasserburg G. J., Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian platform and inferences about their mantle sources: U.S. Natl. Acad. Sci. Proc., v. 76, p. 3056—3060, 1979.
- 45. De Paolo D. J., Wasserburg G. J., Sm Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 999-1008, 1979.
- 46. Dewey J. F., Bird J. M., Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: Jour. Geophys. Research, v. 76. No. 14, p. 3179-3206, 1971.
- 47. Dietz R. S., Sudbury structure as an astrobleme: Jour. Geology, v. 72, p. 412–434, 1964.
- 48. Дистлер В. В., Малевский А. Ю., Лапутина П. П. Распределение платинопдов между пирротином и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава. – Геохимпя, 1977, № 11, с. 1646—1658.
- 49. Donnelly T. H., Lambert I. B., Oehler D. Z., Hallberg J. A., Hudson D. S., Smith J. W., Bavington O. A., Golding L., A reconnaissance study of stable isotope ratios in Archean rocks from the Yilgarn block, Western Australia: Geol. Soc. Australia Jour., v. 24, p. 409–420, 1977.
- 50. Duke J. M., Computer simulation of the fractionation of olivine and sulfide from mafic and ultramafic magmas: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 507-514, 1979.
- 51. Duke J. M., Petrology and economic geology of the Dumont sill, N.W., Quebec (abs.):

Geol. Assoc. Canada - Mineralog. Assoc. Canada Ann. Mtg., Halifax, Program with Abstracts, v. 5, p. 50, 1980.

- 52. Duke J. M., Naldrett A. J., A numerical model of the fractionation of olivine and molten sulfide from komatiite magma: Earth Planet. Sci. Letters, v. 39, 255-266, 1978.
- 53. Дюжиков О. А., Федоренко В. А., Нестеровский В. С., Демидович У. И. Новый Северо-Хараелахский рудный район и перспективы его никеленосности. ДАН СССР, сер. наук о Земле, 1976, т. 229, № 5, с. 1184—1187.
- Eales H. V., Contrasted trace element variation in two Karoo cumulus complexes: Chem. Geology, v. 29, p. 39-48, 1980.
 Eckstrand O. R., The Dumont serpentinite: A model for control of opaque nickeliferous
- mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks: Econ. Geol., v. 70, p. 183-201, 1975.
- 56. Englund J. O., Stratigraphy and structure of the Ringebu-Vinstra district, Gudbrandsdalen, with a short analysis of the western part of the sparagmite region in southern Norway: Norges Geol. Undersökelse, No. 293, 1973.
- 57. Ewers W. E., Hudson D. R., An interpretive study of a nickel-iron sulfide ore intersec-tion, Lunnon shoot, Kambalda, Western Australia: Econ. Geol., v. 67, p. 1075-1092, 1972.
- 58. Faure G., Chaudhuri S., Fenton M., Ages of the Duluth gabro complex and of the Endion sill, Duluth, Minnesota: Jour. Geophys. Research, v. 74, p. 720-725, 1969.
- 59. Findlay D. C., Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, p. 399-426, 1969.
- 60. Fisher D., The petrology of the Mt. Edwards nickel sulfide deposit, Widgiemooltha, We-stern Australia: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. of Toronto, 320 p., 1979.
- 61. Fleet M. E., Origin of disseminated copper-nickel sulfide ore at Frood, Sudbury, Ontario: Econ. Geol., v. 72, p. 1449-1456, 1977.
- 62. Fleet M. E., A tectonic origin for the Sudbury shatter cones (abs.): Geol. Assoc. Canada-Mineralog. Assoc. Canada Ann. Mtg., Program with Abstracts, v. 4, p. 50, 1979. 63. Fleet M. E., MacRae N. D., Herzberg C. T., Partition of nickel between olivine and
- sulfide: A test for immiscible sulfide liquids: Contr. Mineralogy Petrology, v. 65, p. 191-197, 1977.
- 64. Ford A. B., The development of the layered series and the capping granophyre of the Dufek intrusions of Antarctica: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 1, p. 492-510, 1970.
- 65. Ford A. B., Boy W. W., Jr., The Dufek intrusion, a major stratiform gabbroic body in the Pensacola mountains, Antarctica: Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague 1968, Proc., v. 2, p. 213-228, 1968.
- 66. Foslie S., Field observation in Northern Norway bearing on magmatic differentiation:
- Jour. Geology, v. 29, p. 701-719, 1921.
 67. French B. M., Sudbury structure, Ontario, some petrographic evidence for origin by meteorite impact: Science, v. 156, p. 1094-1098, 1967.
- 68. Fudali R. F., Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas: Geochim. et Cosmo-
- 60. Future 17. F., Oxygen regioned of District and and state magnas. Geochim. et cosmo-chim. Acta, v. 29, p. 1063-1075, 1965.
 69. Gain S. B., The geology and PGE distribution in the Upper Group chromatite layers at Maandagshoek 254, K. T., eastern Bushveld Complex: Inst. Geol. Research on the Bush-veld, Research Rept. 22, 24 p., 1980.
 70. G. M. M. The physical exploration geographics of the Treades magnif. Commun. in: Well.
- lie P. J., ed., Ultramafic and related rocks: New York, John Wiley and Sons, p. 121-134, 1967. 70. Gass I. G., The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus, in: Wyl-
- 71. Gass I. G., Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature, v. 220, p. 39, 1968.
- 72. Gemuts I., Theron A., The stratigraphy and mineralization of the Archean between Norseman and Coolgardie, Western Australia, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 66-74, 1975.
- 73. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Филимонова А. А. Парагенетические ассоциации минералов норильских медно-никелевых сульфидных руд. — Тез. докл. IV симпозиума IAGOD, Варна, 19—25 сентября 1974 г., София, 1974, с. 287—288.
- 74. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Коваленкер В. А. Минералы платиновых металлов медно-никелевых руд и некоторые вопросы их генезиса. В сб.: ХІ съезд международной минералогической ассоциации. - Новосибирск - М.: Наука, 1980, с. 165-171.
- 75. Gibbins W. A., McNutt R. H., The age of the Sudbury Nickel Irruptive and the Murray granite: Canadian Jour. Earth Sci., v. 12, p. 1970-1989, 1975.
- 76. Глазковский А. А., Горбунов Г. И., Сысоев Ф. А. Месторождения никеля. В кн.: Рудные месторождения СССР Ред. В. И. Смирнов, 1977, т. 2, с. 5-75.
- 77. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- 78. Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения. – Геохимия, 1963, № 1, с. 35-40.

- 79. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторожлений Печенги. — М.: Недра, 1968.
- Bordon P. S. L., The Selebi-Kikwe nickel-copper deposits, Botswana: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 3, p. 167–187, 1973.
 Braterol M., Naldrett A. J., Mineralogy of the Marbridge No. 3 and No. 4 deposits with
- some comments on low temperature equilibration in the Fe Ni S system: Econ. Geol., v. 66, p. 886–900, 1971. 82. Green A. H., Evolution of Fe—Ni sulfide ores associated with Archean ultramafic ko-
- matiltes, Langmuir Township, Ontario: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. of Toronto, 1978.
 83. Green A. H., Naldrett A. J., The Langmuir volcanic peridotite-associated nickel deposits: Canadian equivalents of the Western Australia occurrences: Econ. Geol., v. 76, No. 6, 1981.
- 84. Green D. H., Nocholls I. A., Viljoen M., Viljoen R., Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism: Geology, v. 3, p. 11-14, 1975.
- 85. Groves D. I., Keays R. R., Mobilization of ore forming elements during alteration of dunites Mt. Keith-Betheno, Western Australia: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 373-390. 1979.
- 86. Groves D. I., Barrett F. M., Binns R. A., Marston R. J., McQueen K. G., A possible volcanic exhalative origin for lenticular nickel sulfide deposits of volcanic association with special reference to Rose in Western Australia (Discussion): Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 1646-1650, 1976. 87. Groves D. I., Barrett F. M., McQueen K. G., The relative roles of magmatic segregation,
- volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic-associated nickel ores of Western Australia: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 319-336, 1979. 88. Guillon J. H., Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie type d'appareil ultra-
- basique stratiforme de cha ne récente: Paris, O.R.S.T.O.M. Mém. Orstom No. 76, 120 p., 1975.
- 89. Hall A. L., The Bushveld Igneous Complex of the central Transvaal: South Africa Geol. Survey Mem. 28, 560 p., 1932.
- 90. Hallberg J. A., Williams D. A. C., Archean mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Goldfields region, Western Australia: Earth Planet. Sci. Letters, v. 15, p.
- 191-200, 1972.
 91. Hallberg J. A., Johnstone C., Bye S. M., The Archean Marda igneous complex, Western Australia: Precambrian Research, v. 3, p. 111-136, 1976.
- 92. Hardyman R. F., Petrography of a section of basal Duluth complex: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. of Minnesota, 1969.
- 93. Hawley J. E., The Sudbury ores: Their mineralogy and origin: Canadian Mineralogist,
- v. 7, pt. 1, 207 p., 1962.
 94. Hawley J. E., Upside-down zooning at Frood, Sudbury, Ontario: Econ. Geol., v. 60, p. 529-575, 1965.
- 95. Hess H. H., Stillwater igneous complex, Montana: Geol. Soc. America Mem. 80, 230 p., **196**0.
- 96. Hewins R. H., The petrology of some marginal rocks along the north range of the Sudbury Irruptive: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. of Toronto, 1971.
- 97. Himmelberg G. R., Ford A. B., Pyroxenes of the Dufek intrusion, Antarctica: Jour. Petrology, v. 17, p. 219-243, 1976.
- 98. Hoffman E. L., Naldrett A. J., van Loon J. C., Hancock R. G., V., Manson A., The determination of all the platinum group elements and gold in rocks and ore by neutron activation analysis after preconcentration by nickel sulfide fire-assay technique on large samples: Anal. Chimie Acta, v. 102, p. 157—166, 1978. 99. Hoffman E. L., Naldrett A. J., Alcock R. A., Hancock R. G. V., The noble metal con-
- tent of ore in the Levack West and Little Stobie mines, Ontario: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 437-452, 1979.
- 100. Hudson D. R., Genesis of Archean ultramafic associated nickel-iron sulfides at Nepean, Western Australia: Western Australia Conf., Australasian Inst. Mining Metallurgy, Proc., p. 99-109, 1973.
- 101. Hunter D. R., Some enigmas of the Bushveld complex: Econ. Geol., v. 71, p. 229-248, 1976.
- 102. Irvine T. N., Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska: Geol. Soc. America Mem. 138, 240 p., 1974.
- 103. Irvine T. N., Crystallization sequences of the Muskox intrusion and other layered in-trusions II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores:
- Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 39, p. 991-1020, 1975. 104. Irvine T. N., Findlay T. C., Alpine peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex: Canada Dept. Energy, Mines Resources, Earth Physics Branch Pubs., v. 42, No. 3, p. 97-128, 1972. 105. Irvine T. N., Smith C. H., The ultramafic rocks of the Muskox intrusion. N. W. T.,

Canada, in: Wyllie P. J., ed., Ultramafic and related rocks: New York, John Wiley and Sons, p. 38-49, 1967.

- 106. Jackson E. D., Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 358, 106 p., 1961. 107. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B.,
- Lorenz B., Wanke H., The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules: Lunar Planet. Sci. Conf., 10th,
- Proc., p. 2031-2050, 1979. 108. Jones W. R., Peoples J. W., Howland A. L., Igneous and tectonic structures of the Stillwater complex, Montana: U. S. Geol. Survey Bull. 1071-1-1, p. 281-335, 1960.
- Keays R. R., Crocket J. H., A study of precious metals in the Sudbury Nickel Irruptive ores: Econ. Geol., v. 65, p. 438-450, 1970.
 Keays R. R., Davison R. M., Palladium, iridium and gold in the ores and host rocks of
- nickel sulfide deposits of Western Australia: Econ. Geol., v. 71, p. 1214-1228, 1976.
- 111. Kilburn L. C., Wilson H. D. B., Graham A. R., Oguro Y., Coats C. J. A., Scoates R. F. J., Nickel sulfide ores related to ultrabasic intrusions in Canada: Econ. Geol. Mon. 4, p. 276-293, 1969.
- 112. Коваленкер В. А., Гладышев Г. Д., Носик Л. П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью. — Изв. АН СССР, 1974, сер. геол., № 2, с. 80—91. 113. Kullerud G., The FeS—ZnS system: A geological thermometer: Norsk Geol. Tidsskr.,
- v. 32, p. 61-147, 1953.
- 114. Kullerud G., Thermal stability of pentlandite: Canadian Mineralogist, v. 7, p. 353-366, 1963.
- 115. Kullerud G., Yund R. A., Moh G., Phase relations in the Fe-Ni-S, Cu-Fe-S and Си-Ni-S systems: Econ. Geol. Mon. 4, р. 323-343, 1969. 116. Кузнецов В. Г., Соколова М. А., Палкина К. К., Попова З. В. Система кобальт — ни-
- кель. Изв. АН СССР, неорганические материалы, 1965, т. 1, № 5, с. 675-689. 117. Lewis J. D., Williams I. R., The petrology of an ultramafic lava near Murphy Well, Eastern Goldfields, Western Australia: Western Australia Geol. Survey Ann. Rept., 1972, p. 60-68, 1973.
- 118. Lockheed D. R., A review of the Falconbridge ore deposit: Econ. Geol., v. 50, p. 42-50, 1955.
- 119. Lusk J., A possible volcanic-exhalative origin for lenticular nickel sulfide deposits of volcanic association, with reference to Western Australia: Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 451-458, 1976.
- 120. MacGregor I. D., Geology, petrology and geochemistry of the Mount Albert and asso-ciated ultramafic bodies of central Gaspe, Quebec: Unpub. M. Ss. thesis, Queen's University, 1962.
- 121. MacLean W. H., Liquidus phase relations in the $FeS-FeO-Fe_3O_4-SiO_2$ system, and
- 121. Mathematical W. H., Engineer phase relations in the res_relo_relo_relo_relo_relo_system, and their application in geology: Econ. Geol., v. 64, p. 865-884, 1969.
 122. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 123. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 124. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 125. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 126. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 127. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 128. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 129. Mathematical Relationship and State Press, 1969.
 120. Mathematical Relationship and 1969.
 121. Mathematical Relationship and 1969.
 122. Mathematical Relationship and 1969.
 123. Mathematical Relationship and 1969.
 123. Mathematical Relationship and 1969.
 124. Mathematical Relationship and 1969.
 125. Mathematical Relationship and 1969.
 126. Mathematical Relationship and 1969.
 127. Mathematical Relationship and 1969.
 128. Mathematical Relationship and 1969.
 129. Mathematical Relationship and 1969.
 129. Mathematical Relationship and 1969.
 120. Mathematical Relationship and 1969.
 121. Mathematical Relationship and 1969.
 122. Mathematical Relationship and 1969.
 123. Mathematical Relationship and 1969.
 124. Mathematical Relationship and 1969.
 125. Mathematical Relationship and 1969.
 126. Mathematical Relationship and 1969.
 127. Mathematical Relationship and 1969.
 128. Mathematical Relationship and 1969.
 129. Mat Toronto, 1975.
- 124. Mainwaring P. R., Naldrett A. J., Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota: Econ. Geol., v. 72, p. 1269-1284, 1977.
- 125. Maksimov Ye. M., Rudkevich M. Ya., Quantitative evaluation of the dynamics of Mesozoic and Cenozoic vertical movements over the West Siberian plate: Geotectonics, No.
- 1-6, p. 245-248, 1971.
 126. Malich N. S., Tuganova Ye. V., Distribution patterns of mineral resources in the Siberian platform cover: Internat. Geology Rev., v. 18, p. 417-424, 1976.
- 127. Marsh S. C. K., Nickel-copper occurrences at Dikolaoti and Lentswe, eastern Botswana: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 4, p. 131-148, 1975.
- 128. Marston R. J., Travis G. A., Stratigraphic implications of heterogeneous deformation in the Jones Creek Conglomerate (Archean), Kathleen Valley, Western Australia: Geol.
- Soc. Australia Jour., v. 23, p. 141-156, 1975.
 129. Martin J. E., Allchurch P. D., Geology of Perseverance nickel deposit, Western Australia, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua. New Guinea, I. Metals: Australian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 149-155, 1975.
- 130. Maske S., The petrography of the Ingeli mountain range: Univ. Stellenbosch Annals, ser. A, v. 41, No. 1, 109 p., 1966.
- 131. Matlock W. F., Watowich S. N., Geology and sulfide mineralization of the Duluth Complex-Virginia formation contact, Minnamax deposit, Minnesota (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, p. 477-478, 1980.
- 132. McCallum I. S., Raedeke L. D., Mathez E. A., Investigations of the Stillwater complex:

Part 1. Stratigraphy and structure of the banded zone: Am. Jour. Sci., v. 280-A, p. 59-87, 1980.

- McRae N. D., Ultramafic intrusions of the Abitibi area, Ontario: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, p. 281-304, 1969.
- 134. Mitchell R. H., Keays R. R., Palladium, gold and iridium in mantle minerals: Implications for models of magma genesis (abs.): Internat. Union Geodesy Geophysics Mtg., Canberra, Programme of Abstracts, p. 259, 1979.
- 135. Moores E. M., Vine F. J., The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic as oceanic crust; evaluation and implications: Roy. Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 268, p. 443-466, 1971.
- A, v. 268, p. 443-466, 1971.
 136. Morgan J. W., Wandless G. A., Terrestrial upper mantle: siderophile and volatile trace element abundances (abs.): Lunar Planet. Sci., v. 10, p. 855-857, 1979.
 137. Naldrett A. J., The role of sulfurization in the genesis of iron-nickel sulfide deposits
- 137. Naldrett A. J., The role of sulfurization in the genesis of iron-nickel sulfide deposits of the Porcupine district, Ontario: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 69, p. 147-155, 1966.
- 138. Naldrett A. J., A portion of the system Fe-S-O between 900 C and 1080 C and its application to sulfide ore magmas: Jour. Petrology, v. 10, p. 171-201, 1969.
- Naldrett A. J., Nickel sulfide deposits their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 76, p. 183-201, 1973.
- v. 76, p. 183-201, 1973.
 140. Naldrett A. J., Ni-Cu sulfide deposits: Magmatic or hydrothermal? A response and a discussion: Econ. Geol., v. 74, p. 1520-1528, 1979.
- 141. Naldrett A. J., Platinum group element deposits a review: Inst. Geol. Research on the Bushveld, Research Rept. 23, 108 p., 1980.
- 142. Naldrett A. J., Pt group element deposits, in: Cabri L. C., ed., Platinum group elements: Mineralogy, geology, recovery: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 1981.
- 143. Naldrett A. J., Cabri L. J., Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinumgroup elements: Econ. Geol., v. 71, p. 1131-1158, 1976.
- 144. Naldrett A. J., Duke J. M., Platinum metals in magmatic sulfide ores: Science, v. 208, p. 1417-1428, 1980.
- 145. Naldrett A. J., Gasparrini E. L., Archean nickel sulfide deposits in Canada, their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration: Geol. Soc. Australia Spec. Pub. 3, p. 201-226, 1971.
 146. Naldrett A. J., Goodwin A. M., Volcanic rocks of the Blake River group, Abitibi green-
- 146. Naldrett A. J., Goodwin A. M., Volcanic rocks of the Blake River group, Abitibi greenstone be t, Ontario, and their sulfur content: Canadian Jour. Earth Sci., v. 14, p. 539– 550, 1977.
- 147. Naldrett A. J., Kulerud G., A study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury district, Ontario: Jour. Petrology, v. 8, p. 453-531, 1967.
- 148. Naldrett A. J., MacDonal A. J., Tectonic setting of some Ni-Cu sulfide ores: Their importance in genesis and exploration: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 20, p. 633-657, 1980.
- Naldrett A. J., Mason G. D., Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue townships, Ontario: Canadian Jour. Earth Sci., v. 5, p. 111-143, 1968.
- 150. Naldrett A. J., Smith I. E. M., Mafic and ultramafic volcanism during the Archean, in: Basaltic volcanism and planetary evolution: Washington, Natl. Aeronaut. Space Agency, в печати.
- 151. Naldrett A. J., Turner A. R., The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia: Precambrian Research, v. 5, p. 43-103, 1977.
- 152. Naldrett A. J., Bray J. G., Gasparrini E. L., Podolsky T., Rucklidge J. C., Cryptic variation and the petrology of the Sudbury Nickel Irruptive: Econ. Geol., v. 65, p. 122-155, 1970.
- 153. Naldrett A. J., Hewins R. H., Breenman L., The main Irruptive and the sub-layer at Sudbury, Ontario: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Proc., sec. 4, p. 206-214, 1972.
- 154. Naldrett A. J., Hoffman E. L., Green A. H., Chou C. L., Naldrett S. R., Alcock R. A., The composition of Nisulfide ores with particular reference to their content of PGE and Au: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 403-416, 1979.
- 155. Nesbitt R. W., Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia: Evidence for an Archean ultramafic liquid: Geol. Soc. Australia Spec. Pub. 3, p. 331-350, 1971.
 156. Nesbitt R. W., Sun S. S., Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and the spinifex formation of the spinifex formation of the spinifex formation.
- 156. Nesbitt R. W., Sun S. S., Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites: Earth Planet. Sci. Letters, v. 31, p. 433-453, 1976.

- 157. Page N. J., Stillwater complex, Montana: Rock succession, metamorphism and struc-ture of the complex and adjacent rocks: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 999, 1977.
- 158. Page N. J., Dohrenwend J. C., Mineral resource potential of the Stillwater and adjacent rocks in the northern part of the Mount Wood and Mount Douglas quadrangles, south-western Montana: U. S. Geol. Survey Circ. 684, 8 p., 1973.
- 159. Page N. J., Simon F. O., Differentiation of the sulfides in the Basal Zone of the Stillwater complex, Montana: U. S. Geol. Survey Jour. Research, v. 6, p. 473-482, 1978.
- 160. Pattison E. F., The Sudbury sub-layer: Its characteristics and relationships with the main mass of the Sudbury Irruptive: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 257-274, 1979.
- 161. Pauly H., White cast iron with cohenite, schreibersite, and sulfides from Tertiary ba-salts on Disko, Greenland: Geol. Soc. Denmark Bull., v. 19, No. 1, 30 p., 1969.
- 162. Peredery W. V., Chemistry of fluidal glasses and melt bodies in the Onaping Formation: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 10, p. 49-59, 1972.
- 163. Peredery W. V., Relationship of ultramafic amphibolites to metavolcanic rocks and serpentinites in the Thompson belt, Manitoba: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 187-200. 1979.
- 164. Peredery W. V., Geology and nickel sulfide deposits of the Thompson belt, Manitoba: Geol. Assoc. Canada Special Robinson Volume (R. W. Hutchinson, ed.), в печати.
- 165. Phinney W. C., Northwestern part of the Duluth complex, in: Sims P. D., Morey (G. B., reds., Geology of Minnesota: A centennial volume: St. Paul, Minnesota Geol. Suruey, p. 335-345, 1972.
 Purvis A. C., Nesbitt R. W., Hallberg J. A., The geology of part of the Carr Boyd Rocks complex and its associated nickel mineralization, Western Australia: Econ. Geol.,
- v. 67, p. 1093-1113, 1972.
- 167. Puke D. R., Aures L. D., Innes D. G., Timmins-Kirkland Lake sheet, Cochrane, Sudbury and Timiskaming districts: Ontario Dept. Mines, Geol. Survey Comp. Ser. Map 2205. 1973.
- 168. Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R., Archean ultramafic flows in Munro Town-
- ship, Ontario: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 955-978, 1973.
 169. Quirke T. T., Jr., Cranstone D. A., Bell C. K., Coats C. J., A., Geology of the Moak-Setting Lakes area, Manitoba (Manitoba Nickel Belt): Geol. Assoc. Canada 23rd Ann. Mtg., Winnipeg, (Guidebook, Field Trip No. 1, 1970.
- 170. Rae D. R., Inclusions in the sublayer from Strathcona mine, Sudbury, and their significance: Unpub. M. Sc. tuesis, Univ. of Toronto, 1975.
- 171. Rajamani V., Naldrett A. J., Partitioning of Fe, Co, Ni, and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 82-93, 1978.
- 172. Rao B. V., R pley E. M., B lk rock and mineral chemistry as an aid in evaluating the role of country rock assimilation in sulfide formation, Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota (abs.): (Geol. Soc. America Abstracts with Programs, p. 506, 1980.
- 173. Ridler R. H., Petrographic study of a Crow Lake ultrabasic sill, Keewatin volcanic belt, northwestern Ontario: Unpub. M. Sc. thesis, Univ. of Toronto, 1966.
- Ripley E. M., Rao B. V., Oxygen isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, 174. Duluth Complex, Minnesota (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, p. 510, 1980.
- 175. Robins B., Gardner P. M., Synorogenic layered basic intrusions in Seiland province, Finnmark: Norges Geol. Undersökning, v. 312, p. 91-130, 1974.
- 176. Roeder P L., Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids: Earth Planet. Sci. Letters, v. 23, p. 397-410, 1974.
- 177. Roeder P. L., Emslie R. F., Olivine-liquid equilibrium: Contr. Mineralogy Petrology, v. 29, p. 275–289, 1970.
- 178. Ross J. R., Hopking G. M. F., The ni el sulfide deposits of Kambalda, Western Au-stralia, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 100-121, 1975.
- 179. Ross J. R., Keays R. R., Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia, Part 1: Relationship with the composition of the ores and their host rocks: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 417-436, 1979. 180. Ruckmick J. C., Noble J. A., Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southea-
- stern Alaska: Geol. Soc. America Bull., v. 70, p. 981-1081, 1959.
- 181. Ruttan G. D., Geology of Lynn Lake: CIM Bull., v. 48, p. 339-348, 1955. 182. Scholtz D. L., The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondo-
- (Mss) solid solution (abs.): Internat. Mineralog Assoc., 9th Gen. Mtg., Berlin and Regensburg, p. 172, 1974.

- 185. Scribbins B. T., Exotic inclusions from the South Range sublayer, Sudbury: Unpub. M.
- Sc. thesis, Univ. of Toronto, 1978.
 186. Secombe P. K., Groves D. I., Binns R. A., Smith J. W., A sulfur isotope study to test a genetic model for Fe—Ni sulfide mineralization at Mt. Windarra, Western Australia in: Robinson B. W., ed., Stable isotope developments in the earth sciences: New Zealand
- 187. Seccombe P. K., Groves D. I., Marston R. J., Barrett F. M., Sulfide paragenesis and sulfur, mobility in Fe-Ni-Cu sulfide ores at Kambalda: Sulfur isotopic and textural evidence: Econ. Geol., v. 76, No. 6, 1981.
- 188. Sharp J. I., Field relations of Mattagami sulfide masses bearing on their disposition
- 100. Sharp 5. 1., Field fetations of Mattagami suffice masses bearing on their disposition in time and space: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 68, p. 265-276, 1965.
 189. Shima H., Naldrett A. J., Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O: Econ. Geol., v. 70, p. 960-967, 1975.
 190. Shimazaki H., MacLean W. H., An experimental study on the partition of zinc and lead
- between silicate and sulfide liquids: Mineralium Deposita, v. 2, p. 125-132, 1976.
- 191. Sims P. K., Morey G. B., eds., Geology of Minnesota: A centennial volume: St. Paul, Minnesota Geol. Survey, 632 p., 1972.
 192. Skinner B. J., Luce F. D., Dill J. A., Ellis D. E., Hagan H. A., Lewis D. M., Odell D.A. Sverjensky D. A., Williams N., Phase relations in the tertiary portion of the system Pt-Pd-Fe-As-S: Econ. Geol., v. 71, p. 1469-1475, 1976.
 193. Slowikowski I., The Noil'sk Kombinat: Climate, geology and mines: Canada Dept. Force Minesota Research Proceeding Torbus Leff Circ.
- Energy, Mines Resources, Minerals Research Program Technology Inf. Div., Inf. Circ., p. 78-86. 1978.
- 194. Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. — М.: Недра, 1966. (Мин. геол. СССР, Всес. н.-пссл. ин-т минер. сырья (ВИМС).
- 195. Smirnov M. F., Deposits of platinum metals in ore deposits of the USSR: London,
- Pitman, v. 3, p. 100-124, 1977. 196. Souch B. E., Podolsky T., Geological Staff of the International Nickel Co. of Canada, Ltd., The sulfide ores of Sudbury: Their particular relation to a distinctive inclusionbearing facies of the Nickel Irruptive: Econ. Geol., Mon., 4, p. 252–261, 1969.
- 197. Speers E. C., The age relations and origin of the common Sudbury breccia: Jour. Geo-
- 197. Speers L. C., The age relations and origin of the common Subbry Dieccial John Geo-logy, v. 65, p. 497-514, 1957.
 198. Stanton R. L., Ore petrology: New York, McGraw-Hill, 713 p., 1972.
 199. Stevenson J. S., Colgrove G. L., The Sudbury Irruptive: Some petrogenetic concepts based on recent field work: Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague 1968, Proc., v. 4, p. 27-35, 1968.
- 200. Stevenson J. S., Stevenson L. S., Sudbury, Ontario and the meteorite theory: Geoscience Canada, v. 7, p. 103-109, 1980. 201. Sun S. S., Nesbitt R. W., Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics:
- Evidence from rare earth elements: Contr. Mineralogy Petrology, v. 65, p. 310-325, 1978.
- 202. Tamrazyan G. P., Siberian continental drift: Tectonophysics, v. 11, p. 433-460, 1971.
- 203. Tarasov A. V., Structural control of copper and nickel mineralization in Noril'sk I deposit: Internat. Geology Rev., v. 12, p. 933-941, 1970.
- Taylor R. B., Geology of the Duluth gabbro complex near Duluth, Minnesota: Minnesota Geol. Survey Bull. 44, 63 p., 1964.
 Thompson J. F. H., Sulfide genesis by supersaturation of a mafic magma with assimila-
- ted sulfur, Katahdin Iron Works, Cenral Maine (abs.):(Geol. Soc. America, NE Section, Abstracts, v. 12, p. 87, 1980.
- 206. Tischler S. E., Cawthorn R. G., Kingston G. A., Maske S., Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at Waterfall Gorge, Insizwa, Pondoland, Transkei: Canadian Mineralogist, в печати.
- 207. Turner A. R., Ranford L. C., Six Mile nickel prospect, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining
- Metallurgy Mon. 5, p. 156-159, 1975.
 208. Usselman T. M., Hodge D. S., Naldrett A. J., Campbell I. H., Physical constraints on the characteristics of nickel sulfide ore in ultramafic lavas: Canadian Mineralogist,
- v. 17, p. 361-372, 1979. 209. Vermaak C. F., The nickel pipes of Vlakfontein and vicinity, western Transvaal: Econ.
- Geol., v. 71, p. 261–286, 1976. 210. Vermaak C. F., The Merensky Reef thoughts on its environment and genesis: Econ. Geol., v. 71, p. 1270-1298, 1976.
- 211. Viljoen M. J., Viljoen R. P., Evidence of the existence of a mobile extrusive peridotitic lava from the Komati formation of the Onverwacht group: Geol. Soc. South Africa
- Spec. Pub. 2, p. 87-113, 1969. 212. Viljoen M. J., Bernasconi A., van Coller N., Kinlock E., Viljoen R. P., The geology of the Shangani nickel deposit: Econ. Geol., v. 71, p. 76-79, 1976.

- 213. Viljoen R. P., Viljoen M. J., The geology and the geochemistry of the layered ultramafic bodies of the Kaapmuiden area, Barberton Mountain Canal: Geol. Soc. South
- Africa Spec. Pub. 1, p. 661-688, 1970.
 214. Visser D. J. L., von Gruenewaldt G., eds., Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 1, 1970.
- 215. Vogt J. H. L., Die sulphide-silikatschenmelzlosungen: Vidensk. Selsk. Skr., I.M.N.Kl., No. 1, 1918.
- 216. Von Gruenewaldt G., A review of some recent concepts of the Bushveld Complex with particular reference to the sulfide mineralization: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 233-256. 1979.
- 217. Wadsworth W. J., The Aberdeenshire layered intrusion of north-east Scotland: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 1, p. 565-575, 1970.
- 218. Wager L. R., Brown G. M., Funnel-shaped layered intrusions: Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 1071-1074, 1957.
- 219. Wager L. R., Brown G. M., Laird igneous rocks: London, Oliver and Boyd, 1968.
- 220. Wager R. E., Podolsky T., Alcock R. A., Weiblen P. W., Phinney W. C., A comparison of the Cu—Ni deposits of the Sudbury and Duluth basins: Am. Inst. Mining Engi-neers 52nd Ann. Mtg., Minnesota Section, 30th Ann. Mining Symposium, Proc., p. 95— 96. 1969.
- 221. Wagner P. A., The platinum deposits and mines of South Africa: Republished 1973 by C. Struik (Pty) Ltd., Cape Town, R. S. A., 338 p., 1929.
- 222. Wandke A., Hoffman R., A study of the Sudbury ore deposits: Econ. Geol., v. 19, p. 169-204, 1924.
- 223. Watowich S. N., Preliminary geological view of the Minnamax Cu-Ni deposit in the Duluth Gabbro: Am. Inst. Mining Engineers 61st Ann. Mtg., Minnesota Sec., 39th
- Ann. Mining Symposium, Proc., p. 19, 1978.
 224. Weiblen P. W., A funnel-shaped gabbro-troctolite intrusion in the Duluth complex, Lake County, Minnesota: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. of Minnesota, Minneapolis, 1965.
- 225. Weiblen P. W., Morey G. B., A summary of the stratigraphy, petrology and structure of the Duluth complex: Am. Jour. Sci., v. 280-A, p. 88-133, 1980.
- 226. Willemse J., The geology of the Bushveld Complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world: Econ. Geol. Mon. 4, p. 1-22, 1969.
- 227. Williams D. A. C., Archean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Mungae, Western Australia: Geol. Soc. Australia Jour., v. 19, p. 163-188, 1972. 228. Williams D. A. C., The association of some nickel sulfide deposits with komatiite vol-
- canism in Rhodesia: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 337-350, 1979. 229. Williams H., Smyth W. R., Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine
- peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples: Am. Jour. Sci.,
- v. 273, p. 594-621, 1973.
 230. Wilson H. D. B., Anderson D. T., The composition of Canadian sulfide ore deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 327-339, 1959.
 231. Wilson H. D. B., Kilburn L. C., Graham A. R., Rambal K., Geology of some Cana-
- dian nickeliferous ultrabasic intrusions: Econ. Geol. Mon. 4, p. 294-309, 1969.
- 232. Woodall R., Travis G. A., The Kambalda nickel deposits, Western Australia: Commonwealth Mining Metall. Cong., 9th, Pub., Paper 26, 17 p., 1969. 233. Worst B. G., The great dyke of Southern Rhodesia: Southern Rhodesia Geol. Survey
- Bull. 47, 1960.
 234. Wyllie P. J., ed., Petrography and petrology, Ultramafic and related rocks: New York, John Wiley and Sons, 1967.
- 235. Yates A. B., Properties of International Nickel Company of Canada, in: Structural geology of Canadian ore deposits: Montreal, Canadian Inst. Mining Metallurgy, p. 596– 617, 1948.
- 236. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых
- интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 237. Zurbrigg H. F., Thompson Mine geology: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 66, p. 227—236, 1963.

ЛАТЕРИТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ

Дж. П. Голайтли

Краткое содержание

Никелепосные латеритные месторождения сложены продуктами латеритного выветривания in situ, развитыми на перидотитах. Накопление никеля в латеритных профилях связано в основном с выносом его из оливина или серпентина. В нормальных, неэродированных профилях отмечаются четыре зоны: 1) верхняя зона — перемещенные лимониты и феррикрет, 2) лимониты in situ, неперемещенные лимониты, 3) промежуточная зона либо нонтронитовая, либо ячеистого окремнения и 4) нижняя зона — сапролит. Профили делятся на четыре главных типа в зависимости от степени серпентинизации материнской породы и по наличию или отсутствию промежуточной зоны.

Профили без промежуточной зоны характерны для влажных экваториальных областей или для местностей с самыми обильными осадками и минимальным сухим сезоном. Такие профили формируются вследствие интенсивного выщелачивания, когда не достигается пересыщения растворов, необходимого для образования смектитовых глин сапролитовой зоны. Устанавливаются заметные минералогические и структурные различия в ряду от профилей, развитых на несерпентинизированном перидотите (тпп Ia), через профили на частично серпентинизированных породах (тип Iб) до профилей на серпентинитах (тип Iв). Для профилей типа Ia характерно неоднородное сложение, обусловленное наличием частично выщелоченных межтрещинных блоков сапролита с ядрами свежих пород и межблоковыми жилами кварца и гарниерита. Профиль типа Iв состоит из относительно однородного сапролита, в котором главным минералом является породообразующий серпентин с магнием, частично замещенным никелем и трехвалентным железом. Профили на изболее обычного типа Iб характернэуются особенностями, промежуточными между типами Ia и Iв.

Профили с зонами ячеистого окремнения или нонтронитовыми зонами, как правило, встречаются с областях менее влажного троинческого климата с продолжительным сухим сезоном. В общем они возникают вследствие слабого или относительно медленного выщелачивания, когда в пределах сапролитовой зоны создаются условия пересыщения растворов относительно смектитовых глин.

Среди элементов различаются: легковыщелачиваемые (Mg, Si, Ca), гипергенного обогащения (Ni, Mn, Co, Zn) и остаточного накопления (Fe, Cr, Al, Ti, S, Sc, Cu). Вынос выщелачиваемых элементов с глубиной уменьшается практически экспоненциально. Элементы гипергенного обогащения концентрируются в окислах Mn и Co, и только никель накапливается в гипергенных силикатных фазах.

Обогащение никелем происходит преимущественно в сапролитовой зоне, обычно на холмах или некрутых склонах, там, где повышенная трещиноватость или наличие сближенных трещин отдельности благоприятствуют просачиванию выщелачивающих растворов. Различия в топографическом контроле латеритообразования и в обогащении никелевпозволяют наметить три типа морфологического развития: 1) глубокий размыв с превращением первоначально горного рельефа в слабохолмистый, в котором формируются нонтронитовые профили, вероятно образовавшиеся под мощным лимонптовым горизонтом; 2) глубокий размыв горных массивов с циклично изменявшимся базисом эрозпи, развитием многоуровневых террас и с обогащением никелем глубоких корневых зон профиля; 3) эрозия континентальных поверхностей выравнивания с развитием столовых гор, венчающихся ячеисто-окремненными породами, а ниже сложенных зонами никелевого обогащения.

Патеритные руды образуются при разложении 20—100 м перидотитовой породы. Многие латериты формируются и в настоящее время с такой скоростью, что для создания

J. Paul Golightly. Exploration Department, INCO Metals Company, J.R. Gordon Research Laboratory, Missisauga, Ontario L5K 129, Canada.

большинства рудных профилей достаточно 1 млн. лет. В то же время косвенные возрастные п геоморфологические данные заставляют предполагать, что в большинстве случаев формирование латеритных руд происходило в несколько стадий за промежуток времени примерно от среднетретичного до настоящего.

Введение

Никеленосные латериты образуются в результате химического выветривания никельсодержащих горных пород. Большинство промышленных месторождений этого типа формируются на перидотитах, в которых первичным носителем никеля является форстеритовый оливин (обычно 0,3—0,4% Ni) или продукт его метаформизма — серпентин. Никелевые латериты образуются также за счет сульфидных никелевых месторождений, как, например, в Западной Австралии [28], но в связи с их малочисленностью в данной статье они не рассматриваются.

Изучение никеленосных латеритов началось в 1863 г. с открытия Гарнье никелевых месторождений в Новой Каледонии. Эти месторождения разрабатываются и непрерывно изучаются вплоть до настоящего времени. Обзор литературы, касающейся новокаледонских латеритов, приведен в недавней работе Трескасеса [39]. К разработке латеритных месторождений никеля во всем мире приступили с середины этого столетия, а потому основная масса публикаций по ним относится ко времени позже 1950 г.

Новейшие научные данные, касающиеся никеленосных латеритов, содержат главным образом минералогические и геохимические описания отдельных профилей выветривания, а также качественные характеристики структурного и топографического контроля обогащенных никелем участков. В то же время разработка количественной теории эволюции профилей и контроля оруденения пока находится в младенческом состоянии, особенно по сравнению с рудными месторождениями иных типов, для которых учитывается значительно большее число параметров. Недостает также конкретных данных относительно возраста и скорости формирования латеритных месторождений.

В настоящей работе латеритные месторождения классифицируются соответственно признакам, которые, как думается, отражают условия дренажа и климата, с одной стороны, а также петрографические особенности материнских пород — с другой. Делается попытка объяснить имеющиеся данные с помощью равновесных растворимостей минералов, а в предлагаемой модели связать развитие процессов латеритизации с различными структурными и топографическими особенностями.

Никеленосные латеритные месторождения формируются за счет перидотитов в таких климатических и топографических условиях, которые благоприятствуют максимальному выносу всех элементов, за исключением наименее растворимых (Fe, Al, Cr, Ti) (рис. 1). Никеленосные латериты характеризуются замечательными особенностями, отличающими их от прочих латеритных почв, столь широко развитых в тропиках, и обусловленными следующими специфическими чертами материнской породы:

1. Отсутствием кварца в перидотитах — по-видимому, кварц буферпрует устойчивость силикатных глин, особенно каолинита [37]. Бокситовые и лимонитовые латериты развиваются главным образом за счет пород, практически лишенных кварца.

2. Крайней неустойчивостью оливина и серпентина при выветривании во многих случаях на перидотитах формируются мощные профили латеритов, тогда как залегающие поблизости кварц-полевошпатовые породы и пироксениты затронуты выветриванием очень слабо.



Рис. 1. Распространение главнейших месторождений никеленосных латеритов. Заштрихованы области развития латеритных почв (латосолов). PM — разрабатываемые месторождения, OM — отработанные месторождения, PY — разведываемые участки. I — Новая Каледония: Тно (PM), Поро (PM), Куауа (PM), Непун (PM), Уако — (PM), Тьебаги (PY), Южное плато (PY); 2 — Индонезия, Сулавеси: Помалаа (PM), Озерный округ и многочисленные прибрежные рудопроявления (PY); 3 — Индонезия, Хальмахера: остров Гебе (PM), острова Вайгео, Гаг (PY); 4 — Филипины: остров Хонок, Мариндуке (PM), многочисленные рудопроявления Палавана; 5 — Австралия, Квинсленд: Гринвейл (PM), округ Рокгемитон, включая Саут-Слопэвей и Бролга (PY); 6 — Центральная Австралия: Уингелия (PY); 7 — Африка, Берег Слоновой Кости: Мойянго, Сипилу, Фунгессо (PY); 8 — Африка, Бурунди: Бухинда (PY); 9 — Бразильский щит, Минас-Жерайс: Либердаде (OM), Морру-ду-Никель (PM); 10 — Бразильский щит: многочисленные рудопроявления в штатах Гояс, Пиауи, Пара, включая Барру-Альту в округе Никеландия (PY); 11 — Колумбия: Серро-Матосо (PY); 12 — Венесуэла: Лома-де-Иерро (PY); 13 — Доминиканская Республика: Фалькондо (PM); 14 — Куба: район Моа-Бей (PM), Никаро (PM); 17 — Греция, Ларимна: Мармара, Неон-Кокинон (PM); 18 — Югославия и Албания: район Косово (PM), Ржаново (PM); 19 — Украина (PM); 20 — Южный Урал (PM). Распространение латеритных почв — по атласу Британской энциклопелии, почвенная карта мира.

3. Небольшой долей нерастворимого остатка — нерастворимая часть полностью выветрелого перидотита очень мала по сравнению с объемом исходной породы.

Конечный устойчивый продукт выветривания, остающийся в верхней части профиля выщелачивания, представлен в основном окислами и гидроокисями железа с подчиненным количеством Сг и Al, в совокупности составляющими не более 9—15% исходной породы (табл. 1). Подобный остаток (включая SiO₂ при наличии в исходной породе кварца), образующийся при химическом выветривании других обычных изверженных горных пород, будет составлять: для гранита 90%, для кварцевого диорита 87%, для базальта 29%, для нефелинового сиенита 27%. Только карбонатные породы дают сравнительно меньшую долю нерастворимого остатка. Думается, что высокая растворимость перидотитов приводит к образованию карстовых форм рельефа на хорошо сохранившихся зрелых латеритных месторождениях никеля, как на юге центральной части Новой Каледонии.

Никеленосные латериты могут состоять из неперемещенного выветрелого вещества, из вещества, перемещенного на небольшие расстояния (десятки метров) по латерали вследствие оползания почвы, и вещества, растворенного в истинной или коллоидной форме и отложенного на расстоянии до нескольких

Исходная порода		Конечный остаток	Исходная	Конечный остаток	
$\begin{array}{c} \operatorname{Cr}_2\operatorname{O}_3\\ \operatorname{Fe}_2\operatorname{O}_3^*\\ \operatorname{Al}_2\operatorname{O}_3\\ \operatorname{MgO}\\ \operatorname{SiO}_2 \end{array}$	$\left.\begin{array}{c}0,29\\8,2\\0,5\\38,7\\42,0\end{array}\right\}9,0\%$	$\left.\begin{array}{c}3,2\\91,2\\5,6\end{array}\right\}100\%$	CaO MnO NiO CaO П. п. п.	$0,15 \\ 0,08 \\ 0,29 \\ 0,02 \\ 3,5$	
* Сум	— марное железо. П. п. г	1 потери при п	рокаливании.		

Таблица	1.	Состав исходной породы типичного никеленосного л	атерита
		из профиля около Непуи в Новой Каледонии [3]	-

километров и более от исходной породы. К последнему относится материал, глубоко переработанный в восстановительных геохимических условиях (месторождение Плэн-де-Лак в Новой Каледонии, содержащее около 5% сидерита) или вследствие второго и третьего циклов латеритного выветривания («карстовые» латериты Греции и Югославии; см. [26]). Предлагаемая статья посвящена главным образом латеритным неперемещенным месторождениям, на долю которых приходится основная масса как запасов латеритного никеля, так и текущей добычи.

Характеристика латеритного профиля

Обычно профиль выветривания in situ состоит из следующих зон (units), сверху вниз:

Феррикрет (=canga, cuirrasse de fer) Перемещенные лимониты (=terres rouges) Неперемещенные лимониты (=saprolite fine) Промежуточная зона — нонтронитовая или ячеистого окремнения Сапролитовая зона (=saprolite grossière) Материнская порода

Справа даются альтернативные французские термины, применяемые Трескасесом в работе по Новой Каледонии. Этот автор использует понятие «сапролит» буквально для всех неперемещенных латеритов, если в них сохраняются видимые следы первичной текстуры материнской породы. Прилагательные grossière и fine («грубые» и «тонкие») отражают постепенное уменьшение величины зерна от исходной породы через крупнозернистый сапролитовый материал до тонкозернистого лимонита. Последовательность зон в профиле снизу вверх отвечает прогрессирующему остаточному обогащению. Каждая выделенная зона, как правило, характеризуется следующими особенностями:

Сапролит — это частично разложенная исходная порода. В сапролитовой зоне происходят быстрые изменения физических свойств и химического состава, а также часто отмечается максимальное вторичное обогащение никелем. В отдельных случаях в этой зоне удается проследить постепенный переход от нижележащей исходной породы к более выщелоченным породам вышележащих зон, но, что более обычно, в ней сохраняются ядра неизмененной первичной породы, окруженные каймой выщелоченного сапролита. Межтрещинные блоки слабо выветрелой породы или ее обломки в зонах повышенной трещиноватости, реже в перидотитовом конгломерате, могут разделяться трещинами или пустотами, в разной степени заполненными «гарниеритом», «кремнистым веществом» и иногда магнезитом. Кремни и гарниерит кристал лизуются из коллоидных осадков и обычно представлены халцедоном и минералом ряда тальк — керолит — пимелит соответственно. Вместе с тем здесь же устанавливаются промежуточные члены рядов лизардит — непуит, хризотил — пекораит, антигорит — шухардит, сепиолит — фалькондит и смешанослойный никельсодержащий клинохлор-вермикулит [4].

В сапролитовой зоне сохраняются текстурные особенности первичной породы. Оливин и пироксен разрушаются, в серпентине и хлорите уменьшается содержание Mg при резком увеличении содержания Ni и Fe, а структуры слоистых силикатов несколько разупорядочиваются. Оливин, а местами и серпентин замещаются смектитовыми минералами, кварцем или смесью аморфных гидроокислов железа и кремния.

Данный процесс изменения породы происходит главным образом изообъемно, п поэтому сапролит оказывается чрезвычайно высокопористым: обычно плотность сухого образца составляет 1,4—1,0 т/м³ и иногда, правда довольно редко, снижается до 0.5 т/м³. В отдельных случаях между сапролитовой и лимонитовой частями датеритного профиля может развиваться промежуточная зона. Лля нее характерно наличие ячеистого кварпа пли сплошное окремнение ранней сапролитовой зоны либо кварцевые прожилки и включения среди основной массы лимонитов или смектитовых минералов. В ряде случаев более древняя промежуточная зона окремнения может со временем стать самым верхним членом разреза, создавая покров, зашишающий нижележащую сапролитовую зону от дальнейщей эрозни. В иных случаях. напротив, промежуточная зона может быть просто переходной, похожей на подстилающую сапролитовую зону, за тем исключением, что здесь смектитовые минералы (обычно никель-хромистый нонтронит), а также гётит псевдоморфно замещают все компоненты первичной породы, кроме хромита и талька. Открытые трещины и полости в промежуточной зоне выстланы микрономодулями и конкрециями асболана, часто содержащими примесь литиофорита и криптомелана.

Зона неперемещенных лимонитов сложена мелкозернистым никельсодержащим гётитом и аморфными гидроокислами железа(III), изредка с небольшой примесью гиббсита. Тальк, хлорит и хромовая шпинель встречаются в ней как остаточные минералы первичной породы. Кварцевые прожилки и ячеистые образования в этой зоне еще сохраняются, переходя в нее из нижележащей зоны, а при отсутствии промежуточной зоны в нижней лимонитовой зоне могут встречаться прожилки и нодули асболана. Здесь все еще могут наблюдаться структуры и текстуры первичной породы, но уже появляется отчетливая полосчатость, обусловленная усадкой выветрелой лимонитовой почвы. К поверхности лимонитовая зона постепенно переходит в корку феррикрета, сложенную трубками колломорфного гётита и прожилками или пизолитами состава гётит <u></u>гематит.

Ограниченно перемещенные лимониты приобретают валунчатый, конгломератовый облик, причем их обычный красноватый цвет обусловлен присутствием гематита. Тальк и хромовая шпинель — последние остаточные минералы первичной породы, сохраняющиеся в этой зоне. Асболан отсутствует.

Остаточные концентрации никеля в лимонитовой зоне обычно невысоки по сравнению с подстилающим сапролитом: содержание никеля здесь редко достигает 2%. С глубиной содержание никеля довольно равномерно нарастает. При разработке месторождений верхние слабо перемещенные лимониты обычно выбрасываются в отвал, а нижележащие лимониты добываются как самостоятельная руда (например, на месторождениях Мариндуке на Филиппинах и Моа-Бей на Кубе) либо совместно с силикатными рудами из сапролитовой зоны.

Сапролитовая зона

Поскольку зона сапролита наиболее богата никелем, на большинстве никелевых латеритных месторождений добываются лишь первичные сапролиты при варьирующей, но подчиненной роли пород вышележащих зон (лимонитовой или нонтронитовой).

Минеральный и химический состав сапролитов обнаруживает широкие вариации. С этим связаны изменения и других характеристик, например направлений химических градиентов в частично выветрелых межтрещинных блоках и относительной роли кремнезема и гарниерита в выполнении полостей. Подобные различия определяются геологическими особенностями неизмененных пород, климатической обстановкой и продолжительностью процесса латеритизации. По-видимому, чрезвычайно важны два фактора, регулирующие формирование сапролита: степень серпентинизации исходной породы и режим дренирования. В табл. 2 приведена общая классификация сапро-

	Климат; режим дренир	озвания
	Гумидный экваториальный, постоянно влажный; условия недостаточного увлажнения	Тропический влажно- сухой; условия переувлажнения
Серпентинвзирован- ная порода	Феррикрет (мало) Лимониты Лимониты с зоной окислов Mn, Co	Феррикрет Лимониты (мало) Нонтронитовая зона с окислами Mn, Со или зона яченстого окремнения
	Однородный серпентиновый сапролит	Однородный серпентин- нонтронитовый сапро- лит
Частично серпенти- низированная по- рода	Феррикрет (мало) Лимониты Лимониты с зоной окислов Mn, Со Неоднородный смектитовый сапролит, серпентин, мало кварца Частично обогащенные никелем пери- лотитовые руды	Нет примеров
Несерпентинизиро- ванная порода	Феррикрет (мало) Лимониты Лимониты — мало ячеистого кварца, окислы Mn, Co Неоднородный смектитовый сапролит или аморфные глины, кварц, гарние- рит, ядра безрудного перидотита, поддающаяся обогащению руда	Нет примеров

Таблица 2. Зональность сапролитовых руд в хорошо дренируемых породах

литов, построенная с учетом суммарного влияния обоих этих факторов. Дальше рассмотрены конкретные примеры. Весьма существенную роль, вероятно, играют также продолжительность выщелачивания, изменение климата, многократные обновления рельефа и его рассеченность, но влияние их оценить труднее, поэтому мы рассмотрим его несколько позже.



Рис. 2. Блоковое строение сапролита. Этот сапролит, развитый по несериентинизированному перидотиту, вскрыт разведочной канавой, месторождение Сороако. На снимке видна темно-серая зона, начинающаяся примерно в 1 м над головой геолога и распространяющаяся вверх на 8 м — язык пород лимонитовой зоны.

Сапролит, развитый по несерпентинизированному перидотиту. На несерпентинизированных перидотитах сапролит образуется сравнительно редко, появляясь на некоторых месторождениях по восточному берегу Новой Каледонии (например, на месторождении Поро) и в районе Сороако в Индонезии. Отдельные профили из Индонезии описаны Голайтли [13] и Арансибиа [1]; характеристика профилей для месторождения Поро в Новой Каледонии дана Трескасесом [39], а также Бессе и Кудрэ [3].

В качестве примера рассмотрим сапролит из Сороако. Согласно Харджу [17], типичный профиль рудной зоны на Сороако представлен почти безрудными лимонитами (4—6 м), лимонитами со средними содержаниями никеля (4—6 м) и сапролитом (более 5 м).

В средней из упомянутых зон обычно содержится 1,5% Ni и 45% Fe. Сапролитовая зона состоит из межтрещинных блоков или обломков частично разложенной породы с жилами кварца и гарниерита между ними. О типичном облике такого сапролита и сложном, с заливами, характере контакта сапролитовой зоны с лимонитовой можно судить по рис. 2. В процессе отработки пустую породу отделяют от сапролитовых кайм и гарниерита, так что на фабрику поступает рудная масса сапролита с диаметром кусков менее 5 см, содержащая около 2,2% Ni и 22% Fe. В рудной зоне блоки обычно имеют размер от 2 до 24 см в диаметре и окружены корочкой оранжевого сапролита шириной до 4 см.

Последовательность минералообразования в подобных корках такова: разлагающийся первым оливин псевдоморфно замещается либо аморфным силикатом, аморфным серпентином, либо значительно реже оранжевобурым кварц-лимонитовым агрегатом. Обычно здесь преобладает аморфный силикат; если развивается серпентин, то он встречается в виде тонких неправильных колец, чередующихся через каждые 2—4 мм с каймами оливина, замещенного аморфным силикатом. Серпентин в свою очередь замещается смектитовой глиной, обычно в направлении к внешним краям каймы. Пироксен разлагается с образованием гётитовой ячеистой текстуры. Последнее,



Рис. 3. Содержания SiO₂ и MgO в главных типах никеленосных латеритовых профилей. Tun Ia — состав сапролита по несериентнинизированному перидотиту из месторождения. Сороако в сравнении с составом породы внутри ядер (R); сапролитовые каймы (C) и кремнисто-гаринеритовые прожилки (не нанесены, но содержат почти 100% SiO₂). Показан также валовой состав каменистых руд (r) и сильно окремненных брекчиевых руд (s). Tun I6 — состав лимонит (Li)-серпентинового (S) профиля, развитого на серпентините из рудного тела Бонсора, месторождение Сороако. Tun Is — состав типичных сапролитовых руд Новой Каледонии (треугольники), сформированных на частично серпентинизированных перидотитах. Tun II — состав сапролит-нонтронит-феррикретового профиля (NN') на рудопроявлении Бролга, штат Квинсленд, а также типичный валовой состав зоны гипергенного никелевого обогащения (B). Слева вверху затемнено поле, отвечающее наблюдаемым колебанням состава нонтропита.

однако, происходит лишь во внешних частях более мощных корок, как это было описано Голайтли [13]. В тех же внешних частях кайм образуется и гётит — в виде очень тонких частип, рассеянных вдоль микротрещин. Гарниеритовые жилы формируются в более крупных трещинах и вдоль поверхностей отдельности, причем последовательность минералообразования такова (от стенок трещины внутрь жилы): существенно магниевый коллоидальный тальк — керолит; обогащенный никелем коллоидальный керолит; халцедон. Керолит может быть либо колломорфным, с резкой зональностью по составу, либо встречается в виде массивного бесструктурного зеленого вещества, выполняющего полости. В отдельных случаях, очень близко к контакту с лимонитовой зоной, керолит может приобретать бурую, шоколадную окраску или входить в состав тонкополосчатого коричнево-зеленого агрегата соосажденных керолита и гидроокисла Fe³⁺ и Al.

На тех участках, где в стенках трещин порода на несколько миллиметров серпентинизирована, этот серпентин оказывается резко обогащенным никелем (до 30%). В керолите содержание никеля находится в пределах 10—22%, а в сапролитовых корках оно обычно доходит до 3% и очень редко достигает 10%.

На рис. З показано изменение содержания MgO и SiO₂ в корках, частично выветрелых ядрах и в некоторых распространенных типах руд. Величина отклонения валового состава руды от линии ядро — корка приближенно характеризует относительную долю кварц-гарниеритовых прожилков в руде. Сильно окремненные руды развиваются по тектоническим брекчиям или в зонах трещиноватости, где имеется большой объем открытых полостей, доступных для подобного осаждения.

Графики, характеризующие зависимость изменения содержаний главных элементов вкрест каемок как функцию расстояния до ядра, показаны на рис. 4а и 4б, а в табл. 3 приведена корреляция между этими элементами.

	Ядро		Типичн	ая корка		
м	Ссдержание, %	M/Cr∠O3	M/Cr2O3	Вынос (привнос), %	А	r
MgO	45,3	105,8	13,6	-87,2		0,99
CaO	0,68	1,58	0,581	-63,3	-0,989	-0,76
Fe	6, 29	14,7	11,8	-19,6	-0,301	-0,74
MnO	0,12	0,29	0,21	-27,3	-0,511	-0,56
Co	0,012	0,027	0,0234	-14,4	-0,531	-0,33
Ni	0,345	0,81	1,05	+29,2		(0, 04)
Al_2O_3	0,86	2,01	0,855	57,4	-0,609	-0,45
TiO ₂	0,023	0,053	0,0194	63,1	-0,834	-0,89
SiO,	42,8	100	22,9		-1,20	-0,99
Cr_2O_3	0,428	1,00		0,0	·	

Таблица 3. Химический состав сапролитовых корок из месторождения Сороако

Примечание. Данные основаны на 75 анализах сапролитовых корок вокруг девяти ядер несерпентинизированного перидотита из трех участков на Сороако. Вынос рассчитывался как изменение отношения концентрации каждого эдемента к содсржанию оксида хрома в корке по сравнению со средним значением этого отношения в ядре. Типичные для корок отношения рассчитаны по уравнению линейной регрессии 1g (M/Cr₂O₃) относительно 1g Cr₂O₃. А – наклон главной оси тренда (M/Cr₂O₃)/(Cr₂O₃) в %, а г – коэффициент корреляции между указанными переменными. На логарифмическом графике форма тренда близка к линейной для всех элементов, кроме Ni, MnO и Co, поведение которых сложнее.

Содержания хрома, железа, марганца и глинозема быстро растут, а кремния и магния столь же резко падают на первых 12 мм, а затем остаются более или менее постоянными независимо от того, в какой части профиля анализируемая корка развивается. Содержание кальция, связанного в пироксене, сначала возрастает вследствие выноса других компонентов, а затем по мере разложения пироксена снижается. Во всех корках изменение содержания главных элементов совершенно одинаково, хотя более мощные и полнее развитые корки предпочтительно формируются около верхней границы сапролитовой зоны.

Скорость увеличения содержания никеля в кайме с удалением от границы с ядром обычно бывает большей на первых 20 мм, а затем она выравнивается. Однако такое возрастание скорости обогащения никелем зависит от положения сапролитовой корки в профиле по глубине: она максимальна на некоторой глубине, более или менее соответствующей области наибольшего вторичного обогащения, и уменьшается как вверх, так и вниз по разрезу от этого оптимального уровня.

Грубый блоковый характер сапролита, развитого по несерпентинизированным перидотитам, обусловливает сильную изменчивость проб как по отдельным буровым скважинам, так и в карьерах. Однако в редких случаях, когда породы профиля представлены относительно мелкообломочной брекчией, обычные статистические шумы в значительной мере подавляются и достигаются геохимические соотношения «идеального» профиля. Такой случай, выявленный для чрезвычайно богатой брекчиевой зоны, иллюстрируется на рис. 5. Рис. 4а. Отношения содержания (десятичные логарифмы) никеля в сапролитовых каймах к содержанию его в неизмененном ядре в зависимости от расстояния до ядра исходной породы для трех образцов из рудного тела Конде месторождения Сороако в Индонезни. Образцы взяты с трех различных уровней в едином вертикальном разрезе. Скорость увеличения содержания никеля с расстоянием до ядра максимальна для образца со средней глубпны (треугольники) и уменьшается как для образца с меньшей (квадраты), так и с большей (перевернутые треугольникп) глубины. В ядре исходной поро-ды содержится 0,24% никеля.

Рис. 4б. Содержания некоторых главных элементов в различных частях едпной сапролитовой каймы (данные те же, что на рпс. 4а) в зависимости от расстояния до неизмененного ядра. Содержания выражены в виде десятичных логарифмов их отношений к содержаниям в неизмененном ядре (которые соответствуют: 6,28% Fe, 43,1% SiO₂, 45,9% MgO, 0,85% Al₂O₃). Несмотря на разницу в ширине каймы и в глубине нахождения ее в профиле. изменения содержаний для каждого элемента идентичны. Они быстрее всего возрастают или снижаются до постоянного уровня на расстоянии первых 2 см от неизмененного ядра.



Зависимость валовой плотности сапролитовых руд от процентного содержания железа и объемной его концентрации показана на рис. 6. По ней устанавливается заметное падение объемной концентрации железа в наиболее каменистых образцах. Частично это обусловлено выщелачиванием железа из сапролитовых корок и крайне переменным количеством открытых трещин с кварц-гарниеритовым выполнением. После начального снижения содержания железа оно возрастает до 25%, и тогда плотность породы падает примерно до 0,75 т/м³. Объемная концентрация железа во время этой стадии выветривания остается почти неизменной. Далее плотность породы остается такой же, пока на этом месте не разовьется приповерхностная лимонитовая зона.

На рис. 6 можно видеть, что валовая плотность сапролита при переходе к лимонитам остается постоянной или немного возрастает, но почти всегда лежит в пределах 0,6—1,0 т/м³. Сохранение объема породы без усадки (неизменная объемная концентрация Fe) привело бы к значительно меньшим валовым плотностям пород лимонитовой зоны, порядка 0,2—0,4 т/м³. Линии равного расчетного значения показателя скважности (void ratio), нанесенные на эту диаграмму, заставляют считать, что такой показатель остается более или менее постоянным при значениях между 3 и 5 в течение этой фазы развития профиля выветривания. Именно этого следовало бы ожидать в случае усадки сапролита в условиях примерно одинаковой нагрузки со стороны вышележащих частей профиля. Объем породы при этом уменьшается в 2—3 раза. Значение показателя скважности, равное 3—5, соот-



Рис. 5. Изменение содержания главных элементов с глубиной в профиле латеритного выветривания, развитом на тектонической брекчии несерпенти-низированного гарцбургита, рудное тело Конде, месторождение Сороако, Индонезия. Содержанпя представлены в виде величины их отношения (R) к вероятному содержанию в исходной породе (0,24%) Ni, 43,1% SiO₂, 45, 9% MgO, 0,85% Al₂O₃). В профиле на глубине более 3 м содержатся обломки свежих материнских пород в количестве 30-50 вес. %. Размер проб $1,5 \times 1,5 \times 1$ м³, взяты они по глубпне через 1 м. Сочетание большого объема пробы с относительно небольшим объемом обломков неизмененной породы снижает статистический шум настолько, что достигается плавность изменения состава пород в профиле. Mn и Со ведут себя в данном профиле аналогично железу и поэтому на графике отдельно не показаны.

ветствует 25—15% твердого вещества в объеме породы. Микротекстура пород из верхней части сапролитовой зоны и лимонитовой зоны чрезвычайно пориста и должна представлять собой сетчатый или губкообразный агрегат повышенной хрупкости. Механическое самоуплотнение влажного сапролита,



Рис. 6. Зависимость концентрации железа в единице объема (т/м³) от весового содержания железа в образцах сапролита и лимонитов из месторождения Сороако. Радпальными линиями показана валовая плотность сухого образца. Кружки — пробы объемом 1 м³. Треугольники и стрелки к ним иллюстрируют изменение содержания железа в сапролитовой корке (С), окружающей ядро несерпентинизированной породы (R). Железо выщелачивается из внутренних частей корки и переотлагается (с потерей 10%) во внешней ее части (С). Объем пробы остается неизменным. Концентрация железа в единице объема валовых проб сапролита, по крайней мере в некоторых из них, понижена из-за наличия открытых трещин, а возможно, из-за небольшого количества первичного серпентина и некоторой дополнительной потери железа при выветривании. Жирные штриховые линии — показатели скважности от до 5.

Рис. 7. Изменение содержаний главных элементов с глубиной в профиле латеритного выветривания на серпентинизированном лерцолите в рудном теле Бонсора, месторождение Сороако. Эти значения представлены в виде отношения наблюдаемого содержания к содержанию в пробе из глубокой скважины, практически отвечающей составу свежей породы: 0,24% Ni, 6,92% Fe, 39, 9% SiO₂, 35,0% MgO, 1,2% Al₂O₃, 0,40% Cr₂O₃ и 0,14% MnO. Все образцы взяты из керна с интервалом 2 м.



содержащего более 30% избыточной H₂O, нарушает его структуру, вызывая флюидизацию руды: она как бы стекает вниз по склону слабой крутизны.

Сапролит, развитый на полностью серпентинизированных перидотитах. Сапролиты на полностью серпентинизированных перидотитах обычно сопоставляются не с сапролитами на частично серпентинизированных перидотитах, а с сапролитами, развитыми на совершенно не серпентизированных перидотитах. Хотя бы в небольшом количестве они имеются почти в каждом крупном районе развития никелевых латеритов.

В качестве примера рассмотрим профиль рудного тела Бонсора из месторождения Сороако, исследованный Арансибиа [1], а также Голайтли и Арансибиа [14]. В общем для никеленосных латеритов, развитых по серпентинитам, нехарактерны сапролитовые каймы вокруг ядер более свежих пород, столь обычные для ранее рассмотренных профилей на несерпентинизированных перидотитах. В профиле рудного тела Бонсора невыветрелые блоки преимущественно состоят из почти полностью серпентинизированного лерцолита или дунита, обнаруживая обычные петельчатые псевдоморфозы лизардита по оливину и баститовые псевдоморфозы по пироксенам. Такие блоки, как правило, представлены линзами, ограниченными рассланцованным серпентинитом, а не трещинами отдельности. Переход от свежих ядер происходит постепенно на расстоянии десятков сантиметров, а не миллиметров, как в случае выветривания несерпентинизированных перидотитов.

Из-за крупноблоковой текстуры сапролита его химический состав в отдельных профилях (один из них показан на рис. 7) сильно отличается от профиля с одним простым максимумом гипергенного обогащения. На этом рисунке локальный максимум содержания железа на глубине 12 м соответствует более выщелоченной зоне, приуроченной к сколовым нарушениям западного падения, вскрытым в стенке карьера. Изменчивость структуры профиля хорошо показана на рис. 8 — разведочном профиле, построенном с использованием изолиний по скважинам, пробуренным с 5-метровым интервалом около места, разрез которого изображен на рис. 7. В отдельных профилях сапролитовой зоны в содержании никеля могут наблюдаться 1—2 максимума. Фактические максимальные содержания никеля изменяют-



Рис. 8. Разрез по скважинам, пробуренным через 5 м в районе профиля, описанного на рис. 7. Сплошные линии с цифрами — изолинии содержания никеля (в вес.%). Штриховые линии — изолинии содержания железа. Верхняя изолиния 40% Fe принята за нижною границу лимонитовой зоны (серое). Две другие изолинии содержания железа — 20% и 10% (сверху вниз). Разрез ориентпрован с запада на восток. Вскрышные работы в средней части разреза выявили наличие крупных серпентинизированных зон скола, падающих под средними углами на запад (налево).

ся от 3,3 до 2,0%, а ширина зоны обогащения никелем, измеренная по контуру 1,5% Ni, колеблется от 8 до 3 м на соседних участках, находящихся на расстоянии всего 5 м. Контакт между лимонитовой и сапролитовой зонами сложный, с заливами. Изолиния 40% железа, характеризующая этот контакт, проходит примерно в 5 м от поверхности рельефа.

Исходная порода для рассматриваемого профиля сложена главным образом петельчатым лизардитом по оливину. В лизардите содержатся обильные субмикронные частицы магнетита, несколько более крупные его сегрегации и очень редко, в более мощных (несколько миллиметров) серпентиновых прожилках, — аваруит (NiFe). В не полностью серпентинизированных «глазках» диаметром около 1 см сохраняется немного клинопироксена, энстатита и оливина. Методом рентгеновской дифракции иногда устанавливается тальк, однако в какой ассоциации — неизвестно.

С началом процесса латеритизации сразу же происходит резкое исчезновение субмикронного магнетита, а цвет лизардита меняется от очень светло-зеленого до оранжевого. Подобное изменение окраски отчасти обусловлено изоморфным вхождением Fe³⁺ в структуру лизардита и частично ростом лимонитовых выделений. Более крупные частицы магнетита превращаются в маггемит. Эта реакция сопровождается частичным замещением магния в лизардите никелем. Общий химизм процесса, по-видимому, таков:

$$\begin{split} 6\mathrm{H}_{2}\mathrm{O} + {}^{1}\!/_{2}\mathrm{O}_{2} + \mathrm{Fe}_{3}\mathrm{O}_{4} + 2\mathrm{Mg}_{3}\mathrm{Si}_{2}\mathrm{O}_{5}(\mathrm{OH})_{4} &\rightarrow 2\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{Si}_{2}\mathrm{O}_{5}(\mathrm{OH})_{4} + 6\mathrm{Mg}^{2*} + 12\mathrm{OH}^{-}\\ \mathrm{Ni}^{2*} + \mathrm{Mg}_{3}\mathrm{Si}_{2}\mathrm{O}_{5}(\mathrm{OH})_{4} &\rightarrow \mathrm{Ni}_{3}\mathrm{Si}_{2}\mathrm{O}_{5}(\mathrm{OH})_{4} + \mathrm{Mg},\\ 5\mathrm{H}_{2}\mathrm{O} + \mathrm{Mg}_{3}\mathrm{Si}_{2}\mathrm{O}_{5}(\mathrm{OH})_{4} &\rightarrow 3\mathrm{Mg}^{2*} + 2\mathrm{H}_{4}\mathrm{SiO}_{4} + 6\mathrm{OH}^{-}. \end{split}$$

Последняя реакция объясняет общее уменьшение количества серпентина и остаточную концентрацию трехвалентного железа в виде изоморфной примеси. Содержание никеля в серпентине растет со скоростью, превышающей скорость остаточного накопления железа, причем концентрация никеля достигает 3,7%, а железа 8% в результате изоморфного замещения 80% магния. Никель преимущественно привносится из верхних частей профиля. Появление остаточных концентраций железа, превышающих 8%, по-видимому, связано с выщелачиванием Ni₃Si₂O₅(OH)₄ из серпентина и образованием дополнительного количества гётита. Это подтверждается заметным уменьшением отношения никеля к железу в образцах с содержанием железа более 8%. Поскольку концентрация железа на единицу объема в сапролите, не претерпевшем усадки, остается постоянной или несколько снижается, уменьшение отношения Ni/Fe означает потерю никеля из этого объема. Алюминий и хром на ранних стадиях выветривания тоже накапливаются в остатке в виде изоморфной примеси в лизардите.

Приуроченные к трещинам гарниерит или кремнистое вещество здесь практически не обнаруживаются. Единственным веществом, накапливающимся в значительных количествах в трещинах сапролитовой зоны, является обогащенный никелем и кобальтом литиофорит, образующий тонкие (> 0,1 мм) корочки и конкреции.

Отсутствие новообразованных смектитов, талька-керолита и кремнезема в профиле данного типа обусловливает низкое положение граничной линии SiO₂/MgO в общем поле вариаций состава сапролитовых руд (линия LS на рис. 3). Некоторое увеличение отношения SiO₂/MgO в этом профиле вызвано двумя обстоятельствами: 1) инконгруэнтным растворением серпентина, когда Mg выщелачивается примерно в полтора раза быстрее, чем Si; небольшой избыток кремнезема стабилизируется изоморфным замещением магния в серпентине никелем и трехвалентным железом и 2) остаточным накоплением некоторой доли первичного породообразующего талька.

Сапролит, развитый на частично серпентинизированных перидотитах. Большая часть сапролитовых профилей формируется на перидотитах, серчпентинизированных не полностью. Много частных профилей подобного типа описано в литературе, например, Трескасесом [39] и Бессе, Кудрэ [3] для Новой Каледонии, Шеллманном [36] для Калимантана, а также Холдеманном и др. [16] для Доминиканской Республики. Наилучшая сводка данных по изменениям химического состава пород в профилях выветривания этого типа и в различных рудах Новой Каледонии выполнена Троли и др. [40]. Эти данные приведены на рис. 3 и в табл. 4.

По всем своим особенностям сапролиты на частично серпентинизированных перидотитах являются промежуточными между ранее описанными сапролитами на серпентинизированных и несерпентинизированных породах. Как правило, промежуточные значения имеют мощности каемок сапролита вокруг блоков сохранившихся пород. Количество гарниерита и кремнезема в трещинах между блоками также умеренно и, по-видимому, грубо пропорционально содержанию свежего оливина в материнской породе.

Согласно сводке Троли и др. [40], общая последовательность изменений такова:

Первым разлагается оливин. Сначала развивается каемка лимонита по спайности оливина. Затем следует стадия псевдоморфного замещения оливина либо аморфными гидроокислами трехвалентного железа и кремния, либо смектитом с примесью гётита. Ортопироксены частично растворяются,

	MgO	SiO_2	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Ni	Co
Феррикрет	0,1	1	75	6	5	0.3	0.01
Красные лимониты	0,6	1	72	6	3,5	0,9	0,08
Желтые лимониты	2	3	70	5	2	1,4	0.10
Землистая руда	16	30	32	2	2	2,0-3,0	0,15
Рыхлый сапролит	21	35	23	1,5	1, 2	2,3	0,08
Руда с валунами	28	39	17	1	1	2,5	0,05
Скальная руда	33	43	12	0,6	0.7	3,0	0,02
Свежая порода	45	44	8	0,4	0,4	0,3	0,01
	1 1		1 1	I		!!!	
* Суммарное железо).						

Таблица 4. Типичный состав никелевых латеритов из Новой Каледонии [40]

и на их месте остаются полости, выстланные темно-бурой гидроокисью железа. Изменение ортопироксена и серпентина начинается только после полного исчезновения оливина. Серпентин сначала приобретает оранжевожелтую окраску из-за образования тонких гётитовых прорастаний. MgO замещается железом и никелем в количествах 6 и 14% соответственно [3].

Вышепривеленная схема, возможно, несколько упрошена. Голайтли [12] привел пример сапролита в основании плато Горо на юге Новой Калелонии, где смектит и аморфная гидроокись кремния формируются в единой кайме выветривания. В этом случае внутренняя зона начинающегося изменения отвечает замешению оливина кристаллическим смектитом. Промежуточная зона шириной 1-2 см характеризуется замещением оливина халпедоном, а внешняя часть каймы, примыкающая к межблоковой трешине. созпается вследствие замещения аморфной фазой. Данная последовательность иногда интерпретируется как результат изменения условий в нериод начального преобразования оливина. Последний около межблоковой трешины сначала полвергался возлействию нейтральных нелосышенных магнием растворов, осуществлявших эффективное выщелачивание. Позднее, когда зона разложения оливина продвинулась глубже внутрь породы, растворы становились более щелочными и насыщенными магнием, а циркуляция их ухудшалась. Думается, что такое изменение отражает не общую смену условий, а просто удлинение диффузионных путей от потока раствора, стекающего сверху по трещинам, до фронта разложения оливина.

По данным различных французских геологов, работавших в Новой Каледонии, появление смектита (одни авторы называют его нонтронитом, другие магний-железистым сапонитом), замещающего оливин, определяется интенсивностью дренажа. На хорошо дренируемых участках оливин замещается аморфной силикатной фазой (железо-кремниевые гидроокислы, по Трескасесу [39]); смектит формируется в плохо дренируемых участках, например в профилях на плато или на западном побережье Новой Каледонии, где климат сравнительно сухой.

Состав «железо-кремниевых гидроокислов» чрезвычайно изменчив (обратите, например, внимание на различия в микрозондовых анализах Бессе и Кудрэ [3]). Природа таких аморфных фаз требует дальнейших минералогических исследований.

Смектиты, упомянутые в данном разделе, следует четко отличать от образований нонтронитовой зоны, к рассмотрению которых мы перейдем ниже. В тех типах профилей, которых мы до сих пор касались, серпентинит непосредственно замещается смектитовой фазой очень редко.
Промежуточная зона

Профили, в которых имеется промежуточная зона. На некоторых месторождениях между лимонитовой и сапролитовой зонами устанавливается мощная промежуточная зона, представленная нонтронитовыми глинами или окремнелыми породами. Примерами месторождений с нонтронитовой зоной могут служить латериты района Никаро на Кубе [25], участки Барру-Альту в штате Гояс, Бразилия, а также Сипилу и Мойянго, Берег Слоновой Кости. Судя по химическому составу и описанию руд, месторождение Серро-Матосо в Колумбии тоже относится к этому типу (минералогия этого месторождения изложена Веббером недостаточно ясно [41]). Хорошо развитые кремнистые шляпы, отличные от продуктов силицификации по трещинным зонам и брекчиям, описаны для ряда латеритных месторождений Бразилии, включая рудник Либердаде, в штате Минас-Жерайс [7], и для северной части округа Рокгемптон, штат Квинсленд, Австралия. На основе данных Бургера [5], сюда же могут быть отнесены некоторые месторождения верхней террасы района Гринвейл в Квинсленде.

Профили с нонтронитовой зоной. В качестве примера рассмотрим разведочный участок Бролга, расположенный в юго-восточной оконечности округа Рокгемптон, штат Квинсленд. Профиль выветривания для него исследован Цейссинком [43], а краткое описание месторождения дано в коллективной работе [20].

Месторождение образовалось на двух различных породах. Центральная его зона представляет собой в основном слабо расчлененное плато, перекрытое латеритной корой; подстилается она полностью серпентинизированными гарцбургитами. Серпентинизация развивалась таким образом, что периферия лизардитовых псевдоморфоз по кристаллам оливина замещена каемками алюмо-антигорита радиально-лучистого строения. Для этой центральной зоны профиль может быть охарактеризован как серпентиновый сапролит-нонтронит-лимонит-феррикретовый. По периферии центрального плато материнской породой является серпентинизированный хромитоносный дунит, по которому развит частично эродированный серпентиновый сапролит-ячеистокварцевый профиль.

Химизм нонтронитового профиля охарактеризован на рис. 9. В сапролитовой зоне снизу вверх происходит непрерывное увеличение содержания Ni и Fe при снижении содержания MgO. Количество кремнезема в нонтронитовой зоне в том же направлении остается почти неизменным, но затем,

Рис. 9. Зависимость содержания главных элементов от глубины в латепрофиле, месторождение DIITHOM Бролга; содержания выражены в виде пх отношения (R) к содержаниям в гипотетической материнской породе. Поскольку изученный разрез пока не достиг свежей породы, за материнской породы взят состав результат анализа аналогичной породы, прпнятой за исходную на рпс. 7. Содержание MgO в феррикрете оказалось ниже предела чув-ствительности (1%) рентгенофлюоресцентного метода, использованного при анализе. Опробование проведено с пнтервалом 2,5 фута (0,76 м) в керне скважины диаметром 3 дюйма (∼0,1 м).



с переходом к феррикретовой зоне, резко падает. Содержание кремнезема в этом профиле максимально для установленных обычных вариаций содержаний SiO_2 —MgO в латеритах (линия NN' на рис. 3). В сапролитовой зоне изредка спорадически встречаются жилы мохового агата мощностью до нескольких сантиметров. Вплоть до основания нонтронитовой зоны отмечается постепенное нарастание количества гётита и нонтронита. Химический состав нонтронитовой зоны относительно постоянен. Основные вариации заключаются в повышении содержания Mn, Со и Ni к верхней части зоны, что обусловлено накоплением в трещинах литиофорита, богатого никелем и кобальтом.

Примечательная особенность описываемого сапролита заключается в полном отсутствии остаточных ядер неизмененной породы с сапролитовыми корками, что столь характерно для сапролитов других типов. Порода нонтронитовой зоны очень рыхлая, легко крошится, с низким объемным весом. Лимонитовая зона имеет небольшую мощность, вещество этой зоны образует отдельные изолированные языки внутри нонтронитов. Обычно нонтронитовая зона перекрывается непосредственно феррикретом, сложенным пизолитами гётита в основной массе каолинита и, в очень небольшом количестве, — щебенкой халцедона.

Наиболее высокие концентрации никеля приурочены к литиофориту, в котором обычно содержится около 10% Ni. В сапролите никель связан главным образом в никель-железосодержащем серпентине, а в нонтронитовой зоне — в самом нонтроните.

Силицификация. В тех случаях, когда условия благоприятны для силицификации, а не для образования зоны нонтронита, внутри сапролитовой зоны развивается окремнение, которое затем оказывается наверху в виде остаточной зоны ячеистого окремнения. Кремнистое вещество может встречаться в трех видах:

1. В виде массивного «джеспилита» или «бирбирита» — оранжево-бурых псевдоморфоз по сапролиту. Как правило, халцедон-лимонитовые срастания замещают оливин или серпентин, а на месте пироксена остаются лишь ящичные текстуры. Джеспилитовое окремнение развивается в виде неправильных сплошных масс или замещения по трещинам отдельности либо в виде тонкослойной крустификации по стенкам трещин. В некоторых случаях внутри блока между джеспилитовыми перегородками может оставаться магнезитовое ядро, а на некоторых месторождениях в нижележащей сапролитовой зоне профиля кремнистого типа встречаются отдельные магнезитовые жилы (например, на месторождении Гринвейл [5] и на рудопроявлении Саут-Слопэвей в округе Рокгемптон). На подобных месторождениях над сапролитовой зоной в зависимости от степени силицификации могут развиваться либо массивная джеспилитовая шляпа, либо зона крупноглыбовых джеспилитов в лимонитовой основной массе.

2. Вторая главная форма силицификации — формирование тонких сотоподобных ячеистых халцедоновых каркасов либо (реже) прожилков опала вдоль осевой линии сетчатых прожилков серпентина, причем в последнем случае текстура серпентинизированных пород полностью сохраняется кремнистыми прожилками. Обычно интенсивность проявления такой силицификации максимальна около трещин отдельности материнской породы. Окремнелые породы описываемого типа на многих месторождениях Бразилии слагают общирные «шляпы». Обычно они имеют слоистый облик: существенно лимонитовые зоны перемежаются в них с более кремнистыми, а мощность каждой из них измеряется первыми метрами. Имеется лишь одна публикация с описанием такого профиля — по месторождению Либердаде в штате Минас-Жерайс [7]. Однако на общирных площадях других месторождений Бразилии также развиты кремнистые шляпы подобного типа. Обычно вещество, заполняющее ячейки кремнистых образований, представлено лимонитом; нижняя часть зоны обогащена окислами марганца. Содержание никеля невысоко из-за малого содержания в породе лимонитовой составляющей, в которой, как и в большинстве лимонитов, содержится менее 1,5% N;, а здесь лимонит к тому же разубожен кварцем.

3. Третий, менее распространенный вид силицификации представлен жилами коллоидального кварца или опала, приуроченными к трещинам в сапролитовой зоне. Примером могут служить жилы мохового агата в нонтронитовом профиле месторождения Бролга, штат Квинсленд. На месторождении Саут-Слопэвей того же района коллоидальные кремнезем и пимелит (никелевый аналог сапонита) соосаждались в трещинах сапролитовой зоны с образованием хризопраза такого качества, что он может использоваться как ценный декоративный или полудрагоценный камень.

Сплошная силицификация не исключает развития нонтронитовой зоны. Например, на двух участках месторождения Бролга в Квинсленде, Австралия, и на рудопроявлении Барру-Альту в штате Гояс, Бразилия, на серпентинизированном дуните избирательно развивается зона окремнения, а на гарцбургите — нонтронитовая зона.

Лимонитовая зона

Для зоны неперемещенных лимонитов промышленные содержания и запасы никеля нехарактерны. Согласно Линченату и Широковой [25], лимонитовые руды района Моа-Бей на Кубе представляют собой далеко перемещенные образования. Вероятно, лишь существенно железистые руды месторождения Мариндуке на острове Нонок, Филиппины, сформированы in situ [35]. Вместе с тем месторождения неперемещенных лимонитов, расположенные в южной части плато Новой Каледонии, имеют крупные размеры и вполне могут разрабатываться в будущем. Качественно они не отличаются от лимонитовых зон, перекрывающих многие сапролитовые месторождения, исключая аномальные содержания и мощность (10—30 м); такие коры избежали эрозии в значительной мере благодаря наличию мощной шляпы феррикрета (0—5 м).

Приведем обобщенное описание лимонитовой зоны, составленное по результатам наблюдений на множестве разнообразных месторождений. Нижняя зона (неперемещенные лимониты) состоит преимущественно из тончайших (< 44 мкм) иголок гётита и пластинок предположительно аморфного гидроокисла железа [38]. Некоторые более крупные (0,01—1 мм) частицы представлены стяжениями окислов марганца, гётита и гиббсита, а также зернами хромовой шпинели. Распределение Al, Cr и Fe по крупности зерен (рис. 10) свидетельствует о том, что самые мелкие частицы сформировались в основном за счет оливина или серпентина, а более крупные — в результате замещения пироксенов и полевых шпатов из габброидов. Средние и крупные обломочные частицы являются субстратом для кристаллизации окислов марганца и гётита.

Минералы-носители никеля в лимонитовой зоне пока еще окончательно не установлены. От 10 до 50% никеля может быть связано в окислах марганца, а остальная его часть так или иначе заключена в гидроокислах железа. На основании исследования многочисленных водных вытяжек и микрозондовых анализов, выполненных Шеллманном [38], выясняется, что никель присутствует в твердых железо-гидроокисных фазах. Однако вопрос о том, находится ли он там в виде изоморфной примеси, остается спорным. Никель может располагаться в дефектах, может также быть связан с Si в виде пары Ni²⁺—Si⁴⁺, гетеровалентно замещающей Fe³⁺ в гётите, либо, согласно Кюне-



Рис. 10. Характер распределения Al, Fe и Cr в частицах различного размера для двух сложных образцов вещества из нижней части лимонитовой зоны (черные и наполовину черные кружки) и верхней части подстилающей сапролитовой зоны (светлые кружки) месторождения Южного плато в Новой Каледонии. Анализы пересчитаны на состав Al + Cr + Fe = 100%. Квадратиками обозначен состав мелких (<44 мкм) зерен, кружками — более крупные фракции. Сюда же помещены составы неизмененного оливина (светлые двойные кружки), акцессорного хромита (кружки с треугольником) и ортопироксенов (концентрические кружки с черным внутренним). Рисунок иллюстрирует унаследование распределения величин зерен в лимонитах от сапролитовой зоны. Только по оливину и серпентину формируется очень тонкозернистый лимонит

лю и др. [23], находиться в пластиночках гидроокисла железа. Из того, что крупнозернистый конкреционный гётит отличается более низким содержанием никеля, чем тонкозернистый лимонит, становится понятным, что вхождение никеля в гётит затруднено. Вверх по разрезу лимонитовой зоны обогащенность породы никелем снижается, так как при перекристаллизации гётита и выщелачивании марганцевых окислов никель из нее выносится. В гематите никель либо отсутствует, либо содержится в резко пониженной концентрации по сравнению с другими минералами ассоциации. Алюминий входит изоморфно в гётит в количестве до 5,2% (замещая 10,6% железа) при отсутствии гиббсита. Шеллманн [38] вместе с тем отметил, что хром концентрируется либо на самой поверхности частиц лимонита, либо близ нее.

Количество гётита в составе образцов из лимонитовой зоны варьирует в широких пределах. По собственному опыту автора, в чрезвычайно похожих один на другой в остальных отношениях образцах интенсивности линий гётита на рентгенограммах могут отличаться в два раза, обнаруживаются также большие расхождения в кинетике дегидратации (ДТА), обусловленной степенью кристалличности вещества или размером зерен. Это может указывать на переменное отношение количеств гётита и аморфного Fe(OH)₃ в лимонитовой зоне. Старение аморфного Fe(OH)₃ может вести к образованию либо гётита, либо маггемита. Правда, последнее относится скорее к исключениям. Автору не известны какие-либо доказанные случаи находок новообразованного латеритного маггемита, не связанные с развитием этого минерала по магнетиту исходных пород. Опубликовано много анализов окислов марганца из лимонитовой зоны (например, [39, 13, 11]). Обычно эти образования содержат значительные количества никеля, кобальта, алюминия и железа. Приуроченность рассеянных элементов к горизонтам развития марганцевых окислов позволяет предполагать, что в них же предпочтительно концентрируются Zn и Y. Марганцевые окислы обычно представлены смесью литиофорита и криптомелана или сходными фазами MnO₂ (10Å и 7Å).

Растворимость минералов и парагенезисы

Парагенезисы, наблюдаемые в типичных латеритных профилях, можно объяснить, используя данные о равновесных растворимостях минералов. Растворимости некоторых главных минералов никеленосных латеритов показаны на рис. 11. Положение сольвусов¹ на этом графике получено на основании растворимостей, измеренных экспериментально, например, для кремнезема, кварца, вычисленных по произведениям растворимости, а в случае большинства силикатов рассчитанных из величин свободных энергий. Использованные при этом значения свободных энергий приведены в приложении, табл. 1. Свободные энергии для непуита (никелевого серпентина) и керолита (никелевого талька) рассчитаны методом Фишера и Зена [10] с использованием данных по устойчивости синтетических минералов в гидротермальных условиях, опубликованных в работе [34]. Прочие данные заимствованы из обычных справочников.

Рпс. 11. Зависимость конгрузнтной растворимости важнейших минералов никеленосных латеритов от величины рН. С - равновесная концентрация в молях на литр соответственно для Mg, Si, Fe, Al или Ni. Использованные сокращения: фо — форстерит, эн — энстатит, *сп* — серпентин, *т*и — тальк, *нс* — никелевый серпентин (непуит), к — никелевый тальк (керолит), *ке* — кварц, *а* — аморфный кремнезем, гб — гиббсит, гё — гётит. Штриховыми линцями показана изотерма растворимости двухвалентного железа гётита при окислптельном потенциале 0,2 и 0,4 В, т. е. для уровней, промежуточных между обычной поверхностной водой и подземными водами с рН, близким к нейтральному.



Термином «сольвус» автор в данном случае обозначает пзотермы растворимости минералов. — Прим. перев.

На рис. 11 величина *С* — конгруэнтная растворимость минерала, выраженная в молях катионных компонентов на литр. Например, уравнение произведения растворимости для талька выглядит так:

$$4 \lg [H_4 SiO_4] + 3 \lg [Mg^{2+}] + 6 pH = 20,0.$$
(1)

Для конгруэнтного растворения:

$$[H_4SiO_4] = \frac{3}{4}(Mg^{2+}),$$

7 lg [Mg²⁺] + 4 lg (³/₄) + 6pH = 20,0,
lg [Mg²⁺] = lg C = 2,93 - 0,857 pH. (2)

Уравнение (2) определяет положение сольвуса талька на рис. 11. Трескасес графически представил сольвусы магниевых силикатов в виде зависимости lg $[H_2SiO_4]$ от lg $[Mg^{2+}] + 2$ pH.

Диаграмма растворимостей воспроизводит в общих чертах вертикальную минеральную зональность латеритного профиля. За наиболее растворимым минералом оливином следуют в порядке снижения растворимости пироксен, серпентин, хлорит, тальк, непуит, керолит, каолинит, гиббсит и гётит. Положение кварца в данной последовательности непостоянно, поскольку он менее, чем тальк, растворим в нейтральных и кислых растворах и лучше растворим в более щелочных.

Анализы современных вод из латеритных профилей или вод, дренирующих ультрабазиты Новой Каледонии, приведены на рис. 12, который представляет собой увеличенную деталь рис. 11. Ясно, что грунтовые воды редко бывают насыщены или пересыщены относительно серпентина, но их составы во многих случаях попадают в поле между сольвусами талька и серпентина. Сольвус нонтронита рассчитан на основании представления Трескасеса о том, что воды западных прибрежных предгорий (кружки на рис. 12) богаты компонентами нонтронита и находятся с ним в равновесии, тогда как в остальных случаях грунтовые воды неравновесны с этим глинистым минералом. Пологий наклон соответствующего сольвуса является результатом низкого отношения Mg/Si в нонтронитах, проанализированных Трескасесом. Значе-



Рпс. 12. Увелпченная часть рпс. 11, относящаяся к выщелачиванию и осаждению силикатов магния в латеритных профилях. Показаны изотермы растворимости для серпентинита (сп), талька (тк), нонтронита (но) и кварца (кв). Изотерма растворимости понтронита получена Трескасесом [38] для нонтронита из Новой Каледонии на основе предположения, что часть проанализированных им грунтовых вод находилась в равновесии с нонтронитом. Обозначены избранные анализы грунтовых вод из Новой Каледонии, заимствованные из [39]. Кружки — подножия холмов на ультрабазитовых комплексах западного побережья (сухой климат); треугольники с вершиной кверху — источники на крутых склонах ниже реликтового плато, район Кувеле; перевернутые треугольники — псточники и ручы в феррикретовой котловине, Куе-Бейсин; ромбики — низменности, Плэн-де-Лак. Обратите внимание, что мало вод, насыщенных относительно серпентина, но многие, возможно, близки к насыщению относптельно смектитовой и талькоподобной фаз. Они примыкают к гравние устойчивости между кварцем и тальком. ния отношений Mg/Si в смектитах латеритных профилей попадают в интервал между такими значениями для нонтронита и талька, а поэтому в этой части диаграммы растворимости может располагаться семейство сольвусов нонтронит — сапонит.

На основании анализов вод Новой Каледонии можно сделать три существенных вывода: 1) концентрация растворенных Mg²⁺ и H₄SiO₄ возрастает с увеличением рН — это согласуется с обычно устанавливаемыми в латеритных профилях изменениями замеренных рН, которые с глубиной увеличиваются от 5 до 8.5. а большинство замеров попадают в интервал 7-8; 2) концентрация Ма в волах превышает концентрацию Si в 1.5-2.5 раза; 3) среди анионов в этих водах резко преобладает бикарбонат-ион. Обычно его концентрация почти в два раза выше концентрации главного катиона ---Mg²⁺. Это означает, что главными агентами, вызывающими латеритное выщелачивание, являются СО, и (или) биогенные, органические соелинения, окислаляющиеся в почве с образованием СО,. Концентрация хлорид- и сульфатионов несравненно ниже концентрации бикарбонат-иона. Это свидетельствует не в пользу гипотезы Веббера [41], согласно которой хлоридные комплексы и близость моря, обеспечивающего поступление хлора с водяной пылью, существенно влияют на датеритизацию. Низкий уровень содержания сульфата подобным же образом свидетельствует о том, что кислые дожди, вызываемые промышленными или природными (вулканизм) причинами, не могут в настоящее время существенно повлиять на скорость латеритизании.

Значения растворимостей, приведенные на рис. 11 и 12, относятся к разбавленным водным растворам; они отражают только конгруэнтное растворение, при котором катионы переходят в раствор в тех же пропорциях, в каких они находились в твердой фазе.

Если минерал очень неустойчив по сравнению с наименее растворимым минералом сходного химического состава, начинается замещение неустойчивого первичного минерала этим менее растворимым минералом. Например, энергичное растворение оливина описывается следующими реакциями:

Замещение оливина смектитом и гётитом

Замещение оливина кварцем и гётитом

$$\begin{split} & \operatorname{Mg_2SiO_4} + 2\mathrm{H^+} \to \operatorname{SiO_2} + 2\mathrm{Mg^{2+}} + \mathrm{H_2O}, \\ & \operatorname{\phiopcreput} & \operatorname{kbapu} \\ & \operatorname{O_2} + \operatorname{Fe_2SiO_4} + 2\mathrm{H^+} \to \operatorname{SiO_2} + 2\operatorname{FeO(OH)}, \\ & \operatorname{\phiarmut} & \operatorname{kbapu} & \operatorname{retut} \\ & \operatorname{Ni_2SiO_4} + 2\mathrm{H^+} \to \operatorname{SiO_2} + 2\mathrm{Ni^{2+}} + \mathrm{H_2O}. \end{split}$$

Из рис. 11 и 12 можно видеть, что в условиях более щелочных, чем pH 7,5, такие талькоподобные минералы, как гарниерит и смектитовые глины, оказываются наименее растворимыми магниевыми силикатами. В более кислой обстановке может осаждаться кварц. Наличие смектитов или кварца как продуктов замещения может, таким образом, служить индикатором pH в латеритном профиле.

Другим видом реакций растворения является ионный обмен. Подобные реакции возможны для минералов переменного состава вроде серпентинов, смектитовых глин, гарниерита, хлорита, вермикулита и оксигидроокислов марганца («асболана» или «марганцевого вада»). Самая важная реакция ионного обмена при образовании никелевых латеритов — это обмен между никелем и магнием при взаимолействии почвенных вол с серпентином:

$$Mg_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} + 3Ni_{pont}^{2+} \rightleftharpoons Ni_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} + 3Mg_{pont}^{2+}.$$
(3)

При равновесии по этой реакции Ni значительно более устойчив в серпентине, а Mg²⁺ — в почвенной воде. Отношения элементов, участвующих в реакции обмена, рассчитаны на основании термодинамических данных и суммированы в табл. 5.

	Фаза 1					
Фаза 2	Брусит	Серпентин	Тальк			
Водный раствор Брусит Серпентин	0,897.10-4	$0,913 \cdot 10^{-4}$ 2,75	0,302 · 10 ⁻² 91,3 33,2			

Τа	блица	5.	Расчетное	равновесное	распределение	никеля и	и магния
----	-------	----	-----------	-------------	---------------	----------	----------

Приведены коэффициенты распределения: К = (Ni/Mg)_{фаза 2}/(Ni/Mg)_{фаза 1}. Предполагается идеальное растворение Ni и Mg во всех фазах, температура 25 °C.

Обменная реакция $Mg_{тальк} + Ni^{2+} \rightarrow Ni_{тальк} + Mg^{2+}$ протекает только вправо. Расчеты показывают, что равновесное отношение Ni/Mg в растворе составляет лишь $0.3 \cdot 10^{-2}$ от того же отношения в тальке. Как следует из табл. 6, наблюдаемые вариации отношений Ni/Mg в керолитовом гарниерите сопоставимы с отношениями этих элементов, которые следует ожидать в растворе, образующемся при разложении обычного оливина, содержащего 0.25-0.3% Ni и 40% MgO.

	Ni, %	MgO, %	Ni/Mg	Расчетное равновесное отношение Ni/Mg в рас- творе
Керолитовый гарние-	18.5	4.0	3 19	0.0096
пит *	20.8	12.6	1.1	0,0034
Pur.	13.9	19.3	0.67	0.0020
	11,2	18,4	0,42	0,0013
	2,8	3,2	0,61	0,0018
	1,7	2,5	0,468	0,0014
	15,9	9,9	0,413	0,0013
Серпентин	0,25	40,0	0,0043	0 00000039
Оливпн	0,25	40,0	0,0043	
		1	1	

Таблица 6. Сопоставление составов керолитового гарниерита с отношением Ni/Mg в оливине

^{*} Микрозондовые анализы керолитового гарниерита из руд Сороако, тип Ia, и отношения Ni/Mg в водном растворе, равновесном с гарниеритом, рассчитанные по табл. 5.

табл. 5. В расчетном составе раствора отношения Ni/Mg характеризуются величинами того же порядка, что и в первичном оливине. Следовательно, составы гарииерита согласуются с предположением о том, что источником вещества для него был подвергавшийся выщелачиванию оливин.

Все реакции, описывающие осаждение никеля или замещение им магния, требуют перехода никеленосного раствора из среды с низким pH в среду с высоким. Поэтому заметное гипергенное обогащение никелем ограничивается участками, на которых воды просачиваются вниз сквозь сапролит к очень низко расположенному зеркалу грунтовых вод. При плоском рельефе с высоким положением уровня грунтовых вод гипергенное обогащение никелем сапролитовой зоны не должно происходить.

В трех обширных классах сапролитовых руд (колонка 1 в табл. 2) сапронепосредственно переходит в лимонитовую. литовая зона Смектитыобычно проявляются только как пролукт замешения оливина, а ячеистый кварц появляется над зонами повышенной трещиноватости в несерпентинизированных перидотитах, а в иных случаях встречается редко. В сапролите четвертого класса (колонка 2 в табл. 2) появляется промежуточная зона нонтронит-смектитовая или зона ячеистого окремнения. Объяснение этого явления заложено в рис. 11 и 12. Если сольвусы талька и нонтронита на этих рисунках как-то характеризуют сольвус смектита, то большинство вод из латеритных профилей Новой Каледонии недосыщены относительно серпентина, а многие из них, по-видимому, недосыщены также и относительно смектитовых глин. Вообще известно, что в водных растворах кремнезема может достигаться примерно стократная степень пересыщения (когда $\Delta \lg C$ = -2) без гомогенного коллоидального осаждения аморфного кремнезема ¹. Сольвусы пироксена (энстатита) и серпентина находятся над сольвусом смектита (талька) на расстоянии не более чем интервал $\lg C = -2$, но сольвус оливина (форстерита) проходит выше этого предела. В соответствии с этим пироксен и серпентин во многих профилях не замешаются силикатами типа смектита, кварцем или железисто-кремниевым гелем, тогда как оливин, безусловно, ими замешается.

Замещение серпентина смектитом или кварцем может иметь место, если растворы настолько долго остаются в профиле изменяющихся пород, что достигается значительная степень пересыщения их относительно смектита или кварца. Это может происходить на уровне зеркала грунтовых вод или в течение сухого сезона, когда просачивание раствора вниз по профилю минимально. Эффект может усиливаться вследствие испарения раствора. С другой стороны, интенсивный дренаж в постоянно водонасыщенном профиле должен привести к тому, что растворы останутся существенно недосыщенными и тем самым предотвратится формирование смектита или кварца, кроме случаев замещения ими оливина.

Таким образом, согласно развиваемым представлениям, никеленосные латериты с нонтронитовой зоной или обширной зоной ячеистого окремнения могут формироваться в условиях тропического климата с чередованием влажных и сухих сезонов, либо в условиях замедленного дренажа. Географическое размещение профилей с промежуточной зоной в первом приближении соответствует данной гипотезе.

Нонтронитовые профили обычны для тропических климатов с продолжительными сухими сезонами; примеры: район Бьянкума, Берег Слоновой Кости в Африке; районы Гринвейл и Рокгемптон в Австралии; Никаро на Кубе; Барру-Альту и другие латеритные залежи в штате Гояс в Бразилии. Развитие ячеисто-кремнистых образований по серпентиниту также обычно для района Рокгемптон, Австралия, и для всего Бразильского щита.

Имеются лишь отрывочные данные относительно климатических условий, особенно количества выпадавших осадков, для периода времени в несколько миллионов лет, необходимого для формирования типичного лате-

¹ Гомогенным коллондальным осаждением аморфного кремнезема автор, вероятно, называет коагуляцию кремнезема в гель по всему объему раствора. — Прим. перев.

ритного месторождения. Действительно, широкое региональное развитие силькретов и латеритных почв привлекается иногда в качестве доказательства былого тропического климата с сухими и влажными сезонами. Представления о возникновении нонтронитовых зон и зон ячеистого окремнения по серпентину вследствие замедленного дренажа при сухом климате или при высоком положении уровня грунтовых вод будут оставаться рабочей гипотезой до тех пор, пока для подобных районов не будут выполнены более детальные палеоклиматические реконструкции и определения возраста латеритов.

Вероятность влияния pH на осаждение кварца и керолита-талька, о чем говорилось ранее, способствует пониманию обычного парагенезиса в сапролитовой зоне. В типичном случае, в отсутствие значительных концентраций анионов сильных кислот, вроде SO_4^{2-} или Cl⁻ главным катионом в почвенных водах, промывающих формирующийся профиль никелевых латеритов, будет Mg^{2+} , заряд которого компенсируется в растворе зарядами анионов OH⁻, HCO_3^- п, возможно, органических кислот. В подобной ситуации pH растет пропорционально концентрации Mg^{2+} , что наглядно демонстрируется данными Трескасеса по водам Новой Каледонии. Концентрация Mg^{2+} и pH при выщелачивании сапролитовой зоны будут возрастать по мере просачивания вод вниз вследствие растворения магниевых силикатов. В лимонитах pH практически всегда колеблется в пределах от 6 до 7; к основанию зоны сапролита pH увеличивается примерно до 8—9. Следует также ожидать, что величина pH и концентрация Mg^{2+} будут возрастать от трещин к центру межтрещинных блоков, где происходит начальное изменение вмещающих пород.

Эволюция химизма процесса в какой-либо точке сапролитовой зоны будет заключаться в снижении концентрации Mg²⁺, уменьшении pH и увеличении отношения Ni/Mg в растворе. В проницаемых трещинах отдельности условия будут меняться от благоприятных для устойчивости талька через условия, способствующие возрастанию устойчивости керолита, до условий с низкими pH, при которых устойчивым становится кварц. Это в точности соответствует наблюдаемой последовательности замещений.

Ранее приводился пример с ядром частично серпентинизированного перидотита, когда внутри его оливин замещался смектитом. На более ранней стадии выщелачивания, когда зона начального изменения находилась ближе к быстро циркулировавшим подземным водам в межблоковых трещинах, оливин замещался кварцем. Этот парагенезис мог отражать условия возрастающей щелочности в направлении к ядру реликтовой неизмененной породы. В таком случае силицификации оливина будет благоприятствовать интенсивный дренаж, такой, как возникает в зонах трещиноватости, поскольку он обеспечивает поступление относительно кислых приповерхностных вод к основанию сапролитовой зоны. Действительно, в рудах на несерпентинизированных перидотитах Индонезии зоны силицификации мощностью несколько сантиметров обычно развиваются вдоль хорошо проницаемых трещинных зон.

Величина pH также контролирует замещение серпентина кварцем или нонтронитом. Например, при сотово-ячеистом типе окремнения силицификация обычно наиболее интенсивно проявляется вдоль крупных трещин. В частности, автор наблюдал подобное явление на некоторых латеритных месторождениях Бразилии, где вдоль линейных трещинных зон длиной в несколько километров и несколько метров шириной были развиты полосы ячеистого окремнения.

На месторождении Бролга, близ Рокгемптона, штат Квинсленд, центральная область плато характеризуется профилем с нонтронитовой зоной, а на краях плато, в условиях предположительно лучшего дренажа и, вероятно, более кислой обстановки, развивалось ячеистое окремнение. Однако из-за того, что зоны ячеистого окремнения залегают на материнских породах разного состава, реальные причина и следствие остаются невыясненными.

Геохимия никеленосных латеритов

Мерой химической подвижности элементов, входящих в состав никеленосного латеритного профиля, служит скорость, с которой они выносятся просачивающимися водами. Трескасес [39] в качестве подобной меры использовал отношение содержания элементов в дренирующих водах региона к их количеству в материнских породах. Такие отношения характеризуются некоторыми сезонными колебаниями, но порядок величин таков:

Эле- мент	Подвиж- пость	Поведение в профиле
Fe	0,01-0,03	Остаточное обогащение
Cr	0,034-0,1	Хром остаточный
Co	0,034-0,1	
Ni	0,03-0,12	Гипергенное обогащение
Mn	0,05-0,18	
Al	0,05-0,4	Остаточный
Ti	0,2-0,8	Остаточный
Pb	0,5-1,5	?
Si	0,5-1,0	Выщелачивание
Mg	1,0	Выщелачивание
Ca	2,3-40,0	Выщелачивание
\mathbf{Sr}	4,0-10,0	Остаточное обогащение
Cu	4,0-10,0	Остаточное обогащение
Ba	8,0-90,0	Остаточное обогащение
S		Остаточное обогащение

Все же ясной корреляции между подвижностями, полученными таким образом, и наблюдаемым поведением элементов в профилях не устанавливается. Ряд подвижности элементов, основанный на произведениях растворимости их гидроокислов, по-видимому, намного лучше позволяет качественно предсказывать их поведение:

Элемен т	Подвиж- ность	Наблюдаемое поведение
Fe ³⁺ Cr ³⁺ Al ²⁺ Cu ²⁺	$\left. \begin{array}{c} -18,1 \\ -16,4 \\ -15,3 \\ -5,7 \end{array} \right\}$	Остаточное обогащение
Ni ²⁺ Co ²⁺ Zn ²⁺	$\left. \begin{array}{c} -3,2\\ -1,7\\ -1,5 \end{array} \right\}$	Гипергенное обогащение
Pb^{2+}	-1,3	5
Mn^{2+}	1,3	Гипергенное обогащение
Mg^{2+}	3,1	Выщелачивание

Приведенные здесь цифры, рассчитанные по произведениям растворимости, являются десятичными логарифмами молярности ионов, находящихся в равновесии с гидроокислами при рН 7. Указанные выше усредненные характеристики поведения элементов не отражают деталей процесса выщелачивания на разных стадиях. В нижеследующей таблице даны типичные изменения концентраций элементов в единице объема, установленные для начальных стадий выщелачивания в сапролитовых зонах Новой Каледонии и Сороако на острове Сулавеси. Оказывается, что для устойчивых элементов, поведение которых обычно сводится к остаточному накоплению, первоначально обнаруживается более заметный вынос, чем для элементов гипергенного обогащения. Подобная ситуация выше по профилю меняется на обратную:

Никель	Увеличение концентрации
Кобальт	Увеличение концентрации
Марганец	Увеличение концентрации пли
-	вынос
Хром	Без изменений
Железо	Вынос 0-10%
Алюминий	Вынос 10—30%
Титан	Вынос 30-50%
Кремнезем	Вынос 85%
Магний	Вынос 95%

Для Fe, Mn и Co сначала происходит снижение концентрации, а затем привнос в периферические каемки блоков. Можно предполагать, что эти элементы растворяются в более низком валентном состоянии и переотлагаются во внешних каймах вследствие окисления до более высокого валентного состояния.

Таким образом, растворимость или подвижность данного элемента в большой степени зависит от положения в пределах профиля выветривания.

Выщелачивание главных элементов. В процессе формирования латерита из профиля выщелачиваются магний и кремнезем. Несмотря на появление ячеистого окремнения, абсолютного накопления кремнезема в профиле обычно не происходит. Концентрация кремнезема на единицу объема почти всегда оказывается меньше, чем в исходной породе.

Изменение концентрации выщелачиваемых элементов с глубиной можно предсказать с помощью математической модели. Если равновесная концентрация выщелачиваемого элемента x в растворе постоянна, C (x), а встречная диффузия в профиле пренебрежимо мала, то количество x, остающееся в профиле, Q (x), в стационарном состоянии характеризуется следующим изменением с глубиной d (A — постоянная, связанная с растворимостью и коэффициентом диффузии):

$$Q(x) - Q_0(x) = 1 - \exp[-A(x)d].$$
 (4)

С другой стороны, если имеет место ионообменное равновесие, так что С $(x) = K \cdot Q(x)$, то, по Голубеву и Гарибянцу [15], изменение Q с глубиной составит

Q(x) -
$$\frac{Q_0(x)}{2} = 1 + \operatorname{erf}\left\{\frac{\mathrm{d} - \mathrm{vt}/(1+\mathrm{K})}{2\sqrt{\mathrm{Dt}/(1+\mathrm{K})}}\right\}.$$
 (5)

Уравнение (5) приближенно описывает экспоненциальный градиент концентраций ниже точки перегиба, который уменьшается со скоростью vt/(1+K), где v — скорость нисходящего движения производящего выщелачивание раствора; D — эффективный коэффициент диффузии. С течением времени t в направлении потока образуется размывающийся фронт вещества. В осталь-

370

Рис. 13а. Изменение концентрации Mg O на единицу объема с глубиной по скважине в типичном профиле рудного тела Бонсора на месторождении Сороако, Индонезия. Данные иолучены расчетным путем по содержаниям железа с использованием эмпирической корреляции Mg — Fe. Предполагается, что исходной породой служит нензмененный серпентинит (не опробован). Данные для самой нижней точки не слишком надежны, так как до этого уровня пробурены лишь единичные скважины.

Рис. 13б. Характерное изменение содержания никеля с глубиной по профилям двух латеритных залежей на серпентинизированных перидотитах: Бонсора, месторождение Сороако в Индонезии (треугольники), и Ла-Глория, месторождение Эль-Эстор в Гватемале (светлые кружки). Ниже области гипергенного обогащения содержание никеля убывает приблизительно по экспоненте. Методом наименьших квадратов найдено положение прямой линии, уравнение которой приведено на рисунке. Чернымп кружками показаны содержания никеля в одном чрезвычайно богатом рудном профиле, с кварцем и гарниеритом, развитом по брекчии несерпентинизированного перидотита на Сороако (тот же профиль, что и на рис. 5). В данном случае объем каждой пробы сапролита равен 2,25 м³.



ном выражения, заключенные в скобки в уравнениях (4) и (5), при t = const практически идентичны для d > vt/(1 + K). Уравнение (5) ближе к реальности, чем (4), но вследствие гетерогенного строения сапролитовых зон вряд ли можно легко разобраться, с каким случаем мы имеем дело.

Типичное поведение MgO в сапролите проявляется в профиле на сильно серпентинизированном перидотите месторождения Бонсора в Сороако, Индонезия. В этом профиле, показанном на рис. 13, поведение MgO более



Рис. 14. Содержания Si и Mg в трех латеритных профилях: на серпентинизированном лерцолите (кружки, см. рис. 7), на брекчии несерпентинизированного перидотита (светлые треугольники, см. рис. 6) и из сапролит-нонтронит-лимонитового профиля (черные треугольники, см. рис. 9). Данные опробования на Si и Mg преобразованы согласно уравнению (7) в тексте. Наклон прямой, аппроксимпрующей каждый профиль, дает возможность оценить отношение эффективных растворимостей Mg и Si при формировании профиля.

или менее точно следует предсказанной экспоненциальной зависимости. Преобразуя уравнение (4), получаем

$$\lg \left\{ 1 - \frac{Q(x)}{Q_0(x)} \right\} = A(x) D.$$
 (6)

Составив аналогичное уравнение для элемента y и объединив оба уравнения с уравнением (5), получим

$$(1/A(x)) \ln (1 - Q(x)/Q_0(x)) = (1/A(y)) \ln (1 - Q(y)/Q_0(y)),$$
(7)

На рис. 14 показана зависимость $\ln [1 - Q (SiO_2)/Q_0 (SiO_2)]$ от ln [1 — Q (MgO))/Q₀ (MgO)] для трех типичных профилей месторождений Сороако и Бролга. Для того чтобы перевести данные опробования для MgO и ŜiO2 в переменные, примерно пропорциональные концентрациям этих компонентов в исходном объеме до усадки Q, использовались отношения MgO/Fe и SiO₂/Fe. Пересчитанные подобным образом значения концентраций SiO, и MgO наносились на график, что позволило выявить наличие отчетливой линейной корреляции для каждого изученного профиля. Наклон линейного тренда оказывается равным отношению A(MgO)/A(SiO₂) в уравнении (7). Таким образом, полученное отношение является, по существу, отношением растворимостей этих двух выщелачиваемых элементов. Для профиля на серпентинитах оно близко к единице, а для профилей на несерпентинизированных породах и для профиля с нонтронитовой зоной оно составляет примерно 1,5-2,0. Диапазон колебаний величины данного отношения от 1 до 2 совпадает с обычными значениями отношения MgO/SiO₂, установленными Трескасесом в пробах вод из Новой Каледонии [39].

Элементы гипергенного обогащения. Известны два минералогически различных типа гипергенного обогащения.

В окислах марганца: многие рассеянные элементы, включая Co, Ni, Zn и Y, в зоне гипергенеза накапливаются в асболане — образовании, сложенном в основном нерастворимыми окислами марганца. В результате наблюдается отчетливая корреляция этих элементов с Mn. Как отмечалось ранее, окислы марганца сохраняются в профиле вплоть до нижней границы лимонитовой зоны или до верхней границы зон нонтронитовой или ячеистого окремнения. Марганец, по-видимому, выщелачивается из ядер исходных пород в виде Mn^{2+} и затем окисляется до Mn^{4+} . Он также выщелачивается кислыми растворами из приповерхностных лимонитов и переотлагается на более низких уровнях в связи с повышением щелочности растворов. Концентрация Zn, Y и Ni в асболане с глубиной увеличивается, а Co — уменьшается. В результате по мере увеличения глубины последовательно сменяют друг друга пики максимального гипергенного обогащения Co, Mn, Ni, Zn и Y [1].

В большинстве латеритных месторождений наблюдается примерно 10% спорадически распределенных профилей с исключительно сильным обогащением кобальтом и марганцем.

В силикатах: единственным элементом, проявляющим значительное гипергенное обогащение также и в силикатах, является никель. Он накапливается как в никелевом серпентине, образующемся вследствие ионного обмена за счет серпентина, так и в виде «гарниеритовых» жил или нонтронита, заместившего серпентин. Установлены также никеленосный вермикулит-хлорит, и шухардит, но они редки.

Нижний «хвост» пика никелевого обогащения на рис. 136 по своей форме отвечает экспоненте. Как и следовало ожидать по теоретическим коэффициентам распределения (табл. 5), гипергенное обогащение никелем обычно бывает более сильным в серпентине (в случае его присутствия в профиле), чем в смектитовой или тальковой фазах и асболане.

Элементы остаточного обогащения. Fe, Cr, Al, а также рассеянные элементы Cu, Ti и Sc накапливаются в составе остаточных образований. Их концентрация отчетливо коррелируется с содержанием Fe, а процессы гипергенного обогащения на них не влияют. Все перечисленные элементы сначала цереходят в раствор, но Fe и часть Cr в основании профиля окисляются и переотлагаются в сапролитовых корках в виде гётита. По-видимому, в основании профиля существует слабая тенденция относительного выноса Al и Ti, но в верхней части профиля in situ концентрация Al слегка возрастает. Профиль, изображенный на рис. 7, в этом отношении типичен. В верхней части зоны неперемещенных лимонитов лимонит обычно растворяется и переотлагается в виде более богатой алюминием конкреционной разности. Заметное разделение Cr и Fe наблюдается только в зоне феррикрета.

Из рис. 10 можно сделать вывод, что селективное растворение мелкозернистого лимонита с низким содержанием алюминия и хрома должно приводить к остаточному накоплению Al и Cr. Если такие растворы где-либо в другом месте отлагают феррикрет, то этот феррикрет будет обеднен в отношении Al и Cr и обогащен железом. Следовательно, феррикрет, образованный in situ, может быть относительно богат алюминием и хромом, а перемещенный феррикрет — относительно обогащен железом.

Феррикрет и перемещенные лимониты, а также мощные, широко развитые зоны ячеистого окремнения имеют весьма изменчивый состав. Коэффициенты обогащения для Al, Fe, Cr и Ti в феррикретах и лимонитах, приведенные в табл. 7, показывают широкие вариации. Между лимонитами in situ и перекрывающими их перемещенными лимонитами, в тех случаях когда они вообще выделяются, обнаруживается четкое различие. В некоторых случаях верхняя зона сильнее обогащена алюминием или хромом, в других — слабее. На месторождении Либердаде [7] чрезвычайно сильное обогащение алюминием и титаном по сравнению с хромом и железом наблюдалось в зоне ячеистого окремнения.

Известны два фактора, которые могли бы объяснить подобное непостоянство. В пределах феррикретов и кремнистых шляп часто располагается высоко поднятое зеркало грунтовых вод. В образовании феррикретов большую роль играет латеральное перемещение растворов этого верхнего водоносного горизонта, а потому они часто развиваются на механически перемещенных лимонитах. Содержание алюминия в верхнем горизонте лимонитов может быть высоким из-за латерального перемещения компонентов габбро, выщелачиваемых из даек основного состава, залегающих в материнских породах, как на месторождении Фалькондо [16]. В Гватемале на рудном теле Ла-Глория залегает непротяженный высокоглиноземистый поверхностный горизонт каолинит-лимонитового состава, в котором содержатся фенокристаллы β-кварца и кристаллы ксенотима и циркона, а также рассеянные элементы, происхождение которых определенно не связано с ультрабазитами. Думается, что эта порода образовалась как смесь материала лимонитовой зоны с кислым вулканическим пеплом.

Поведение титана объяснить трудно. Растворимость TiO_2 в водных растворах чрезвычайно низка, она даже ниже, чем у Al_2O_3 . В соответствии с этим на месторождении Либердаде Эссон и Карлос [7] обнаружили, что титан дает наибольшие остаточные концентрации в ячеисто-кремнистой зоне. Однако, как следует из табл. З, концентрации TiO_2 в сапролитовых каймах на самом деле снижаются даже быстрее, чем концентрация Al_2O_3 .

Местона хождение профиля	Материнская порода	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr 2O3	TiO_2	Примечание
1. Остров Кали- мантан	Серпентинит	4,7	7,5	8,7	10,5	Глубина 0-6,5 м
 2. Конакри 3. 4. Нонок 5. Пухада 6. Никаро 7. Орегон 8. Гринвейл 	Дунит Дунит Серпентинит Серпентинит Серпентинит Перидотит Серпентинит	2,72,94,34,512,63,9 $6,2$	4,2 3,3 6,3 3,0 7,3 5,9 5,5	13,72,72,43,16,25,84,6	4,2 4,3	Глубина 0,65 м Глубина 0—76,5 м Глубина 0—5 м Глубина 0—9 м Глубина 0—2,5 м Глубина 0—9,2 м Глубина 0—6 м
Сороако 9. Бонсора 10. Конде Новая Каледония	Серпентинит Гарцбургит	7,1 8,1	6,8 7,0	6,6 5,5	$2,4 \\ 2,8$	Глубина 0—5 м Глубина 0—0,5 м
11. Плато 12. Плато	Дунит	$\begin{bmatrix} 1,6\\ 3,0\\ 9,8\\ 5,9 \end{bmatrix}$	8,9 8,5 8,5 8,5	8,9 17,5 8,5 10,0	4,0	Глубина 0—0,5 5
13. «Гласи»	Дунит	15,0 11,0	12,0 11,0	8,2 9,0		Перемещенный Неперемещенный
14. Предгорье	Гарцбургит	$\begin{bmatrix} 12,2\\7,3 \end{bmatrix}$	4,2 3,8	9,1 4,5		Перемещенный Неперемещенный
15. Предгорье	Серпентинит	$\begin{bmatrix} 43,0\\21,0\end{bmatrix}$	8,8 9,2	9,4 $13,1$		Перемещенный Неперемещенный

Таблица 7. Коэффициенты остаточного обогащения в верхней части	профиля
--	---------

Приведены отношения содержаний устойчивых окислов в образцах лимонита к их содержаниям в коренных породах, подстилающих никеленосные латеритные профили. Профили 1 — 8 описаны по данным Шеллманна [37], 9, 10 — по Арансибиа [I], 11 — 14 — по Трескасесу [39]. Профиль 9 показан на рис. 7.

В нескольких профилях из числа приведенных в табл. 7 TiO₂ оказывается компонентом с наименьшей остаточной концентрацией.

В неперемещенных лимонитах отношения устойчивых элементов подобны отношениям их в материнской породе, что иногда используется при геоЛатеритные месторождения никеля

Рпс. 15. Различие в массе выветрелой породы (ΛT) , необходимой для накопления Ni. Co и Fe в изученных профилях месторождения Бонсора в Индонезии. Ni и Со сконцентрированы на глубпне, а Fe обнажено для эрозии. С помошью графика можно с достаточной чувствительностью оценить эффект локального перемешения лимонита (стрелки). Перемещение ±5 м поверхностного горизонта лимонитов позволяет сбалансировать количества никеля и кобальта. Типы профилей: 1 — профили с избытком никеля, 2 - профили, сбалансированные в своей верхней части (эти профили сбалансированы в верхней части, но солержат избыток Ni под выступом коренной породы, подсеченным буровой скважиной); 3 — сбалансированные профили; 4 — профили с избытком кобальта; 5 — влияние добавления к профилю 1 м лимонитов из верхней части зоны: 6 — влпяние добавления к профилю 1 м обогащенных кобальтом лимонитов из нижней части зоны: 7 — группа сбалансированных профилей.



логическом картировании коренных пород [12]. Этот метод аналогичен подходу, продемонстрированному на рис. 10 и касающемуся закономерностей распределения элементов в зернах разного размера. Однако с учетом упомянутых выше сложностей использовать картину распределения элементов в любом феррикрете или горизонте ячеистого окремнения для оценки пород, залегающих в основании профиля, крайне рискованно.

Баланс вещества в геохимическом профиле. Многие авторы пытались рассчитать количество породы, перешедшей в материал профилей in situ, однако большая часть таких попыток ограничивалась единичными отдельно взятыми профилями. В тех случаях, когда такое исследование выполняется для большой группы смежных профилей, обнаруживаются широкие вариации.

В качестве примера в табл. 8 и на рис. 15 показаны результаты расчета баланса Ni, Co и Fe в рудном теле Бонсора месторождения Сороако. Масса Ni, Co и Fe рассчитывалась по данным стандартного опробования разведочнобуровых скважин с использованием эмпирически найденных соотношений между содержанием железа и валовой плотностью породы. Мощность колонны пород T, необходимой для накопления установленной массы никеля, кобальта и железа, вычислялась, исходя из среднего состава материнской породы. Требуемое количество разложенной породы T находится в пределах 20—100 м, в среднем составляя 30 м. Изученные профили попадают в три различные категории:

1. Сбалансированные профили. Первая категория представлена профилями, в которых количество выветрившейся породы, необходимое для накопления массы никеля, кобальта и железа, может быть сбалансировано путем добавления или удаления поверхностного горизонта лимонитов мощностью не более 5 м, как это показано стрелками на рис. 15. Из рис. 16 следует, что избыток или недостаток поверхностного лимонита в пределах указанных

№ скважины	Расчетная и	сходная мощно для	Тип профиля	
	Ni	Co	Fe	
1	38,0	20,1	13,9	С избытком Ni
2	25,2	27,5	26,1	Сбалансированный
3	28,5	37,0	22,2	»
4	44,5	40,1	27,0	»
5	31,9	32,3	44,8	»
6	29,0	22,7	19,8) »
7	14,5	11,5	12,1	»
8	68,8	23,7	22,3	С избытком Ni
9	34,1	31,5	34,3	Сбалансированный
10	49,1	19,9	23,4	С избытком Ni
11	25,9	21,3	11,5	Сбалансированный
12	53,7	38,7	29,5	С избытком Ni
13	56,7	28,6	39,2	То же
14	23,6	27,8	28,8	Сбалансированный
15	32,6	42,3	30,9	С небольшим избытком Ni
16	34,1	33,6	19,6	Сбалансированный
17	36,6	20,7	18,1	* *
18	31,1	58,7	49,3	С избытком Со
19	106,7	22,6	28,9	С избытком Ni
20	35,6	31,0	25,8	Сбалацсированный
21	77,6	32,4	24,1	С избытком Ni
22	17,2	32,5	29,7	С избытком Со

Таблица 8. Баланс Ni, Со и Fe для отдельных латеритных профилей рудного тела Бонсора, месторождение Сороако

В таблице приведены расчетные мощности перидотитовой породы, выветривание которой необходимо для обеспечения установленных количеств Ni, Co и Fc в данном профиле.

5 м может быть объяснен локальным оползанием 15-метровых уступов рельефа на границу сапролитовой и лимонитовой зон. Но в отношении профилей, для которых показан избыток Ni и (или) Co, такое объяснение не убедительно.

2. Профили с избытком никеля. Подобные профили обычно встречаются ближе к краям холмов, где значительную роль приобретает поверхностная эрозия. Участки с избытком Ni рассматриваются как неэродированные корни древнего латеритного профиля, подвергшегося значительной эрозии до образования наблюдаемого ныне лимонитового покрова. Поступление избыточного никеля с растворами, перемещенными по горизонтали на большое расстояние, считается маловероятным в связи с отсутствием каких-либо зон с дефицитом Ni, которые могли бы рассматриваться как бывшие источники никеля для таких растворов.

3. Профили с избытком кобальта. Избыток кобальта в таких профилях обычно сопровождается дефицитом никеля. Как правило, они встречаются на пониженных участках, в некоторых случаях под феррикретовой шляпой, слагающей поверхность плато. Проще всего возникновение таких профилей объясняется переносом кобальта в растворе при существенной добавке поверхностного лимонита, перемещенного при эрозии с соседних возвышенностей. Связь подобных профилей с топографией показана в работе Голайтли [13]. Рпс. 16. Модель развития латерита по блокам отдельности перидотита (Р) при изменении расстояния между трешинами отпельности в 8 раз. Мощность сапролитовых корок вокруг таких блоков экспоненциально увеличивается в направлении снизу вверх, пока ядро неизмененной породы окончательно не исчезнет непосредственно у основания лимонитовой зоны (заштриховано). Лимониты L большей мощности развиваются на участках сближенных трешин. Самоуплотнение лимонитов до одной трети первоначального объема ведет к возникновению лепрессии глубиной 2R', предпочтительно на участке А. Эта депрессия заполняется вследствие оползания бортов и почвенного скольжения с возвышенных частей рельефа (А'), что показано стрелкой.



Топографический и структурный контроль

Влияние структуры, особенностей геоморфологического развития и топографии на распространение руд пока еще недостаточно задокументировано, чтобы базирующаяся на этом материале генетическая гипотеза могла выдержать серьезную проверку. Однако развиваемая ниже теория, по-видимому, находится в качественном соответствии с большинством наблюдаемых фактов.

Построение детальной структурной модели формирования профиля. Рис. 16 иллюстрирует идеализированную модель развития профиля выветривания. Последняя представляет собой дальнейшее развитие широко бытующего представления, согласно которому скорость формирования латерита зависит от густоты расположения трещин отдельности [29]. На этом рисунке изображена зона с близко расположенными (5 см) трешинами, разделяющая зоны очень крупных блоков с расстоянием между трещинами 80 см. На этих блоках образуются сапролитовые корки, мощность которых вниз от границы сапролит — лимонит (линия АА') экспоненциально уменьшается. Скорость роста сапролитовых корок можно считать независимой от размера блоков и обусловленной только скоростью выщелачивания пород инфильтрационными трещинными растворами. Отсюда неизбежно следует, что блоки меньшего размера перерабатываются быстрее, так что граница лимонит — сапролит образует депрессию над зоной сближенных трещин. Вследствие усадки лимонитов под нагрузкой перекрывающих пород в таких местах должно происходить прогибание дневной поверхности, а возникающие депрессии будут заполняться лимонитами, сползающими с участков, расположенных над зонами более редкой трещиноватости (показано стрелкой).

Рассматриваемую модель можно выразить количественно следующим образом: пусть t(r) — толщина сапролитовой каймы на глубине r, отсчитанной от самой высокой точки рельефа коренных пород; d — длина ребра наименьшего блока породы, ограниченного трещинами; Md — длина ребра наибольшего блока, ограниченного трещинами; R — общее местное превышение рельефа границы между сапролитом и лимонитом, равное r на участках с наименьшими блоками между трещинами; при этом t ниже уровня r = 0 с глубиной экспоненциально уменьшается:

$$\frac{\mathbf{t}\left(\mathbf{r}\right)}{\mathbf{t}\left(0\right)}=\left(1/2\right)^{r/\lambda},$$

где λ — константа. Судя по скорости экспоненциального увеличения содержания Mg с глубиной на рис. 13, λ равна примерно 3 м. Из рис. 16 следует:

$$t(0) = Md/2$$
,

а t(R) = d/2, поэтому

$$\frac{t(R)}{t(0)} = 2^{R/\lambda} = M.$$

Под влиянием собственного веса лимонитовые зоны обычно спрессовываются примерно на одну треть того объема породы, за счет которого они образовались. Из рис. 16 видно, что таким образом создается пространство, допускающее перемещение толщи лимонита мощностью R' метров путем латерального оползания с возвышенных частей поверхности коренных пород в сторону относительных понижений. Видно, что R' составляет одну треть относительного превышения R границы лимонит — сапролит на данном участке.

Исследование баланса вещества профилей на участке Бонсора, месторождение Сороако, показало, что отклонение содержаний Ni и Co в профилях от расчетных значений можно объяснить латеральным поступлением или сносом не более 5 м толщи поверхностного лимонита, т. е. в данном случае R' = 5, а R \cong 15 м. Отсюда M, рассчитанное как $2^{R/\lambda}$, равно 32. Минимальное расстояние между трещинами, обычно наблюдаемое для месторождения Сороако, составляет примерно 5 см, а потому ожидаемый максимальный поперечный размер блоков должен быть равен приблизительно 1,6 м. Эта величина качественно согласуется с вариациями наблюдаемых размеров межтрещинных блоков на руднике.

Из предложенной модели также следует, что количество и содержание никеля, накопленного в сапролите, будут максимальными в зонах со сближенными трещинами — как вследствие прямого выщелачивания большей доли породы, так и благодаря латеральному привносу никеля — по двум причинам. Во-первых, ограниченная циркуляция в зонах с редкими трещинами обусловливает высокое местное положение уровня грунтовых вод и вызывает латеральный перенос никеля раствором в сторону зон, где выветривание проникло на большую глубину. Во-вторых, самоусадка лимонита вызывает оползание лимонитов с возвышенностей в понижения рельефа над зоной тесно сближенных трещин и в результате увеличивается суммарное количество никеля над интенсивно трещиноватой зоной.

Аналогичные рассуждения приложимы и к случаям повышенной концентрации никеля в тектонических брекчиях или зонах дробления по сравнению с блоками между обычными трещинами отдельности. Приуроченность богатых руд к брекчиям или зонам дробления — хорошо известная особенность индонезийских и новокаледонских месторождений. Вместе с тем существует оптимальная степень трещиноватости. Например, песчаники и конгломераты молассового типа, сформированные за счет разрушения ультраосновных пород, часто встречаются на островах Сулавеси, Индонезия, и Нонок, Филиппины, но они редко бывают обогащены никелем. Вполне вероятно, что коллоидальный цемент этих осадочных пород препятствует циркуляции растворов и тормозит формирование рудоносных зон. Чрезвычайно обильное поступление поверхностных вод может привести к силицификации, столь обычной в некоторых зонах трещиноватости или в зальбандах отдельных хорошо разработанных трещин.

В качестве возможного продолжения процесса развития профиля, изображенного на рис. 46, можно предположить эрозионный размыв его верхней части, при котором сохранятся только сильно обогащенные никелем корни зон в сапролите, которые будут разрастаться при дальнейшем выщелачивании лимонита второй генерации. Крупные межтрещинные блоки могут выходить на поверхность в виде останцов. Прекрасным примером такого рода служит Южное плато Новой Каледонии, покрытое горизонтом лимонитов мощностью 30 м, прерываемым скалистыми гребнями высотой около 300 м, сложенными практически невыветрелыми гарцбургитами с редкой системой трещин отдельности [39].

Валуны, оказавшиеся около дневной поверхности, но еще подвергающиеся интенсивному выщелачиванию, могут псевдоморфно замещаться феррикретом редкого типа, который сложен заместившим ультраосновные породы гётитом с совершенной сотовой структурой. Наиболее известные примеры описаны Милло [27] для района Конакри в Гвинее, но валуны подобного сложения встречаются также в районе Сороако в Индонезии.

Топографический контроль. Зоны самого сильного обогащения никелем в латеритах предпочтительно локализуются в определенных участках рельефа — как правило у подножия холмов или по краям плато и террас. В деталях топографический контроль чрезвычайно специфичен для различных районов развития латеритов. Особенно непостоянна относительная интенсивность поверхностной эрозии. В одних районах зоны неперемещенных лимонитов редки из-за того, что полностью смыты, но в других — размыв, во всяком случае современный, оказывался минимальным, так что на поверхности можно видеть только феррикрет или лимонит. На площади развития большинства крупных офиолитовых поясов отмечаются многоуровневые плато и террасы. Это справедливо для Южного массива Новой Каледонии [39] и Озерного округа, включая месторождение Сороако, на Сулавеси [43]. Террасы нескольких уровней описаны Холдеманном и др. [16] для Доминиканской Республики, Линченатом и Широковой [25] для северо-восточной Кубы, Бургером [5] для округа Гринвейл в Квинсленде. Во всех перечисленных районах наблюдается тенденция более интенсивного обогащения никелем верхних террас. Наиболее отчетливо это проявлено в Новой Каледонии и Гринвейле. Залежи месторождения Ла-Глория в районе Эль-Эстор, Гватемала, расположены на террасах, однако они скорее представляют собой ступенчато сброшенные края ныне сильно эродированной поверхности плато, чем отвечают последовательным стадиям эрозии. Большинство месторождений Бразилии и месторождения округа Рокгемптон в Квинсленде, Австралия, напротив, оказываются приуроченными к эрозионным останцам единой древней поверхности выравнивания. Месторождения Сипилу и Мойянго, Берег Слоновой Кости, расположены у подножия низких холмов, возвышающихся над глубоко латеритизированной, частично расчлененной поверхностью.

Модель формирования профиля выветривания, учитывающая развитие рельефа, схематически изображена на рис. 17. Она может служить основой для дальнейшей разработки проблемы и содержит предположения о причинах широкого многообразия типов топографического контроля в различных районах.



Рис. 17. Три варианта гипотетической истории развития латеритных профилей. Для первого варианта уровень грунтовых вод (штриховая линия) на приподнятых участках первоначально находился значительно ниже поверхности коренных пород. Химическое выщелачивание со временем приводит к тому, что профиль выветривания опускается до уровня грунтовых вод. Для второго варианта начало процесса то же самое, но омоложение рельефа на III стадии понижает уровень грунтовых вод. В профилях третьего варианта грунтовые воды сначала бывают относительно застойными, а рельеф пониженным, что в условиях сравнительно сухого климата приводит к развитию яченстого окреминения. Со временем эрозия приводит к расчленению столовых поверхностей, сложенных ячеистоокремненными породами, уровень грунтовых вод понижается и по краям столовых гор пропсходит обогащение никелем. 1 — лимонит, 2 — сапролит, 3 — нонтронит, 4 — ячен-стое окремнение.

На рис. 17 показаны три главные тенденции развития профилей. В первых двух вариантах в тот период, когда выщелачивание начинает опережать эрозию, уровень грунтовых вод находится значительно ниже дневной поверхности. Возникает и разрастается сапролитовая зона (I стадия), которая ко II стадии достигает мощности, соответствующей стационарному состоянию процесса. В первом варианте такое состояние может продолжаться до третьей стадии, когда сапролитовая зона углубляется вплоть до уровня грунтовых вод и там останавливается; в условиях застойных вод в основании такого профиля развивается нонтронитовая зона, а возможно, и ячеистое окремнение. В конечном итоге возникает мощный горизонт лимонитов, перекрывающий маломощную зону нонтронитового сапролита; подобная картина наблюдается для профилей под многими феррикретовыми плато юга Новой Каледонии и на месторождениях Берега Слоновой Кости. Четвертая стадия заключается в размыве лимонита на гребнях сапролитовой зоны, после чего остаются невысокие холмы, сложенные богатым нонтронитовым сапролитом, а в окружающих долинах — слабо развитая лимонитизация. Подобная ситуация встречалась на разработках богатых месторождений Помалаа, а также, возможно, в районе Торобулу на острове Сулавеси, Индонезия. На III и IV стадиях скорость формирования латерита сильно замедляется, а при повышении уровня грунтовых вод латеритизация и вовсе останавливается. Такое сочетание условий характерно для южного плато Новой Каледонии: средние скорости продвижения выщелачивания на глубину, рассчитанные Трескасесом [39] по химическому составу воды и речному стоку, в 10 раз меньше скоростей, установленных в зонах коры выветривания на возвышенных плато и их склонах. Сапролитовые зоны в таких районах, особенно в Плэн-де-Лак, оказываются расположенными значительно ниже уровня грунтовых вод.

История развития процессов для первого и второго вариантов одинакова до второй стадии включительно. Между II и III стадиями рассмотренная выше последовательность во втором варианте нарушается обновлением рельефа, понижающим базис эрозии и уровень грунтовых вод, а также вызывающим частичный размыв лимонита и сапролита, что ведет к избыточному накоплению никеля в корнях сапролитовых зон. Возобновление стационарной мощности сапролитовой зоны должно привести к новой третьей стадии, в течение которой происходит образование мощного лимонитового профиля с корневыми зонами сапролитов, чрезвычайно обогащенными никелем. Подобная ситуация обычно наблюдается вокруг кромки феррикретовых плато в Новой Каледонии и на террасах района Сороако в центральной части острова Сулавеси. Очевидно, что дальнейшее омоложение рельефа может привести к образованию многоуровневых террас и к многостадийному разрастанию корневых зон. Вероятно, в этом заключается причина возникновения богатых месторождений северной и центральной частей Новой Каледонии, которые обычно располагаются вокруг возвышенных предгорий или останцов эродированных плато.

Если для вариантов 1 и 2 характерно глубокое положение уровня грунтовых вод и первоначально изрезанный рельеф, то для третьего варианта событий (рис. 17) характерен первоначально плоский рельеф (возможно, эрозионный педимент, или дно долины, или внутренняя часть плато) с неглубоким уровнем грунтовых вод. Развитие сапролита сначала ограничивается высоким положением уровня грунтовых вод, что обусловливает латеральный вынос большой части Ni, Co и Fe, а из-за низкого значения pH в растворах малых глубин по серпентину развивается ячеистое окремнение. Постепенное понижение базиса эрозии ведет к новой, второй стадии развития профиля. Впоследствии образование уступов или узких ущелий, врезающихся в края зоны ячеистого окремнения, приводит к третьей стадии развития профиля. По мере снижения базиса эрозии и уровня грунтовых вод профиль выветривания восстанавливается до стационарного состояния, а под краями шляпы ячеистого окремнения и около них происходит интенсивное обогащение. Если зона окремнения эродируется, то может возникнуть та же ситуация, что в вариантах 1 и 2.

Признаки латеритных профилей третьего варианта развития установлены на ультраосновных массивах в восточной части Квинсленда (Саут-Слопэвей, округ Мальборо) и по всему Бразильскому щиту (Либердаде и Морруду-Никель в штате Минас-Жерайс и Барру-Альту в штате Гояс).

Месторождения с профилями первого и второго вариантов развития, как правило, формируются в горных массивах в поздние стадии размыва складчатых поясов альнийского или внешне-островодужного типа после их воздымания. Столовые горы с ячеисто-кремнистыми шляпами (третий вариант развития) встречаются на расчлененных континентальных пенепленах.



Рис. 18. Поперечный разрез восточного края плато месторождения Бролга. Западная половина профиля, состоящая из феррикретовой (Φ), нонтронитовой (H) и сапролитовой (C) зон, подстилается гарцбургитом (I). Восточная половина подстилается дунитом (\mathcal{I}) п представлена кварц-сапролитовым профилем (косые кресты). Верхняя штрихиунктирная линия — гипотетическая долатеритовая дневная поверхность, реконструпрованная по массе никеля в профилях с интерполяцией на участке E, где сапролит в значительной мере эродирован. Точками и линией нижнего контакта феррикрета очерчена зона гипергенного никелевого обогащения.

Вероятно, есть исключения. На месторождении Гринвейл в Квинсленде развиты многоуровневые террасы, которые характерны для никелевых латеритов островных дуг, а здесь они образованы внутри континента на протерозойских ультрамафитах. С другой стороны, многочисленные зоны силицификации, описанные Бургером [5] в рудах верхней террасы, служат, возможно, указанием на то, что и эти месторождения первоначально развивались по третьему варианту. Месторождение Ридл в штате Орегон, хотя и расположено в орогенной зоне альпийского типа, находится на приподнятом останце миоценового плато. Оно представлено сапролитовой залежью, удивительно богатой кварцем, причем главная зона ячеистого окремнения здесь приурочена к уровню грунтовых вод [6].

Рассмотренные выше предполагаемые типичные варианты истории развития латеритов представляют собой обобщения, помогающие интерпретировать особенности большинства латеритных месторождений. Однако особенности какого-нибудь отдельно взятого месторождения могут быть результатом более сложного развития. Примером подобного рода является рудопроявление Бролга в штате Квинсленд, Австралия. Оно залегает на тектонически опущенных блоках по южному краю массива палеозойских альпинотипных перидотитов, к которым дальше к северу приурочены залежи типа столовых гор с зоной ячеистого окремнения округа Мальборо. В отличие от большинства месторождений в данном округе опускание блоков по сбросам ослабило на нем эффект эрозии, которая развивалась в связи с омоложением рельефа. Месторождение залегает на небольшом (1,5 км в диаметре) округлом холме, возвышающемся примерно на 70 м над окружающей аллювиальной долиной.

Как указывалось ранее, на центральном плато развит лимонит-нонтронит-сапролитовый профиль по серпентинизированным гарцбургитам, а вокруг него выявлены сильно эродированные профили, состоящие из ячеистого окремнения в сапролитовой зоне.

Разрез восточного края этой возвышенности (рис. 18) иллюстрарует влияние рельефа на накопление никеля, который часто встречается здесь и в других местах. Размыв выпуклой верхней части склона холма уменьшил здесь количество никеля, тогда как относительно более сильное его накопление происходило на вершине и под вогнутой нижней частью того же склона. Положение дневной поверхности для времени, предшествующего латеритизации, рассчитано по массе накопившегося никеля.

Сапролитовая зона в нижней вогнутой части склона чрезвычайно сильно окремнена, причем современный уровень грунтовых вод находится в пределах зоны никелевого обогащения. По мнению автора, рельеф месторождения подобного типа в случае омоложения будет постепенно становиться обращенным, причем зоны окремнения будут образовывать холмы, окружающие низменность, возникшую за счет совершенно размытого современного центрального плато. Если такое омоложение происходит достаточно медленно, то обогащенные никелем участки по краям современного плато не размываются, а концентрация никеля в них может даже увеличиться. С другой стороны, на окраинах возвышенностей с ячеистым окремнением, которые возникнут на месте современных низменностей, обогащение никелем может оказаться сравнительно небольшим.

Месторождение Бролга, вероятно, является прототипом месторождений типа относительно глубоко эродированных кремнистых столовых гор, встречающихся в Бразилии и Квинсленде. Наследование участков никелевого обогащения, связанных с ранее существовавшими особенностями рельефа, полностью уничтоженными при его омоложении, может объяснить тот факт, что на некоторых таких месторождениях положение обогащенных никелем участков не связано с какими-либо отчетливо различными особенностями рельефа.

Возраст и скорость формирования никелевых

латеритов

Скорость выноса Mg и Si из горных латеритоносных районов Новой Каледонии и Сулавеси такова, что латериты там отчетливо обнаруживают признаки быстрого формирования. Химические особенности развития профилей выветривания, описанные выше, позволяют считать, что если просачивающиеся сквозь сапролитовую зону воды производят выщелачивание, то профиль этот будет развиваться, а в его сапролитовой зоне будет происходить накопление никеля. Нет убедительных доказательств того, что какаялибо иная обстановка может быть более благоприятной для латеритизации и никелевого обогащения, чем районы распространения дождевого леса в преимущественно гумидной экваториальной климатической зоне.

Трескасес [39] подсчитал, что скорость продвижения вниз фронта латеритизации должна составлять 125—140 м за 1 млн. лет для гористых районов юга Новой Каледонии и примерно одну десятую часть этой величины под феррикретовыми низинами и на плато. В Озерном округе на острове Сулавеси грунтовыми водами выносится 25 млн⁻¹ Mg при 1500 мм осадков в год. На этом основании скорость латеритизации следует предположить такой же, как и для Южного плато Новой Каледонии. Исходя из того что никель, содержащийся в сапролитовых рудных профилях, накопился за счет выщелачивания примерно 20—100 м перидотитовой породы, время, необходимое для образования этих месторождений, составляет только 1 млн. лет и таким образом эти месторождения могут рассматриваться как очень молодые.

С другой стороны, месторождения областей кратонов с более низким количеством осадков и большей скоростью поверхностного стока отличаются развитием профилей с промежуточной зоной, что типично для условий замедленного дренажа. Следовательно, здесь можно ожидать, что вследствие замедленной скорости выщелачивания скорость развития профилей также будет примерно на один порядок ниже, чем на месторождениях в хорошо дренируемых районах островных дуг в условиях дождевых лесов. Считается, что первые месторождения примерно в 10 раз древнее, чем вторые.

Более того, геоморфологические данные указывают на то, что даже месторождения в породах островных дуг не столь молоды, как об этом свидетельствуют скорости современного химического выветривания. На основе предыдущих наших рассуждений можно прийти к предположению, что история накопления никеля может быть достаточно длительной, причем преобладающая часть рудонакопления может приходиться на корни эродированных зон латеритов более ранних стадий выветривания. Кроме того, возраст террас и поверхностей выравнивания, на которых развиты латеритные никелевые руды, заставляет предполагать гораздо большую продолжительность формирования профилей выветривания, как правило, примерно от миоцена до настоящего времени.

Например, наиболее древние профили на самых высоких террасах Новой Каледонии формировались в миоцене — плиоцене на перидотитах олигоценового возраста. Офиолитовый комплекс в центральной части, на востоке и северо-востоке острова Сулавеси, где находится и округ Сороако, имеет миоценовый возраст, а небольшие массивы перидотитов на юго-востоке острова, включая район Помалаа, внедрились в домиоценовое время и характеризуются более интенсивным и полным развитием никелевых латеритов и более зрелым рельефом. Латериты на ультрабазитах Доминиканской Республики, вероятно, имеют эоценовый возраст. Латеритизация в Квинсленде происходила, по-видимому, в кайонозое, с перерывами на эрозию в олигоцене и плиоцене; рельеф и латериты района Гринвейл, очевидно, сформировались до среднеплиоценового базальтового вулканизма. Латериты района Ридл в Орегоне расположены на останцах миоценового плато, и считается, что они образовались в условиях теплого климата и относительно пониженного рельефа в среднем кайнозое.

Латериты Австралийского, Африканского и Бразильского щитов обычно развиты на сильно серпентинизированных докембрийских ультрабазитах. Столовые горы и останцы поверхностей выравнивания на Бразильском щите, включая сюда, вероятно, и столовые горы с кремнистыми шляпами на латеритах, значительно древнее и относятся к меловому времени.

К латеритам с завершенным развитием относятся только профили, перекрытые труднопроницаемыми породами, или погруженные профили, оказавшиеся ниже уровня грунтовых вод. Перекрытыми являются латериты Греции и Югославии, залегающие на поверхности несогласия между юрой и мелом. Погруженные профили установлены в области Плэн-де-Лак в Новой Каледонии. На отдельных участках погруженные профили встречены в районах Сороако на Сулавеси, на месторождениях Гринвейл и Бролга в Квинсленде и Сипилу в округе Бианкума, Берег Слоновой Кости.

Итак, недавно сформированные и еще образующиеся обычные латеритные месторождения на серпентинизированных или несерпентинизированных породах развиты на мезозойских и кайнозойских офиолитах островных дуг. Эти месторождения расположены в сравнительно гористых местностях и в своем развитии достигли зрелости. Медленно развивающиеся или задержавшиеся в своем развитии латериты с нонтронитовой зоной или с кремнистой шляпой образуются в условиях тропического климата с чередованием влажных и сухих сезонов на сравнительно небольших серпентинитовых телах в пределах континентальных щитов, для которых характерна длительная история пенепленизации и медленной эрозии.

Благодарности

Большая часть материала, представленного в настоящей статье, собрана автором в течение десяти лет изучения никеленосных латеритных месторождений для INCO Metals Company. Отдельные утверждения, не сопровождаемые ссылками на литературу, основаны на наблюдениях, сделанных лично автором или его сотрудниками во время указанных исследований. Автор выражает свою признательность Х. О. Харджу и Р. А. Олкоку из INCO Metals и доктору Эдуарду Дж. Холдеманну из Falconbridge Nickel Mines Ltd. за критический просмотр рукописи.

Приложение.	Таблица	1.	Термодинамические данные, использованные
			в расчетах растворимостей Ni(OH) ₂ , Ni ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
			$u Ni_3 Si_4 O_{10}(OH)_2$

	ккал/(гра	ккал/(град · моль)	
	ΔF_0	ΔH ₀	S ₀
Вода H ₂ O	56,69	-68,3	16,73
H+	0	0	0
OH-	-37,6	54,96	-2,52
Mg ²⁺ водн.	-108,8	-111,52	-32,7
Ni ²⁺	-11,2		
H ₄ SiO ₄	-312,9	-349,1	78,0
Epvent Mg(OH),	-200,2	-221,9	15,09
Ni-Gpycur Ni(OH),	-108,71		(18,5) *
Форстерит Мg ₂ SiO ₄	-491,8	520,3	22,75
Ni-оливин Ni ₂ SiO ₄	(-310,57)	(-324, 4)	(46,3)
Серпентин Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	964,75		
Ni-серпентин Ni ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	(-688,8)		(110,15) *
Тальк Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-1323,5		62,34
Ni-тальк Ni ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	(1040,99)		(116,88) *
Кварц SiO ₂	-204,6	217,6	10,0
Энстатит MgSiO ₃		-370,1	16,22
MgO	-136,1		6,55
O_2	0	0	49,1
H_2	0	0	31,21
NiO	-50,57		21,14
	1		1

* Цифры, заключенные в скобки, получены путем экстраполяции экспериментальных данных, а для некоторых энтропий, отмеченных еще и звездочкой, по сумме окислов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Arancibia R. O. N., Mineralogy and chemistry of two nickelliferous laterite soil profiles, Soroako, Sulawesi, Indonesia: Unpub. M. Sc. thesis, Queen's Univ., Kingston, Canada, 1975.

- 2. Bellizzia G. A., Rocas ultrabasicas en el sistema montanosa del Caribe y yacimentas minerales asociados: Rapide Venequela, Ministerio Minas Hidrocarburos, Direccion de Geologia, v. 8, No. 16, p. 160-193, 1967.
- 3. Besset F., Coudray J., Le comportement du nickel dans les processus d'alteration, des peridotites de Nouvelle Calledonie: Bur. Recherches Géol. Min. Bull., ser. 2, sec. 2, No. 3, p. 207-223, 1978.
 4. Brindley G. W., The structure and chemistry of hydrous nickel-containing silicate and
- aluminate minerals: Bur. Recherches Géol. Min. Bull., ser. 2, p. 233-245, 1978. 5. Burger P. A., The Greenvale nickel laterite orebody: Internat. Laterite Symposium,
- New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 24-37, 1979.
- 6. Cumberlidge J. T., Chace F. M., Geology of the Nickel Mountain mine, Riddle, Oregon, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, р. 1650—1672, 1968. [Имеется перевод: Камберлидж Дж. Т., Чейс Ф. М. Геология месторождения Никел-Маунтин, штат Орегон.— В кн.: Рудные месторождения США.— М.: Мир, 1973, том II, с. 183—214.]
- 7. Esson J., Carlos L., The occurrence, mineralogy and chemistry of some garnierites from Min. Bull., ser. 2, sec. 2, p. 263-274, 1978. Brazil: Bur. Recherches Géol.
- 8. Esson J., dos Santos L. C., Chemistry and mineralogy of a section through the lateritic nickel deposit at Liberdade, Brazil: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, 87 p., 1978.
- 9. De Moraes L. J., Nickel no Brazil: Brazil Dept. Nac. Produccao Mineral Bull. 9, 1935. 10. Fisher J. R., Zen E. A., Thermochemical calculations from hydrothermal phase equi-
- librium data and the free energy of H₂O: Am. Jour. Sci., v. 270, p. 297-314, 1971.
- Fleischer M., Faust G. T., Studies on maganese oxide minerals VII lithiophorite: Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt., v. 43, p. 197-216, 1963.
 Golightly J. P., Nickeliferous laterites: a general description: Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 24-37, 1979.
 Golightly J. P. Geology of Soroako nickeliferous laterite deposits: Internat. Laterite
- Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 38-56, 1979.
- 14. Golightly J. P., Arancibia R. O. N., The chemical composition and infrared spectrum of nickel and iron-substituted serpentine from a nickeliferous laterite profile, Soroako, Indonesia: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 719-728, 1978.
- 15. Голубев В. С., Гарибянц А. А., Гетерогенные процессы геохимической миграции.-М.: Недра. 1968, 191 с.
- 16. Haldemann E. G., Buchan R., Blowes J. H., Chandler T., Geology of lateritic nickel deposits Dominican Republic: Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 57-84, 1979. 17. Harju H. O., Exploration P. T. INCO nickel laterite deposits in Sulawesi, Indonesia:
- Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 292-299, 1979.
- 18. Harju H. O., Exploration of Exmibal's nickel laterite deposits in Guatemala: Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 245-251, 1979.
- 19. Hostetler P. B., Christ C. L., The activity-product constant of chrysotile: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 32, p. 485-497, 1968.
- 20. INAL Staff, Nickeliferous laterite deposit of the Rockhampton area, Q., in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I, Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, р. 1001—1006, 1975. [Имеется перевод: Флетчер К., Коупер Дж., Никелевые латериты Гринвейл, северный Квинсленд.— В кн.: Полез-ные ископаемые Австралии и Папуа — Новой Гвинеп. — М.: Мир, 1980, с. 243—252].
- King E. G., Barany R., Weller W. W., Pankratz L. B., Thermodynamic properties of forsterite and serpentine: U. S. Bur. Mines Rept. Inv. 6962, 1967.
- 22. Krauskopf K. B., Introduction to geochemistry: New York, McGraw-Hill, Appendixes 7 and 8, 1967.
- 23. Kuhnel R. A., Roorda H. J., Steensma J. J. S., Distribution and partitioning of elements in nickeliferous laterites: Bur. Recherches Géol. Min. Bull., ser. 2, sec. 2, No. 3, p. 191-206, 1978.
- 24. Langer E., Ferronickel production at Morro do Niquel, Minas Gerais, Brazil: Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 397-411, 1979.
- 25. Linchenat A., Shirokova I., Individual characteristics of the nickeliferous iron (laterite) deposits of the northeastern part of Cuba (Pinares de Mavari, Nicaro and Moa): Internat. Geol. Cong., 24 th, Montreal 1964, pt. 14, sec. 14, p. 172-187, 1964.
- ментология, геохимия). - Л.: Недра, 1968, 360 с.].

- 28. Nickel E. H., Allchurch P. D., Mason M. G., Wilmshurst J. R., Supergene alteration at the Perseverence nickel deposit, Agnew, Western Australia: Econ. Geol., v. 72, p. 184-203, 1977.
- 29. Ollier C. E., Weathering: New York, Elsevier, p. 199-219, 1969. 30. Pecora W. T., Nickel-silicate and associated nickel-cobalt-manganese oxide deposits near Sao Jose do Tocantins (Niquelandia), Goias, Brazil: U.S. Geol. Survey Bull. 935-E, 1944.
- 31. Perruchot A., Sur le partage du nickel entre serpentine et brucite au cours de la serpentinization du peridot: Acad. Sci. (Paris) Comptes rendus, v. 273, ser. D, p. 125-127, 1971.
- 32. Reid J. G., Operations at the Greenvale nickel project mine and refinery: Internat. Laterite Symposium, New Orleans, 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 368-381, 1979.
- 33. Robie R. A., Thermodynamic properties of minerals: Geol. Soc. America. Mem. 97, p. 437-458, 1966.
- 34. Roy D. M., Roy R., An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals: Am. Mineralogist, v. 40, p. 957-975, 1954.
- 35. Santos-Ynigo L., Esquerra F. B., Geology and geochemistry of the nickeliferous laterites of Nonoc and adjacent islands, Surigao Province, Philippines: Philippine Bur. Mines Spec. Proj. Ser. 18, 1961.
- 36. Schellmann W., Zur laterischen Verwitterung von Serpentinit: Geol. Jahrb., v. 81, p. 645-678, 1964.
- 37. Schellmann W., Uber Beziehungen lateritischer Eisen-Nickel-, Aluminum- und Manganeserze zu ihren Ausgansgesteinen: Mineralium Deposita, v. 6, p. 275-291, 1971.
- 38. Schellmann W., Behavior of nickel, cobalt and chromium in ferrugeneous lateritic nickel ores: Bur. Recherches Géol. Min. Bull., ser. 2, p. 275-282, 1978.
- 39. Trescases J. J., L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale; formations des gisements nickrliføres de Nouvelle-Calédonie: Paris, ORSTOM
- Mem. 78, 1975.
 40. Troly G., Esterle M., Pelletier B., Reibell W., Nickel deposits in New Caledonia, some factors influencing their formation: Internat. Laterite Symposium, New Orleans 1979, Soc. Mining Engineers AIME, p. 85-119, 1979.
 41. Webber B. N., Supergene nickel deposits: AIME Trans., v. 252, p. 333-347, 1972.
- 42. Zeissinck H. E., The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile
- (Greenvale, Queensland, Australia): Mineralium Deposita, v. 4, p. 132-152, 1969.
 43. Zeissinck H. E., Trace element behaviour in two nickeliferous laterite profiles: Chem. Geology, v. 7, p. 25-36, 1971.

Предметный указатель

Аббортьерн, конгломераты 66 Абердиншир, габбро 257 25, Абитиби, зеленокаменный пояс 33. 45 - 47, 50 - 52, 57, 58, 149, 153, 154, 163,174, 176, 180, 211, 260, 261, 277, 278, 280, 287 Абукума, пояс 170 Австралийский шит 384 Агрокипия, месторождение 76-78, 80 Айленд-Маунтин, месторождение 223 Айнаи, месторождение 108, 112 Айяла, месторождение 65, 67, 68, 73 Акамори, туфы 110 Акетоси, рудное тело 112 Алданский шит 13 Алексо, рудник 261, 279, 280, 309 Алжуштрел, месторождение 114 Аллареченское месторождение 277 Алфредо, рудник 114 Амиск, группа 58, 59, 180 Амулет, месторождение 48, 49, 148, 149 Амулет, формация 48-50, 119, 124-126, 174 Амулет-Ловер, месторождение 121 Анантанфром, антиклиналь 19 Андерсон, месторождение 57, 58, 60, 71, 131-133, 142 Андерсон-Лейк, месторождение 70, 72, 131 — 133, 143 Аплики, месторождение 76, 78, 189 Аппалачско-Каледонской орогенный пояс 262Ансалкуитч — Севогл, разлом 96, 104 Армстронг, месторождение 96 Артс, разлом 61 Асинидзава, разлом 108 Асио, пояс 170 Асналькольяр, месторождение 114 Африканский щит 384 А'Херн-Брук, месторождение 96 Аш-Крик, группа 64

Бабабудан, группа 9, 13 Бадилас, коматинты 260 Байладорес, месторождение 224 Балтайский щит 12, 13 Бананейра, формация 19, 20 Банкет, группа 8, 9, 18 Барамори, лавы 164, 165

Барбертон, коматипты 260, 261 Барбертон, месторождение 142, 144, 153. 255, 256 Баррот, вулканический центр 47 Барру-Альту, месторождение 346, 359. 361, 367, 381 Батерст, месторождение 39, 43-45, 95, 96, 98, 103, 104, 106, 115, 140, 144, 153, 156, 158, 162, 163, 172, 173, 175, 176, 183, 185, 192, 218–221, 223, 224 Батерст, формация 97, 100 Баундари, интрузивы 59 Баченс, месторождение 45, 118, 120, 203, 218, 220, 224, 225 Бейдельман-Бей, комплекс 56 Белл-Аллард, месторождение 50, 51 Белл-Ривер, комплекс 50-52, 129, 256 Белл-Чаннел, месторождение 50 - 52Белл-Чаннел, риолиты 52, 129 Бенуа, вулканический комплекс 47, 48 Бергслаген, месторождение 65, 67 Бернт-Каньон, месторождение 64 Берч, месторождение 57 Берчтри, месторождение 283 Бесси, месторождение 39, 41, 42, 45, 90— 95, 142, 146, 164, 178, 183, 217, 218—220 Бетено, месторождение 291, 309, 310 Бетс-Ков, месторождение 80, 81 Бивабик, формация 273, 274 Бивер-Роуд, антиклиналь 59 Биг-Стабби, месторождение 142, 144, 153 Бинериндже, пояс 281 Бичем, брекчии 123 Блайнд-Ривер, месторождение 5-7, 16, 21, 22, 25, 27, 29 Блейквасли, месторождение 65, 83, 224 Блида, месторождение 93, 94, 217, 220 Блэк-Ривер, группа 287 Блэк-Риф, формация 8, 9 Блэк-Хилс, конгломераты 11, 14 Боб-Лейк, месторождение 62, 63 Болиден, месторождение 65, 66, 73 Большого Медвежьего озера, провинция 46 Большого Невольничьего озера, провинция 46, 47, 57, 75, 130, 157, 220 Бонсора, рудное тело 351, 355, 371, 374-376, 378 Брабант, месторождение 57 Бразильский щит 222, 346, 367, 381, 384

- Брансуик, месторождение 96-102, 104-106, 141, 144 Браунли, риолиты 48 Бриндл-Пап, месторождение 64 Бродлендс, геотермальное поле 191 Бролга, месторождение 346, 351, 359, 361, 368, 372, 382-384 Будаль, месторождение 83, 84 Булавайо, группа 282, 287 Булавайо, месторождение 281, 282, 287 Бухинда, месторождение 346 Бушвелд, комплекс 257, 262, 267, 272 Вабигун, пояс 55 Вайоминг, структурная провинция 13, 14 Ванибути, месторождение 112 Великая Дайка 257, 267 Велком, золоторудное поле 16, 26, 28 Вердаль, месторождение 84 Вермилион, месторождение 118 Верхнего озера провинция 8, 13, 45—47, 52, 58, 75, 155, 157, 222, 275, 277, 283 Вестерботтен, рудный район 83, 87, 89 Виктория, рудное тело 265 Вильюнскрон, сегмент бассейна 26, 27, 29 Виргиния, формация 272-275 Висгнес, месторождение 89 Витватерсранд, надгруппа 8-10, 13, 27, 28, 34-36 Витватерсранд, рудный район 5-7, 14-17, 20, 25-28, 31-33, 35, 36 Виханти, месторождение 65, 73, 218 Вобеси, группа 50, 51 Воз, месторождение 48, 49, 69, 122 Восточно-Европейско-Уральский блок 269, 270Вредефорт, купол 16, 26, 27, 29 Вудлон, месторождение 115, 117, 139, 140, 217, 221 Вуонос, месторождение 65 Галф-Майл-Лейк, месторождение 96, 98. 100, 102 Гарон-Лейк, месторождение 50—52, 127, 129, 173 67, Гарон-Лейк, риолиты 52, 128, 129 Геко, месторождение 52, 54, 55, 73, 142, 143 Геллен, рудник 70 Гелук, коматииты 260 Гиантс-Рейндж, граниты 273, 274Гора Черная, рудник 271, 272 Гост-Лейк, рудное тело 75 Грейпвайн-Галч, формация 64 Грейт-Лейкс, месторождения 254, 269, 293, 295, 296, 302, 303, 308, 323, 328, 329 Гримсдален, месторождение 85, 87 Гринвейл, месторождение 346, 359, 360, 367, 374, 379, 382, 384 Грин-Тафф, бассейн 107, 108 Грин-Хоул, формация 9 Гронг, рудный район 65, 83, 87—89, 134 Гула, группа 83, 84, 217 Гурвиц, группа 9, 13
- Гурон, бассейн 6, 15, 16, 29, 23, 25—28, 33, 35 Гурон, надгруппа 8, 9, 13, 21—25, 28, 37 Лайдзима, стадия 107—109

Дактаун, месторождение 41, 148, 149 Дамба, месторождение 256, 278, 281, 282 Дандас, трог 116 Дандоналд, силл 256, 259-261 Данка-Роуд, месторождение 273, 274 Даркин, рудное тело 278, 285, 291, 295 Девилс-Элбоу, месторождение 96, 141, 144 Дедвуд, формация 11 Пелбридж, месторождение 48, 49 Делоро, вулканический комплекс 47 Делоро, группа 51 Денни-Далтон, формация 10 Дёдманберг, конгломераты 66 Джангл, месторождение 63 Джангл-Лейк, месторождение 62 Джером, месторождение 45, 46, 64 Джимберлана, дайка 257 Джонс-Крик, конгломераты 284 Джуан, рудное тело 278, 285, 290, 295, 296 Джутель, вулканический комплекс 47 Джэк-Крик, формация 9 Дикстоун, месторождение 57 Дип-Лейк, группа 9, 13 Дисеншин, риолиты 64 Доминион, группа 10, 27—29 Доналдсон-Уэст, месторождение 291, 295, 299, 304—306 308, 322, 324 Донгарга, толща 8 Дон-Джон, месторождение 57 Доре-Лейк, комплекс 256, 262 Доясики, рудное тело 111, 112 Дулут, комплекс 256, 262, 264, 273—276, 296, 303, 332 Дулут, месторождение 253, 254, 269, 273 Дхарвар, надгруппа 9 Дьюк-Айленд, комплекс 263 Дьюк-Айленд, месторождение 258 Дьюфек, интрузив 257, 262 Дюфо, месторождение 48

Едзури, месторождение 112 Енисейский прогиб 269, 270

Жакобина, группа 8, 9, 13 19—21 Жакобина, волоторудное поле 5—7, 15, 16, 19, 21, 26, 28 Жолье, риолиты 48

Западно-Африканский кратон 94 Заполярное, рудник 271 Зогакура, дациты 110

Нберийский пояс 39, 44, 45, 113—115, 158, 167, 217, 218, 219

Иваидзуми, пояс 170 Ивами, месторождение 112, 183 Ивани, рудник 139 Инмори, месторождение 91, 92 Иимори, формация 91, 92 Ингели, комплекс 257, 262, 267, 276 Индиан-Феллс-Брук, месторождение 96 Индикейтор, формация 9 Инсизва, месторождение 254, 257, 262, 267, 269, 276, 293, 295, 296, 300, 303, 307, 308, 329 Ипок, месторождение 256, 281, 282, 291, 295, 297 Ист-Пилбара, блок 153 Ист-Ранд, золоторудное поле 26, 28, 31 Ист-Уайт, месторождение 48 Исуа, пояс 40 Итанту, разлом 19 Иеппе, группа 27, 28 Йеппестаун, формация 8-10 Иёрсвик, месторождение 65, 83, 87, 224 Иилгарн, блок 222 Йома, месторождение 65, 83, 87, 88, 90 Аорк-Харбор, месторождение 80-82, 136 Посино, месторождение 110 Иоханнесбург, формация 8, 9 Каапвааль, блок 13, 14 Каапмуиден, силл 256 Кавагути, формация 91 Кавалеро, месторождение 104 Кавере, группа 18 Кагоя, туфы 110 Кадрилатеру-Ферриферу, месторождение 8 Казали, месторождение 82 Кайну, формация 9 Како, базальты 110 Калавассос, месторождение 76, 78 Калифорния-Лейк, месторождение 96 Камбалда, месторождение 253, 256, 264, 278-280, 285, 287, 290, 296-299, 308 Камбалда-Хедс, месторождение 295 Камбия, месторождение 76 Камикита, рудник 112, 165 Камискотия, вулканический комплекс 47, 256, 262 Кам-Котия, месторождение 51, 156 Канавиейрас, риф 20 Канадский щит 14, 24, 39, 44—47, 57, 75, 82, 102, 130, 155, 218-222, 277, 280, 283 Каничи, месторождение 277, 292, 295, 296, 302, 304, 308, 327, 330 Канкберг, месторождение 66 Каное-Лендинг-Лейк, месторождение 96 Капедес, месторождение 76 Каптинс-Флат, месторождение 115, 117, 217 Карака, группа 9 Карельская надгруппа 9, 13 Карибу, месторождение 96, 98, 102, 104-106Карлтонвилл, золоторудное поле 26, 28 Карнатака, блок 13

Карр-Бойд, месторождение 256 Кару, комплекс 269, 276 Катадин, габбро 264 Катиниг, коматипты 291, 295Катиниг, месторождение 282, 299, 308, 323, 325 Квебек Смелтинг энд Рифайнинг, месторождение 96 Кверке, рудник 24, 25 Кверке, синклиналь 22, 23, 25 Кверке-Лейк, группа 23, 24 Квикне, месторождение 83-85, 90, 134, 220Кевийон, вулканический комплекс 47 Кейко, месторождение 110 Кен, месторождение 285, 291 Кенбридж, месторождение 277, 292 295, 327Кентенниел, месторождение 57 Кептейн, месторождение 96 Кёмон, месторождение 48, 75, 143, 155, 156 Ки, туффиты 50, 52, 70, 71 Ки-Анакон, месторождение 96, 98-102 Кивино, базальты 273, 276 Кивино, серия 274, 275 Кидд-Крик, месторождение 51-53, 67, 70, 72, 73, 148, 149, 154, 220 Киллингдаль, месторождение 84, 86, 87, 89, 134, 224 Кинуза, месторождение 76, 80 Кислагер, месторождение 39, 90, 94, 95, 146, 164, 217, 218, 220 Киссейнью, группа 283 Киссейнью, комплекс 57, 58 Клементайн, рудопроявление 120 Клеопатра, псевдориолиты 64 Клерксдорп, золоторудное поле 26, 28 Клипривирсберг, группа 27, 28 Кобальт, группа 22 Кобальт, сегмент 21, 23, 25 Кобоке, формация 91 Коккинопезула, месторождение 76-78 Коккиноя, месторождение 76, 77 Колд-Лейк, месторождение 62 Колеман, рудник 265 Комсомольское, рудник 271, 272, 293, 303 Конде, рудное тело 353, 354, 374 Консепшен, месторождение 183 Консолитейтид-Майнинг-Смелтинг, рудное тело 51 Корбет, месторождение 48, 49 Коронейшн, рудник 53, 57, 72, 127, 131, 132 Корония, известняки 77 Корта-Аталага, рудник 114 Косака, рудник 109—111, 151, 152, 154, 192, 204 Космик-Бей, месторождение 291, 306Кохинур, вулканические породы 117 Крандон, месторождение 63, 70, 72 Крандон, пачка 63 Крейгтон, месторождение 316, 317 Криворожская группа 9, 13 Крик, зона 56, 57, 72 Кристенеберг, месторождение 65 Кристина, месторождение 346 Крус-даз-Алмас, формация 19-21 Куауа, месторождение 346 Куинстаун, кислые лавы 117

- Купер-Крик, формация 117
- Купрус, месторождение 57
- Куре, месторождение 223
- Куроко, месторождение 39, 42, 43, 45, 92, 95, 102, 106—108, 110, 111, 113, 115, 121, 135, 137—143, 147—154, 156—159, 164-167, 169, 171, 173, 178-181, 183, 185, 191-194, 199, 201, 203-211, 213, 214, 218, 219, 221-223, 225, 226
- Курская группа 9, 13
- Кхетри, месторождение 220
- Кью-Ривер, месторождение 115
- Ла-Глория, месторождение 346, 371, 374, 379
- Лайон-Лейк, месторождение 56, 57, 72
- Лаки-Страйк, рудное тело 118, 120
- Лангмупр, месторождение 256, 278, 280, 281, 285, 287, 290, 295, 297, 298, 304, 306, 308, 309, 324
- Ландария, месторождение 78
- Ланнон, рудное тело 278—280, 285, 290, 295, 296, 315, 322—324
- Ла-Ронж, месторождение 57
- Ла-Сарса, месторождение 114, 183
- Лашс-Байт, группа 81
- Левак-Уэст, месторождение 265, 292, 295, 299—307, 310—315, 325—327, 333
- Лейк-Джордж, рудник 117
- Лейк-Дюфо, месторождение 48, 67, 70-72, 122, 123
- Лемуан, месторождение 75
- Лесья, месторождение 84
- Лефкара, группа 77
- Лечлен, трог 115
- Лёккен, месторождение 76, 84—86, 89, 218, 224
- Либердаде, месторождение 346, 359, 360, 373, 374, 381
- Либиола, месторождение 82
- Лимасол-Форест, месторождение 76
- Лимни, месторождение 76, 78, 80
- Лимпопо, пояс 256
- Лимпопо, синеклиза 14
- Линн-Лейк, месторождение 46, 47, 57-59, 153, 155, 256, 264, 276
- Литл-Бей, месторождение 80, 142, 146
- Литл-Стоби, рудное тело 265, 268, 292, 295, 299, 300, 303—306, 308, 315, 325— 327
- Литродонда, месторождение 79
- Лома-де-Иерро, месторождение 346
- Лонгдаль, месторождение 66
- Лонгселе, месторождение 66
- Лосберг, месторождение 257
- Лост-Лейк, месторождение 57, 75
- Лувем, месторождение 122
- Маври, месторождение 78
- Мавридия, месторождение 76
- месторождение 76, 78. 80, Мавровуни, 189 - 191
- Магнолия, формация 9
- Маденкой, месторождение 95, 134, 135, 217,

221

- Майн, риолиты 56, 61, 64, 133
- Майн, рудное тело 86
- Мак-Артур-Ривер, месторождение 41
- Мак-Донуг, месторождение 96
- Мак-Лин, рудное тело 118, 120
- Мак-Магон, месторождение 278, 285, 291, 295, 296
- Мак-Мастер, месторождение 96
- Мак-Уоттерс, месторождение 285, 291, 295, 297, 298, 310
- Малартик, вулканический центр 47
- Малмани, группа 9
- Манибридж, месторождение 291, 295, 308
- Манитувейдж, месторождение 46, 52, 54,
- 55, 132, 218, 220 Манро-Тауншип, месторождение 256, 258-261Марбридж, месторождение 278, 285, 291,
- 308
- Мариндуке, месторождение 346, 349, 361 Мармара, месторождение 346
- Марри, разлом 22, 23
- Марри, рудное тело 265, 268
- Марри-Брук, месторождение 96, 98, 102, 103, 144
- Маскокс, комплекс 257, 262, 309
- Матиати, месторождение 76, 78, 79, 146 Матиатис, рудное тело 77
- Матиненда, формация 8, 9, 22-25, 27-29
- Маттаби, месторождение 56, 57, 67, 70-72, 74, 128-130, 135
- Маттагами, вулканический комплекс 47, 50 - 52
- Маттагами, рудный район 67, 71, 121, 126, 128, 130, 131, 154, 155, 163, 173, 174, 192, 219
- Маттагами-Лейк, месторождение 50, 51, 67, 69-73, 126-129, 132, 149
- Маунт-Альберт, рудное тело 258, 263
- Маунт-Брюс, комплекс 8
- Маунт-Брюс, надгруппа 9
- Маунт-Кейт, месторождение 278, 309
- Маунт-Лайелл, месторождение 115, 117, 118, 139, 142, 145
- Маунт-Морган, месторождение 115
- Маунт-Рид, вулканические породы 116-118
- Маунт-Уиндарра, месторождение 291, 306
- Маунт-Фаррелл, месторождение 145
- Маунт-Чалмерс, рудопроявление 115 Маунт-Эдуардс, месторождение 285, 287, 290, 295, 297, 298, 304—306, 308 Мацуки, рудник 110
- Мацумине, рудник 111, 112Маяк, рудник 271, 272
- М. Барденето, месторождение 82
- М. Бьянко, месторождение 82
- Медвежий Ручей, рудник 271
- Медисин-Боу-Маунтинс, конгломераты 14
- Меми, месторождение 76
- Менайтидзава, формация 139
- Менди, месторождение 57, 75
- Меракер, месторождение 84
- Меренского риф 257
- Метсямонтту, месторождение 67, 68, 73
- Мидл-Ривер, месторождение 144
- Милленбах, андезиты 48, 50

Милленбах, месторождение 48-50, 67, 69-71, 74, 119, 122-125, 127, 144, 145, 174, 193, 200, 204, 206 Минава, формация 91, 92 Минас, надгруппа 9 Миннамакс, месторождение 273, 274, 293, 295, 296, 302, 303, 308, 328, 329 Миссп, группа 58 Миссиссаги, формация 9 Моа-Бей, месторождение 346, 349, 361 Мобрун, месторождение 48 Мозан, группа 8, 10 Мойфелль, месторождение 83 Мойянго, месторождение 346, 359, 379 Мокси, габбро 264 Мондзен, стадия 107, 109 Монтгомери-Лейк, группа 9 Монткалм, габбро 256 Монткалм, месторождение 292, 295, 302, 304-306, 308, 327, 328, 333 Морру-ду-Никель, месторождение 346, 381 Мотоясу, рудное тело 92 Мотояма, брекчии 110, 112, 164, 165 Моэда, группа 9, 13 Мудиз, группа 8 Мунана, формация 8 Мурчисон, пояс 153 Мусулус, месторождение 76-78, 146 Муфьелль, месторождение 224

Найн-Майл-Брук, месторождение 96 Нама-Крик, месторождение 52 Неон-Кокинон, месторождение 346 Непиан, месторождение 285, 291, 295 Неписигайт, месторождение 96, 100 Непуи, месторождение 346, 347 Неслиден, месторождение 66 Нижняя Увамуки, формация 109 Нижняя Ханаока, формация 109 Никаро, месторождение 346, 359, 367, 374 Ниписсинг, силл 155 Нисикуросава, стадия 107, 109, 192 Нокомис, группа 62 Норанда, рудный район 15, 39, 47—52, 59, 67, 70, 75, 119—122, 124—126, 128, 130—133, 136, 142, 154, 155, 163, 164, 174, 192, 199, 200, 219 Норбек, месторождение 49, 67, 70, 122 Нордик, зона 23, 24 Норильск, месторождение 253, 254, 256, 262, 264, 269, 271—273, 293, 295, 296, 303, 308, 314, 329, 330, 332, 333 Норита, месторождение 50, 67, 70, 72 Норметаль, вулканический комплекс 47 Норметаль, месторождение 72 Норт, рудное тело 64, 86 Норт-Баундери, месторождение 102 Нортерн-Китаками, пояс 169, 170 Нортист, рудное тело 132 Норт-Пол, месторождение 142, 144 Норт-Стар, месторождение 57 Норт-Уолл, разлом 61 Нортуэст, рудное тело 132 Нортуэст, формация 48 Норт-Шор, вулканиты 273, 274 Нотр-Дам-Бей, месторождение 76, 80, 142,

146Ньюкасл, месторождение 98 Нью-Сотиел, месторождение 183 Нью-Хоско, месторождение 50, 51 Обоке, формация 91 Одате, бассейн 138 Одзу, месторождение 92 Одзюин, формация 91 Оксек, месторождение 76, 223 Октябрьское, рудник 271, 272, 302 Олбрапт, месторождение 223 Онапинг, рудник 265 Онапинг, формация 118, 265, 266 Онватин, формация 118, 265 Оннагава, стадия 107, 109 Орван-Брук, месторождение 96, 102, 103. 105 Орван-Брук-Саут, месторождение 96 Ориентал, рудное тело 120 Ориярви, месторождение 53, 65, 67, 68, 73 Орчен, месторождение 50, 51 Осборн-Лейк, месторождение 57 Осен, месторождение 183 Остин-Брук, месторождение 96, 101 Ост-Уайт, месторождение 48 Отиш, группа 9, 13

Оулу, регион 9

Оутокумпу, месторождение 65, 73, 218

Падлей, формация 9 Пайп, месторождение 254, 283, 291, 295, 296, 299, 300, 304, 306—308, 322—324, 333 Пакна, формация 27 Панафриканский пояс 94 Папаскуосати, формация 9 Парк-Лейк, месторождение 62, 63 Пеликан-Ривер, месторождение 63 Перапеди, формация 77, 78 Персиверанс, месторождение 256, 278, 291, 306Петра, месторождение 76, 78, 80 Печенга, месторождение 253, 256, 264, 276, 277, 292, 295, 308, 327 Печенга, серия 276 Печенго-Варзугская зона 276 Пикви, месторождение 256 Пилавеси, месторождение 65, 73, Пилбара, блок 7, 13, 40, 144, 222 Пилбара, регион 9 220Пиньон, конгломераты 11 Питанги, формация 8 Питерсбург, надгруппа 8 Планес, месторождение 114, 115 Плэн-де-Лак, месторождение 347, 364, 381, 384Помалаа, месторождение 346, 381 Понгола, бассейн 6, 15, 16 Понгола, надгруппа 8, 10, 13 Поро, месторождение 346, 350 Портидж-Брук, месторождение 96

- Портидж-Лейкс, месторождение 96
- Претория, серия 272

- Пронто, зона 23, 24 Пронто, рудник 23
- Пюхясалми, месторождение 65, 73, 218, 220
- Радьяр, месторождение 50-52
- Рана, рудный район 65, 83
- Расти-Лейк, месторождение 47, 57-59
- Расти-Ридж, формация 48
- Ратледж, формация 117
- Раттен, месторождение 41, 57—59, 61, 73 Раул, месторождение 45, 142, 143, 146,
- 148, 149, 176, 217, 224
- Ревлиден, месторождение 66
- Рейкьянес, геотермальная система 196
- Рендалл, месторождение 80, 146
- Реностерспрейт, формация 8
- Ренстрём, месторождение 66
- Реппиа, месторождение 82
- Рестванген, месторождение 84
- Рестигуш, месторождение 96, 102, 103, 105, 141
- Рёдхаммерен, месторождение 86, 87, 132, 134
- Рёрус, месторождение 83, 84, 86, 87
- Рёстванген, месторождение 134
- Рёсьё, формация 83, 87, 217
- Ржаново, месторождение 346
- Ридл, месторождение 346, 382, 384
- Рио-Тинто, месторождение 114, 167, 183
- Риу-ду-Ору, формация 19-21
- Родезийский щит 14
- Родхаммерен, рудник 53
- Розбери, месторождение 115-118, 139, 142, 145, 154, 200, 203
- Роки-Тарн, месторождение 96
- Рона, месторождение 257, 264
- Ротмири, рудное тело 118, 120 Руве, месторождение 11
- Садбери, месторождение 16, 21, 22, 23, 25, 118, 145, 155, 253, 254, 257, 262, 264— 268, 292, 294—297, 299, 300, 302, 303, 305, 306, 308, 310, 312, 315, 325—327, 332, 333
- Саками-Лейк, конгломераты 8—11, 13
- Саканай, рудник 108, 111, 112, 145, 147, 165, 183, 207
- Салливан, месторождение 41, 42, 115, 178, 199
- Самбагава, сланцы 91
- Сан-Антонио, месторождение 114, 115
- Санди-Лейк, вулканический центр 120
- Сан-Дионисио, рудник 114
- Сан-Мигуэль, месторождение 183
- Сан-Платон, месторождение 183
- Сан-Франсиско, блок 13
- Саут, рудное тело 132 Саут-Бей, месторождение 52, 72, 142, 143 Саут-Слопэвей, месторождение 346, 360,
- 361, 381
- Свайзе, вулканический комплекс 47
- Сванселе, месторождение 66
- Свекофеннская пачка 67

26 - 01244

- Севе Коли, надвиг 88
- Северный Хараелах, рудное поле 271

- Сегозерская группа 9
- Секкоко, линзы 151
- Селайб, месторождение 256
 - Сельбу, месторождение 84
 - Сентрал-Ранд, группа 9, 26—28, 30, 31 Сентр-Хилл, комплекс 256

393

- Серра-ду-Коррегу, формация 9, 19-21
- Серро-Колорадо, рудник 114
- Серро-Матосо, месторождение 346, 359
- Сибирская платформа 269-271
- Сигенаи, формация 110
- Сикл, группа 58
- Сикс-Майл, месторождение 256, 278, 283, 284, 286, 309
- Силвейн, месторождение 278, 281, 282
- Симокава, месторождение 142, 146
- Списава, туфы 110
- Сипилу, месторождение 346, 359, 379, 384
- Скед, вулканический комплекс 47
- Скергаард, интрузив 257, 267
- Скотия, коматииты 260, 261
- Скуриотисса, рудное тело 76—80, 146, 189, 190
- Скурувас, месторождение 65, 83, 87, 90, 134, 224
- Сноу-Лейк, месторождение 44, 46, 47, 57, 58, 60, 64, 65, 70—73, 75, 121, 131—133, 153, 155, 219, 220
- Солтон-Си, геотермальные рассолы 165, 172, 215
- Солт-Чак, месторождение 258
- 366. Сороако, месторождение 350-355, 370-372, 374-376, 378, 381, 384
- Сотмен, вулканический комплекс 47 Спрус, месторождение 273, 274 Сталл, месторождение 57, 58, 132, Сталл.Лейк, месторождение 70, 72
- -133
- Стекеньокк, месторождение 65, 83, 88-90, 134, 220
- Стерджен-Лейк, рудный район 46, 52, 54— 57, 72, 75, 128—131, 219—221 Стёрен, группа 83—86, 217 Стиллуотер, комплекс 257, 262, 267 Стоби, месторождение 265, 268

- Сторварц, месторождение 84
- Стралак, изохрона 155, 156
- Страткона, месторождение 265, 268, 292, 295, 296, 300-305, 308, 310-315, 317, 325-327, 333
- Стретмет, месторождение 96, 100, 102
- Стретмет-Уэст, месторождение 96, 102 Стреченс-Лейк-Брук, месторождение 96
- Сукия, месторождение 78
- Сулихьельма, месторождение 65, 83, 88, 90, 142, 145, 220
- Суманль, месторождение 76, 82
- Сьерра-Невада, формация 224
- Табанкулу, комплекс 276
- Таймыр, рудник 271, 272
- Такара, месторождение 110 Такиюак, месторождение 130, 131

Такиюак-Лейк, месторождение 130

Талнах, месторождение 253, 254, 256, 262, 269, 271, 272, 293, 295, 296, 302—304, 308, 314, 323, 328—330, 332—334

Тарква, бассейн 5-7, 9, 12, 15-20, 26, 28 Тарква, надгруппа 8, 9, 13, 17-19 Тарсис, месторождение 115, 200 Тасиро, месторождение 112 Тасманская геосинклиналь 45, 115, 139, 140, 217 Таш-Лейк, месторождение 75 Тверрфьеллет, месторождение 84 Тверьелльет, месторождение 86, 87 Телемарк, месторождение 65 Тернер, месторождение 223 Тетагуш, группа 95, 96, 98, 101, 218, 224 Тецусекиен, горизонты 149, 219 Тилт-Ков, месторождение 80, 81, 142, 146, 223Тимминс, месторождение 47, 53, 154-156, 256, 262, 280, 297 Тиндалл, формация 117 Тио, месторождение 346 Тисдейл, группа 51, 287 Томисато, формация 91 Томпсон, коматииты 308 Томпсон, месторождение 256, 264, 283, 287 Тонто, комплекс 276 Торингое, риолиты 110 Трансвааль, бассейн 6, 8—10, 15, 16, 25, 33 Трансвааль, падгруппа 8, 9, 13, 28 Тронхейм, рудный район 65, 83—87, 89, 134, 217 Троодос, комплекс 77 Троян, месторождение 281, 282, 290, 295, 297, 298 Трулли, месторождение 76 Тунгуда, группа 9 Тунокакедзава, рудное тело 151 Турффонтейн, формация 8, Тьебаги, месторождение 346 Уайракей, гидротермальная система 189-191Уайт, риолиты 48, 49 Уайт-Лейк, месторождение 57 Уайтуотер, серия 265, 266 Уакехам-Бей, месторождение 278, 282 Уако, месторождение 346 Уасикван, вулканические породы 58 Увамуки, залежь 110 Увамуки, месторождение 112, 148 Удден, месторождение 66 Уиджимулта, купол 278, 285, Уиджимулта, месторождение 297 287 Уиллекоу, месторождение 52 Уиллрой, месторождение 52 Уингелия, месторождение 346 Уинд-Ривер, конгломераты 11 Уиткик, группа 8, 13 Украинский щит 13 Унгава, коматииты 294, 297, 300, 308 Унгава, пояс 282, 287, 295 Ундаль, месторождение 84 Уотерхен, интрузив 272-274 Уотерхен, комплекс 329 Уотерхен, месторождение 274 Уотсон-Лейк, риолиты 50, 51 Утинотай, месторождение 110, 112, 154 Угинотай-Истерн, залежь 110

Утинотай-ниси, месторождение 211

Утинотай-Уэстери, залежь 110

Учи, месторождение 46, 52, 72, 144

Уэдж, месторождение 96, 100

- Уэльсбек, месторождение 80, 81, 136, 142, 146
- Уэрравуна, группа 144
- Уэст-Арм, месторождение 57
- Уэст-Мак-Доналд, месторождение 48, 69, 70
- Уэст-Ранд, группа 10, 26—29

Уэст-Ранд, золоторудное поле 26, 28

Файдлити, месторождение 62

- Фалконбридж, месторождение 254, 269.
- 292, 300, 303-305, 308, 315-317, 334
- Фалун, месторождение 67
- Фалькондо, месторождение 346, 374
- Фантом-Лейк, группа 9, 13, 59

Фенноскандинавский щит 39, 44-46, 57. 65, 143, 217, 218, 220

- Финикс, месторождение 256
- Фишер, рудное тело 278, 285, 290, 295, 296
- Флавриан, формация 48 Флавриан-Лейк, интрузив 49
- Фламбо, месторождение 63, 70
- Флат-Лендинг-Брук, месторождение 96
- Флексер, месторождение 57
- Флин-Флон, месторождение 44, 46, 47, 53, 57–59, 64, 71, 72, 75, 121, 131, 132, 153, 155, 158, 180, 219
- Флин-Флон-Лейк, разлом 59
- Флэк-Лейк, разлом 22
- Фокс-Лейк, месторождение 58, 72
- Фолла, группа 87
- Фольдаль, месторождение 84
- Форрестания, месторождение 291, 306
- Фортескью, группа 8, 9, 13
- Фрейзер, месторождение 96
- Фруд, месторождение 265, 268, 312
- Фукадзава, месторождение 108, 110, 112, 138, 139, 148, 151
- Фунгессо, месторождение 346 Фунншьо, группа 83—86, 89, 217
- Фурулунн, группа 88
- Фурутобе, месторождение 108, 109, 112, 113

Ханава, бассейн 138 Ханава, рудник 108, 110, 112 Ханаока, месторождение 108, 109, 112, 139 Хардангер, месторождение 83, 89 Хатангский прогиб 269, 270 Хедуэй, месторождение 96 Хейнс, месторождение 64 Хейрбелл, формация 11 Хекетт-Ривер, месторождение 57, 220, 221 Херсьё, формация 84—86 Хидден-Лейк, синклиналь 59 Хиллмен, зона 49 Хитати, рудная залежь 146 Хит-Стил, месторождение 96, 98-102, 105,

106, 144, 145

Хит-Стил-Баундери, месторождение 96

Ховин, зеленокаменные образования 84
Хок-Лейк, группа 9, 22 Хокуроку, бассейн 107—110, 138, 139, 151, 185, 200, 224 Хорн, месторождение 48, 75 Хортон, группа 11 Хотакидзава, формация 109 Хужир, формация 11 Хьёли, месторождение 83, 84 Хьюрдаль, формация 86 Путихата, месторождение 112 Чайсил-Лейк, месторожление 57 Челмсфорд, песчаники 265 Черноморский регион 95 Честер, месторождение 96, 98, 105, 141 Чиблов, антиклиналь 22 Читрадурга, группа 9 Ша, месторождение 76, 194 Шангани, месторождение 256, 281, 282, 287. 290. 295-298. 308 Шеа, месторождение 64

- Шеллефте, месторождение 65-67, 72, 73, 142, 183, 218
- Шерлок-Бей, месторождение 254 Шерридон, группа 58, 62, 63, 70, 72, 132 Шерридон, месторождение 57, 58, 61, 62, 121, 131
- Шерритт-Гордон, рудное тело 63
- Шибугамо, вулканический комплекс 47, 75
- Шинхауз-Брук, месторождение 96
- Шист-Лейк, месторождение 57 Шо, купол 285

Эвандер, золоторудное поле 16, 26, 28 Эватон, бассейн 26 Эвломени, месторождение 76 Эгерсунн, месторождение 65 Эгнью-Лейк, месторождение 7. 21 Эллиот-Лейк, группа 9, 22, 23 Эллют-Лейк, рудное поле 5, 7, 16, 21 22, 24, 25, 27, 29, 35 Эльваберг, месторождение 66 Эльгшвё, формация 87 Эльдорадо, формация 8 Эль-Эстор, месторождение 371, 379 Эргани, месторождение 76, 82 Эргани-Маден, месторождение 223Эррингтон, месторождение 118 Эспаньола, группа 23 Эспедален, месторождение 277, 292, 295, 296, 302, 307, 308, 327 Эстенсваген, месторождение 84

Эстес, надгруппа 13

Южно-Африканский кратон 14, 17, 34 Юкисава, дациты 110 Юкота, месторождение 112 Юнайтед-Верде, рудник 64 Юнайтед-Веред-Икстеншн, месторождение 64 Юнодзава, вулканические породы 108, 194 Юсиногава, группа 91 Ютунхейм, комплекс 277

Якабинди, коматишты 261

- Якабинди, месторождение 258-260, 278. 283, 284, 287, 309
- Якобсбаккен, месторождение 145
- Янахара, месторождение 142, 146
- Ятате, вулканические породы 194
- Ятулийская группа 9

Указатель географических названий

Абердин, графство 262 Агадир 94 Айова, штат 275 Акамас, полуостров 76 Акита 107 Аллард, река 51 Альпы, горы 91, 95 Аляска, штат 257, 258, 263 Анабаро-Оленёкский район 8 Андерсон, озеро 60 Антиатлас, хребет 95 Апеннины, горы 91, 94 Аппалачи, горы 45 Аризона, штат 46, 57, 64 Баббитт 273 Бавария, земля 266 Баия, штат 6, 9 Балабак, остров 76 Барбертон, горы 8, 144 Баттеркап-Хилл 125 Бей-оф-Айлендс 81, 258 Белл, озеро 56 Белл, река 51, 52 Белу-Оризонти 8 Бианкума, округ 384 Биндура 281 Боб, озеро 62 Большое Невольничье озеро 158 Ботнический залив 67 Британская Колумбия, провинция 41, 263 Бу-Азер 94 Бьянкума 367 Вайгео, остров 346 Вайоминг, штат 9, 11 Валь-д' Ор 47, 122 Верхнее озеро 158, 273, 275 Висконсин, штат 46, 57, 63, 64, 70, 72, 275 Вистл 265 Витимо-Патомское нагорье 8 Воронеж 8 Восточно-Тихоокеанское поднятие 159, 184, 188, 191, 192, 197, 223 Восточные Альпы, горы 94 Восточный Голдфилдс 256

Восточный Голдфилдс 256 Восточный Саян, хребет 11 Высокий Атлас, горы 94

Гаг, остров 346 Галапагосский хребет 195, 196 Галлбридж 121 Галл-Понд 80

Гарсон 265 Гебе, остров 346 Гиндзан 108 Голиаф 284 Горо, плато 358 Гояс, штат 346, 359, 361, 367, 381 Граара 94 Гренвилл, провинция 14, 46 Гренландия 40 Грин, залив 80 Гурон, озеро 21, 275 Денвер 148, 228 Джангл, озеро 62 Джекмен 80, 146 Джерома 57 Долина Десяти Тысяч Дымов 185 Драгсет 85 Дьюмонт 256, 278 Дэвид 284 Енисейский кряж 8 Женева-Лейк 155, 156 Загрос, хребет 82 Западная Австралия, штат 7, 40, 254, 256 257, 259—261, 264, 278, 279, 283—285 287, 295, 297, 306, 309, 330, 334, 345 Западная Сибирь 270 Западное Прибайкалье 8 Западно-Сибирская равнина 269-271 Иллинойс, штат 275 Индиана, штат 275 Инсизва, водопад 276 Исландия 195, 197 Истерн, горы 138 Истерн-Тауншип 263 Ист-Рим 265 Ист-Фалконбридж 265 Какаги-Лейк 256 Калгурли 260, 285 Калимантан, остров 357, 374 Калифорния, штат 11, 223 Канадские Аппалачи, горы 45, 223 Канаямадзава 110

Канзас, штат 275

Капреол 265

Капская провинция 8 Карелия 9 Квебек, провинция 8, 9, 50, 51, 67, 70, 71, 75, 80, 119, 122, 124—126, 128, 129, 145, 149, 256, 258, 263, 264, 278 Кверке, озеро 21, 23 Квинсленд, штат 115, 346, 351, 361, 368. 379, 381-384 Кейп-Смит 278, 282 Кентукки, штат 275 Керкленд-Лейк 222 Кипр 39, 44, 45, 76, 77, 80, 82, 135, 136, 142, 146, 148—152, 164, 166, 174, 176, 189, 191, 203, 212, 213, 219, 222, 223, 258 Киссиссинг, озеро 62 Кларабелль 265 Клондайк 11 Кобар 115 Колинз 265 Кольский полуостров 264, 276 Комати, река 255 Конакри 374. 379 Конфедерейшн-Лейк 52 Коппер-Клифф-Норт 265 Копцер-Клифф-Саут 265 Косово, автономный край 346 Красное море 159, 165, 166, 192, 223 Кригтон 265 Кувеле 364 Куе-Бейсин 364 Куньлунь, горы 11 Курская область 9 Лаба, река 11 Ларимна 346 Ла-Перусс 257 Левак 265 Ледисмит 63 Леонора 222, 287 Лефрой, озеро 278 Лигурия, область 45, 82, 136, €150, 151, 189 Литл-Дир 80, 146 Лиф-Рапидс 61 Лонгвак 265 Лост, озеро 62 Мадхья-Прадеш, штат 8 Майсур, штат 9 Мак-Ким 265 Макленнан 265 Мальборо, округ 381, 382 Мандзюку 110 Манитоба, провинция 41, 44, 46, 53, 57, 59-62, 70, 72, 121, 132, 133, 153, 220, 254, 256, 264, 275, 278, 283, 291, 299, 300 Маттагами, озеро 51 Милнет 265 Минас-Жерайс, штат 9, 346, 359, 360, 381 Мингс-Байт 81 Миннесота, штат 256, 262, 264, 269, 272-275, 303 Миссисипи, долина 152, 162, 172, 173 Миссури, штат 275 Мичиган, озеро 275 Мичиган, штат 275 Молли, озеро 62

Монтана, штат 257, 267 Мортонс-Харбор 81 Мэн, остров 262-264 Наталь 10 Небраска. штат 275 Никеландия, округ 346 Никалидия, округ 545 Новая Зеландия 11 Новая Каледония, остров 258, 345, 347, 350, 351, 357, 358, 361, 362, 364, 365, 367, 368, 370, 372, 374, 379–381, 383, 384 Новая Шотландия, провинция 11 Новый Южный Уэльс, штат 115, 163, 221 Нонок, остров 361, 374, 379 Нордуна 265 Норсмен 285 Нотр-Дам, залив 80, 184 Нутак, провинция 46 Нью-Брансуик, провинция 39, 44, 95-97, 99-101, 103, 104, 115, 140, 142, 145, 156, 162, 172, 173, 175, 183, 221, 224 Ньюфаундленд, провинция 45, 76, 80-82, 118, 120, 121, 135, 136, 142, 146, 219, 223-225, 258 Огайо, штат 275 Одате 107 Озерный округ 346, 379, 383 Омаки 108 Онтарио, озеро 273 Онтарио, провинция 6, 9, 51—56, 72, 118, 128, 130, 132, 143, 154, 155, 221, 222, 256, 259, 262, 269, 273, 275, 277, 279, 280, 295, 297, 303, 334 Оранжевая, провинция 9, 25 Орегон, штат 223, 346, 374, 382, 384 Отаго 11 Палаван, остров 346 Памир, горная страна 11 Пара, штат 346 Парк. озеро 62 Пенроз 258 Пиауи, штат 346 Пиллейс-Айленд 81 Пондоленд, округ 276 Приска 91 Пухада 374 **Р**ам 257 Рокгемптон, округ 346, 359, 360, 367, 368. 379 Салтана 265 Сасебо 107 Саскачеван, провинция 57, 127, 132, 254 Севано-Акеринский район 82 Северная Дакота, штат 275 Северо-Западная Сибирь 269, 270 Северо-Западные территории 9, 130, 221 Сейланн, провинция 257, 262, 263 Серра-да-Жакобина, хребет 6, 19

Сибирь 8, 262, 264, 269, 303 Флин-Флон, озеро 59 Сибутан 107 Фокс 57 Сикоку, остров 91, 93 Фунагава 107 Синсинг, озеро 62 Синоя 8 Скандинавский полуостров 72, 73, 82 Хай-Лейк 57 Соломоновы острова 76 Халлс, залив 80 Солсбери 281 Хальмахера, остров 346 Стар, озеро 62 Хамерсли, хребет 8 Стелленбос 296, 334 Хараелах, горы 271 Стерджен, озеро 56 Харди 265 Сулавеси, остров 346, 370, 379, 381, 383, 384 Хеэ-Бей 81 Су-Сент-Мари 15, 21 Хёйдаль 85 Сьерра-Мадре, горы 14 Хойт-Лейк 273 Хоккайдо, остров 171 Хонок, остров 346 Хонсю, остров 171 Таймыр, полуостров 269 Тандер, залив 303 Тасмания, остров 39, 115, 116, 145, 154, 200, 218-221 Цунокакедзава 110 Теннесси, штат 41 Тентокудзи 107 Черчилл, провинция 46, 47, 57, 283 Тимагами 277 Чикаго 265 Тихий океан 40 Товада, озеро 108 Торобулу 381 Шаба, область 11 Торонто 289, 297, 334, 335 Транскей, историческая область 257, 269, 276, 303 Шалёр, залив 96 Шерлетт, озеро 62 Триллабелль 265 Шотландия 257 Трон 84 Троодос, массив 76, 190, 258 Эллиот, озеро 21 Эспаньола 22, 25 Уайт, залив 80 Узбекистан 11 Южная провинция 21, 24, 46 Южная Дакота, штат 9, 11, 14, 275 Уилуна 287 Украина 9, 346 Унгава, полуостров 264, 278, 299, 324, Южное плато Новой Каледонии 346, 362, 330 - 332379, 383 Уортингтон 265 Южный остров 11 Урал, горы 263 Южный Саян, хребет 8 Южный Урал, горы 346 Юкон, территория 11 Фаунд, озеро 62 Юнион-Бей 258 Фекунис-Лейк 265 Филиппины 76, 223, 346, 349, 361, 379 Японские острова 157, 223 Финмарк, область 262

Именной указатель

Абе (Abe) 138 Абель (Abel) 268, 303, 314, 315 Адамек (Adamek) 66 Адамидес (Adamides) 77, 78 Адамс (Adams) 116 Адди (Addy) 149, 150 Аллард (Allard) 256, 262 Алонцо (Alonzo) 113 Амброзе (Ambrose) 55 Амос (Amos) 52, 67, 72 Андерсон (Anderson) 64, 162, 165, 169, 185, 329Аоки (Aoki) 138 Аппель (Appel) 40 Арансибиа (Arancibia) 350, 355 Арндт (Arndt) 258—264 Арнолд (Arnold) 183 Aphopecon (Arnorsson) 193 **B**aüepc (Byers) 58 Бакке (Bakke) 87 Бамба (Bamba) 82 Банкс (Бапк5) 63 Барнс (Barnes) 72, 185, 187, 188, 282, 330 Барретт (Barrett) 254, 293, 295 Бартон (Barton) 113, 166, 204, 207 Бачилски (Bachinski) 76, 80, 81, 136, 141, 142, 146, 184, 222 Бейлес (Bailes) 58 Бейн (Bain) 58 64 Банкс (Banks) 63 Бейн (Bain) 58, 64 Бейтман (Bateman) 19 Бертранд (Bertrand) 72 Бессе (Besset) 347, 350, 357, 358 Бессон (Besson) 255 Биван (Bevan) 334 Биллмонд (Billmond) 91, 93, 94 Биннс (Binns) 295 Eup (Bear) 79, 80, 164 Бити (Beaty) 148, 149, 228 Бишофф (Bischoff) 171, 194, 195, 197 Блеча (Blècha) 334 Бойл (Boyle) 8, 11, 18, 19, 22, 95, 134, 135, 228Болди (Boldy) 48 Болдунн (Baldwin) 58, 59, 61 Боненджант (Bonenjant) 69, 70Бонничсен (Bonnichsen) 273 Бостром (Bostrom) 188 Бот (Both) 115 Братуэйт (Brathwaite) 115, 116, 118 Брей (Bray) 77 Бриндли (Brindley) 348

Брод (Broad) 334 Брук (Brook) 153 Брук (Brooke) 115 Брукс (Brooks) 258 Буадзе 167 Бугге (Bugge) 83, 84, 88—90 Бургер (Burger) 359, 360, 379, 382 Бьёрлюкке (Bjørlykke) 83, 89 Bareнep (Wagener) 91 Baндке (Wandke) 254 Bacceрбург (Wasserburg) 329 Ватанабе (Watanabe) 106, 113, 164, 166, 167Ватович (Watowich) 273, 334 Веббер (Webber) 359, 365 Вебстер (Webster) 115 Ведеполь (Wedepohl) 196, 197 Вейзер (Veizer) 150, 152 Вейсанен (Vaisanen) 65 Вержбицкий (Wierzbicki) 52 Вик (Vik) 83 Вильюн (Viljoen M.) 144, 255, 256, 280 Вильюн (Viljoen R.) 144, 255, 256, 280 Вокс (Vokes) 76, 67, 73, 83—90, 224 Вольфе (Wolfe) 177 Вудкок (Woodcock) 76 Галсон (Gulson) 155 Гарибянц 370 Гарнье (Garnier) 345 Гарсия (Garcia) 228 Гарути (Garuti) 82 Гаспаррини (Gasparrini) 285 Гасс (Gass) 76, 79, 136 Гейл (Gale) 83, 84, 87, 89, 90, 224 Генкин 272, 296, 314 Генкин 272, 296, 314 Гериш (Gehrisch) 142, 145 Гёц (Goetz) 58, 61—63, 70, 71, 131, 132 Гибб (Gibb) 55—57, 69, 74, 75, 129, 130 Гибсон (Gibson) 49, 121—123, 125, 126, 174 Гилберт (Gilbert) 122 Гилл (Gill) 121, 130, 131 Гилмор (Gilmor) 41, 45, 122, 158, 164 Глазковский 271, 276, 277 Говетт (Govett) 77—79 Голайтин (Golightly) 344, 350, 351, 355 Голайтли (Golightly) 344, 350, 351, 355, 358, 363, 375, 376, 379 Голди (Goldie) 49 Голдич (Goldich) 168

Голубев 370 Горбунов 276, 293 Гортон (Gorton) 56 Граммелфедт (Grammelvedt) 85, 86 Грант (Grant) 40 Гратерол (Graterol) 285 Граф (Graf) 172 Грение (Grenne) 83, 89, 224 Грив (Grieve) 52 Грин (Green A. H.) 254, 280, 281, 295, 306, 309, 332 Грин (Green G. R.) 116, 148 Грин (Green S. B.) 228 Гринбаум (Greenbaum) 151, 181 Грип (Grip) 67, 73, 83 Гровс (Groves) 254, 256, 293, 295, 309, 310, 332,`334 $\Gamma pocc$ (Gross) 19 Губер (Guber) 109, 199, 200 Гудвин (Goodwin) 45, 47, 55 Гудфеллоу (Goodfellow) 97, 98, 102, 105, 141, 228 Густафсон (Gustafson) 203 Давеннорт (Davenport) 180 Давыдов 167 Дандуранд (Dandurand) 193 Данлоп (Dunlop) 144 Дарлинг (Darling) 122 Дас-Гупта (DasGupta) 91 Дасе (Date) 138, 146, 147, 199, 206 Давидсон (Davidson) 50, 70 Девис (Davies J. L.) 95-98, 102-106 Девис (Davis G. L.) 49 Девис (Davis L. W.) 115, 117 Девисон (Davison) 293, 297 Денс (Dence) 118 Де Паоло (De Paolo) 329 Деркманн (Derkmann) 91, 94, 95 Де Розен-Спенс (De Rosen-Spence) 48, 49 Дерри (Derry) 157 Дескарро (Descarreaux) 121, 177 Дечов (Dechow) 175 Джаннер (Junner) 18 Джеймс (James D.) 98 Джеймс (James R. S.) 52, 132 Дженкс (Jenks) 165 Дженсен (Jensen) 48 Джентлмен (Gentleman) 334 Джонсон (Johnson) 78–80, 142, 146 Джордано`(Giordano) 187 Джув (Juve) 89, 90 Диви (Divi) 43, 44 Диксон (Dixon) 171, 194 Димрот (Dimroth) 48 Димрот (Dinfroth) 48 Дистлер (Distler) 272, 313 Диц (Dietz) 118, 266 До (Doe) 150, 152, 153, 156—158, 173, 220 Доп (Doi) 91, 92, 136, 164 Доленс (Dolence) 63 Пошолиц (Doepcelly) 202

Доннелли (Donnelly) 293 Доума (Douma) 228 Дуглас (Douglas) 46

- Дьюи (Dewey) 80
- Дьюк (Duke) 80, 81, 136, 228, 256, 263, 289, 293, 297, 319, 324, 327—331, 335

Елсвик (Gjelsvik) 134 Ёсида (Yoshida) 165 Заварицкий 167 Зартман (Zartman) 152, 153, 156-158, 173. 220Захриссон (Zachrisson) 88, 134 Зейфрид (Seyfried) 171, 194, 195, 197 Зен (Zen) 363 Зуффарди (Zuffardi) 82, 91, 95, 137 Ивао (Iwao) 121 Идзава (Izawa) 137—139 Изокангас (Isokangas) 65, 73 Иидзима (Iìjima) 121, 135, 137, 138 Илс (Eales) 329 Иннес (Innes D.) 334 Иннес (Innes M. J. S.) 55 Ирвин (Irvine) 55, 263, 267, 326 Исикава (Ishikawa) 112 Исихара (Ishikawa) 106, 143, 166, 169, 171, 181Ито (Ito) 112 Ито (Itoh) 92 Йейтс (Yates) 317 Кабри (Cabri)255, 259, 293, 303, 307, 329, 330 Кавалеро (Cavalero) 103, 104 Кагатей (Cagatay) 95, 134, 135 Кадзивара (Kajiwara) 107, 142, 143, 145— 147, 166, 181, 183, 204—209 Каллиокоски (Kalliokoski) 73 Камберлидж (Cumberlidge) 382 Камерон (Cameron) 177, 180 Камерон (Cameron) 177, 180 Камминг (Cumming) 153, 155 Канехира (Kanehira) 73, 90—92, 164, 223 Кани (Cann) 107, 123 Карвалью (Carvalho) 114 Карвалью (Carvalho) 114 Карлстром (Karlstrom) 8, 19, 22 Карстенс (Carstens) 161 Касарда (Kasarda) 56, 67, 70-72 Касимото (Kashimoto) 121 Катлс (Cathles) 180, 192 Кауан (Cowan) 268, 295, 303, 310 Каутский (Kautsky) 162 Кейс (Keays) 172, 254, 256, 285, 293, 295— 297, 299, 303, 309, 310, 312, 313, 315, 330, 331 Келли (Kelly) 123 Кемпбелл (Campbell) 56, 142, 319, 321, 335 Коркхем (Kirkham) 158, 228 Керри (Currie) 55 Кёппель (Köppel) 153 Кимберли (Kimberley) 22 Кинкель (Kinkel) 165 Киркленд (Kirkland) 58 Кларк (Clark) 166, 285 Клаттен (Clutten) 334 Клау (Klau) 41-43, 90, 94, 219

Клемм (Klemm) 91, 94, 95 Клиффорд (Clifford) 55 Клокманн (Klockmann) 161 Коарк (Koàrk) 67 Кодзима̀ (Којі́та) 164 Козлов 167 Койде (Koide) 108, 199 Кокс (Cox) 19 Колльер (Collier) 40 Колман (Coleman) 82 Комба (Comba) 69, 123 Компстон (Compston) 150 Константиноу (Constantinou) 77-80, 135, 218Корлисс (Corliss) 171, 188 Коста (Costa) 149 Котила` (Kotila) 49 Котс (Coats) 256 Коуда (Kouda) 108, 199 Коэн (Koen) 27 Крамерс (Kramers) 153, 158 Крейг (Craig) 314 Кренделев 11 Крерар (Crerar) 186, 212 Криси (Creasy) 64 Крог (Krogh) 49 Kporker (Črocket) 144, 303, 310, 312, 313, 322, 325, 327, 331 Kpoys (Krouse) 147 Ку (Koo) 58, 59, 131, 180 Кудрэ (Coudray) 350, 357, 358 Кузнецов 314 Куллеруд (Kullerud) 162, 185, 268, 295, 310, 312—314 Кумер (Coomer) 142, 144, 145 Курода (Kuroda) 109, 110, 112 Кусака (Kusaka) 109, 112 Кюнель (Kuhnel) 361, 362 Лайдон (Lydon) 39, 169, 176, 185, 193-196, 198, 215, 216 Ламберт (Lambert) 43, 106, 108, 111, 115, 117, 137, 139, 140, 142, 144, 166 Ландергрен (Landergren) 162 Ланкастер (Lancaster) 228

- Лапвуд (Lapwood) 189 Ларж (Large) 41—44, 90, 94, 115, 200, 201, 211—214, 219 Ласк (Lusk) 143-145, 175, 254, 255 Латвалахти (Latwalahti) 67, 68 Лафф (Luff) 98, 100-102, 104, 106 Лебланк (Leblanc) 91, 93, 94 Ли (Lee) 112
- Ликус (Lickus) 121, 122
- Ландгрен (Lindgren) 162 Линченат (Linchenat) 359, 361, 379
- Ллуриа (Lluria) 63
- Ловелл (Lovell) 105
- Локхид (Lockheed) 316
- Лундберг (Lundberg) 66
- Льюис (Lewis) 256

Мадел (Madel) 41, 113, 158, 200 Мак-Аллистер (McAllister) 98-102, 162 Мак-Брайд (McBride) 98, 105 Мак-Beйr (MacVeigh) 48, 51

Мак-Гиен (MacGeehan) 50, 52, 69, 70, 72, 121, 127—129, 155, 173, 174, 177 Мак-Грегор (MacGregor) 263 Мак-Доналд (MacDonald) 268 Макела (Makela) 65 Mak-Uben (McEwen) 70, 228 Мак-Кинстри (McKinstry) 153 Мак-Куорри (MacQuarrie) 58, 153, 155 Мак-Ларен (McLaren) 55 Мак-Лин (MacLean) 69, 70, 121, 127—129, 155, 173, 174, 177, 267, 305, 319, 320 Мак-Миллан (MacMillan) 102 Maк-Huтт (McNitt) 198 Мак-Pe (McRae) 256 Максимов 269 Maлоне (Malone) 117 Манлар (Mannar) 52, 67, 72 Мармо (Marmo) 162 Марктон (Marston) 287 Мартин (Martin) 118 Mapyяна (Maruyana) 110 Матулих (Matulich) 52, 67, 72 Мацубая (Matsubaya) 179, 193 Мацукума (Matsukuma) 112, 164, 166, 180 Мей (May) 63, 70, 72 Мейнуоринг (Mainwaring) 273, 274, 329 Мейсон (Mason) 256 Мидзумото (Mizumoto) 165 Мидлтон (Middleton) 48, 91 Мизон (Mizon) 155 Мизурес (Measures) 40 Миккола (Mikkola) 53, 65 Милло (Millot) 379 Милн (Milne) 52-55 Минтер (Minter) 27 Митчелл (Mitchell) 331 Миядзима (Miyazima) 165 Мияке (Miyake) 164 Миясиро (Miyashiro) 76 Монстер (Monster) 181 Морган (Morgan) 330, 331 Мори (Morey) 273 Мори (Mori) 110 Мортон (Morton) 53, 132, 134 Моссмен (Mossman) 58, 59, 131, 180 Моттл (Mottl) 171, 194, 196 Мукайяма (Mukaiyama) 112 Мукерджи (Mukherjee) 73, 83—85, 90, 134 Муллиган (Mulligan) 72 Myp (Moore) 58, 59 Mypxayз (Moorehouse) 163 Мэтлок (Matlock) 273 Haŭr (Knight) 41

Налдретт (Naldrett) 253, 254, 256, 258— 261, 263, 265, 268, 273, 274, 280, 285, 287, 288, 289, 293, 295, 297, 300, 303, 306, 307, 309, 310, 312, 313, 315, 316, 318— 322, 324-332, 334 Нгуен (Nguyen) 228 Несбитт (Nesbitt) 256, 260 Никкел (Nickel) 345 Никол (Nichol) 180 Николсон (Nicholson) 88 Нил (Neale) 80 Нильсен (Nilsen) 53, 83-85, 87, 88, 90, 132, 134

Нисиваки (Nishiwaki) 224 Нолан (Nolan) 319 Hoppuc (Norris) 55 Нриату (Nriagú) 187 Нукки (Knuckey) 48, 67, 69, 70, 74, 122, 200 Hуньес (Nunes) 51 Нэш (Nash) 64 Овсяки (Owsiaki) 98, 101, 105 Одассима (Odassima) 109, 112 Олкок (Alcock) 335, 385 Олсен (Olsen) 87 Ольер (Ollier) 377 Омори (Omori) 112 Омото (Ohmoto) 107-109, 141-144, 146-149, 166, 176, 179-181, 183, 191, 193, 199-201, 223 Осима (Oshima) 109, 110, 112 Остик (Ostic) 154 Отагаки (Otagaki) 112, 165 Отагаки (Otagaki) 108, 109, 112 Офтедаль (Oftedahl) 41, 84, 161, 162, 164, 167, 185 Oxacu (Ohashi) 164, 165 Павлов 11 Пай (Руе) 132 Пайк (Pyke) 48, 51, 287 Пантазис (Pantazis) 77 Папунен (Papunen) 65, 67, 83 Парсонс (Parsons) 63 Паттисон (Pattison) 265, 268 Паук (Pauk) 52 Педерсен (Pedersen) 86, 87 Пелтола (Peltola) 65, 73 Передери (Peredery) 118, 256, 266, 283 Перри (Perry) 144, 275 Пертольд (Pertold) 102, 104 Петерман (Peterman) 150, 151, 152 Петерс (Peters) 81 Петерсен (Petersen) 115, 117, 139, 140 Петерсон (Peterson) 188 Петрук (Pètruk) 104, 106 Петтигджон (Pettitjohn) 55 Пиджён (Pidgeon) 144, 153 Пирс (Pearce) 107, 123 Пирсон (Pearson) 58 Писута-Арнонд (Pisutha-Arnond) 148 Плаймер (Plimer) 42, 214 Плант (Plant) 73 Подолский (Podolsky) 118 Поллок (Pollock) 52 Поульсен (Poulsen) 55-57, 67, 69-72, 74, 75Прайс (Price) 46, 122 Преториус (Pretorius) 5, 8, 12, 27 Прингл (Pringle) 73 Пул (Poole) 96 Пьенаар (Pienaar) 22 Пюрдье (Purdie) 48, 67, 71, 74 Paü (Rye) 141, 143, 144, 147, 148, 179-181, 183, 191, 193

Рамдор (Ramdohr) 161, 167

Ранкин (Rankin) 102, 103, 105

Рансом (Ransome) 41 Pao (Rao) 273, 275 Расселл (Russell) 152, 153, 155 Ратледж (Rutledge) 99 Раямани (Rajamani) 312, 318, 319, 320 Ребелло (Rebello) 63 Рейнсбаккен (Reinsbakken) 83, 89 Ретиярви (Rehtijarvi) 65 Рёдер (Roeder) 319 Риверия (Riverin) 69, 119, 122—125, 127, 133, 136, 149, 206 Рид (Reid) 115—118, 139 Ридделя (Riddell) 121 Ридлер (Ridler) 42, 45, 47, 52, 55, 256 Рокинтем (Rockingham) 73 Риккард (Rickard) 65, 66, 72, 142, 183 Рипли (Ripley) 142, 143, 146, 147, 149, 176, 273, 275 Рирдон (Reardon) 71, 72, 121, 126-128, 132, 149 Ричардс (Richards) 153, 172 Робертс (Roberts) 50, 69—73, 121, 126—128, 132, 149, 224 Робертсон (Robertson) 8, 19, 22, 76 Розен-Сиенс (Rosen-Spence) 123 Рой (Roy) 106 Ромбергер (Romberger) 188 Ромер (Romer) 161 Роско (Roscoe) 8, 11, 22, 41, 45, 70, 102-106, 122, 163 Pocc (Rose) 285, 293, 295, 296, 299, 315, 330 Рошело (Rocheleau) 48 Рудкевич 269 Ружичка (Ruzicka) 8, 22 Руи (Rui) 83, 86, 87, 89, 134 Caarep (Saager) 153 Савагути (Sawaguchi) 110 Caймe (Syme) 58 Сайф (Saif) 100—102 Сакап (Sakai) 141, 148, 179, 180, 193 Сакрисон (Sakrison) 121, 122 Саксби (Saxby) 186 Cahrcrep (Sangster) 39–43, 47, 52, 64, 69, 72–74, 80, 98, 114, 115, 122, 129, 131, 141, 143, 144, 152, 153, 156, 158, 162, 166, 177–179, 181–184, 199, 200, 22 Санделл (Sandell) 168 Санделл (Sanderi) 168 Сантос-Иниго (Santos-Ynigo) 361 Сасаки (Sasaki) 154, 178, 181—184 Сато (Sato) 43, 71, 106—111, 113, 137, 154, 156, 158, 165, 166, 173, 178—180, 191, 192, 201—203, 209—211, 213 Сауч (Souch) 118, 268 Саффел (Suffel) 52, 73, 164 Северин (Severin) 55—57, 69, 74, 75 Севкоиб (Seccombe) 142—144, 293 Секкомб (Seccombe) 142-144, 293 Серл (Searle) 76, 78, 146, 166 Сестини (Sestini) 8, 18 Сибсон (Sibson) 193 Сигвалдсон (Sigvaldson) 196 Силвер (Silver) 64 Силлитое (Sillitoe) 58, 178, 179 Сима (Shima) 288 Симадзаки (Shimazaki) 113, 305, 318, 319, 320

Симмонс (Simmons) 48-50, 74 Симода (Shimoda) 110 Симонен (Simonen) 65 Симс (Sims) 273 Синклер (Sinclair) 52 Сиродзо (Shirozo) 137 Скиннер (Skinner B. J.) 172, 314 Скиннер (Skinner R.) 95, 98, 99, 137 Склатер (Sclater) 40 Скотт (Scott) 41-43, 47, 49, 52, 56, 64, 69, 72, 73, 108, 122, 172, 199, 200, 256, 318, 334 Скрипченко 167 Словиковский (Slowikowski) 272 Слоусон (Slawson) 153, 155 Слоусон (Slawson) 153, 155 Смеуинг (Smewing) 76 Смирнов В. И. 8, 167 Смирнов М. Ф. 271, 293, 303 Смит (Smith C. H.) 81 Смит (Smith I. E. M.) 258 Смит (Smith I. E. M.) 258 Смит (Smith N. D.) 27 Смитерингейл (Smitheringale) 81 Сова (Sova) 334 Сова (Sowa) 334 Соломон (Solomon) 41—43, 45, 116, 118, 142, 145, 158, 166, 173, 177, 189—192, 198—200, 202, 213 Солук (Soluck) 174 Соукинс (Sawkins) 42, 43, 178, 225 Спенс (Spence) 48, 49, 69, 121, 122 Спикмен (Speakman) 41, 61, 73 Спиц (Spitz) 122 Слумер (Spooner) 77, 82, 121, 135, 136, 146, 150—152, 184, 189—191 Стейси (Stacey) 152, 153, 155, 156, 158 Стемерович (Stemerowicz) 104 Стентон (Stanton) 41, 115, 162, 163, 167-169, 306 Стерн (Stern) 63 Стефенс (Stephens) 83 Стивенсон (Stevenson) 118 Стирт (Styrt) 184 Стокуэлл (Stockwell) 46, 57 Странгуэй (Strangway) 335 Crpayce (Strauss) 113, 114, 200 Стронг (Strong) 80, 81, 178 Суга (Suga) 108—110, 112, 139 Сугимура (Sugimura) 107 Сьюард (Seward) 49 **Т**адж (Tudge) 141 Такахаси (Takahashi) 107-110, 112, 139 Танака (Tanaka) 109, 112 Танимура (Tanimura) 109, 110, 112 Таппер (Tupper) 102, 103, 105, 142, 144, 175 Тарасов 273 Тацуми (Tatsumi) 90, 91, 106, 110, 166 Тацумото (Tatsumoto) 173 Твалчрелидзе 167 Тейлор (Taylor) 147—149, 273 Тейс (Theis) 22 Терасима (Terashima) 169, 171 Терлоу (Thurlow) 118, 120 Тернер (Turner) 203, 259, 260, 285, 309 Tepon (Theron) 285 Тишлер (Tischler) 276, 307 Тод (Thode) 141, 181 Томпсон (Thompson) 198

Томсон (Thomson) 118, 172 Торайва (Toraiwa) 164 Торнли (Thornley) 42, 179, 203 Торнхилл (Thornhill) 304, 334 Торп (Thorpe) 46, 47, 57, 73, 75, 156, 158, 173, 228 Трескасес (Trescases) 345, 347, 350, 357, 358, 363, 364, 369, 372, 374, 379, 381, 383 Троли (Troly) 357, 358 Туиди (Tweedie) 27 Тунди (Tweedie) 207 Тулмин (Toulmin) 207 Туоминен (Tuominen) 53 Турстон (Thurston) 56 Тюрнор (Turneaure) 157 Уайт (White) 147 Уайтхед (Whitehead) 98, 102 Уеда (Uyeda) 224 Уилли (Wyllie) 255 Уилсон (Wilson H (Wilson H.D.B.) 162, 168, 169, 307, 329 Уплсон (Wilson M.R.) 66, 88 Уильямс (Williams D.) 113-115, 167 Уильямс (Williams D.) 113—115, 107 Уильямс (Williams D.A.C.) 256, 282 Уильямс (Williams N.) 41 Уитмор (Whitmore) 131, 132 Уокер (Walker) 52, 67, 72, 121, 122 Уол (Wall) 105 Уолфорд (Walford) 58-60, 70-73, 131-133, 142, 143 Уолш (Walshe) 139, 200, 202, 213 Уондлесс (Wandless) 330, 331 Уорбертон (Warburton) 52 Уоткинс (Wathins) 48, 52, 67, 72 Уоткинсон (Watkinson) 123 Упадхяя (Upadhyay) 80, 81 Ypa6e (Urabe) 147, 177, 179, 180, 191, 201, 209, 210, 213 Утада (Utada) 138, 165 Уэйблен (Weiblen) 273 Уэйджер (Wager) 273 Уэно (Ueno) 192 Файф (Fyfe) 82, 136, 189, 190 Файфф (Fyffe) 97 Фариг (Fahrig) 55 Фаррелл (Farrell) 150-152, 193 Фервордт (Verwoerdt) 334 Феррарио (Ferrario) 82 Фетер (Feather) 27 Филимонова 272 Финлоу-Бейтс (Finlow-Bates) 192, 193, 200, 201, 214, 215 Финни (Phinney) 273 Фишер (Fisher) 363 Флейшер (Fleischer) 363 Флит (Fleet) 254, 319, 321 Фокс (Fox) 177 Фор (Faure) 152 Франклин (Franklin) 39, 40, 46, 47, 55—57, 59, 60, 67, 69—75, 121, 128—133, 135, 142, 143, 153—158, 173 Френч (French) 118, 266 Фрёзе (Froese) 53, 58, 59, 61—63, 70, 72, 121, 127, 131

Цванциг (Zwanzig) 57

Фриске (Friske) 56 Фритш (Frietsch) 65, 67, 83, 154 Фукути (Fukuchi) 164 Xaac (Haas) 185, 200, 201 Xarcteg (Hagstead) 61, 73 Хадзис (Hadzis) 334 ладсон (Hudson) 40 Хайяш (Hajash) 171, 194 Хаммонд (Hammond) 79 Хамфрис (Hamphris) 172, 196 Ханкок (Hancock) 334 Харджу (Harju) 350, 385 Харли (Harley) 97—100, 102, 105, 199, 223, 224 Харлиски (Harley) 27–100, 102, 105, 199, Xagcon (Hudson) 40 Харриган (Harrigan) 174 Харрис (Harris) 73 Харт (Hart) 188, 258 Хасигути (Hashiguchi) 164 Хасимото (Hashimoto) 109, 110, 112 Хаттори (Hattori) 148 Хатчинсон (Hutchinson) 41—43, 45, 52, 72, 73, 76, 78, 80—82, 136, 142, 146, 164, 166, 177, 211, 219, 222, 225 Хаустон (Houston) 8, 19, 22 Хаутерманс (Houtermans) 153 Хаяси (Hayashi) 121, 164 Xerreмaнн (Heggemann) 161 Хейнрихс (Heinrichs) 144 Хеловуори (Helovuori) 65, 73, 96, 153 Хелгесон (Helgeson) 172, 212, 216 Хельмстедт (Helmstaedt) 95, 98, 102, 173, 175Хенли (Henley) 42, 179, 203 Херст (Hirst) 18 Хикман (Hickman) 144 Хилинг (Healing) 121 Хинцер (Hinzer) 72 Хирабаяси (Hirabayashi) 112 Хитон (Heaton) 135, 150, 174, 190 Ходжсон (Hodson) 122—125, 133, 136, 148, 169, 193-196, 198, 206, 228 Холдеманн (Haldemann) 357, 374, 379, 385 Холи (Hawley) 161, 306, 312 Холл (Hall) 55 Холланд (Holland) 171, 194 Холлберг (Hallberg) 256, 287 Холс (Halls) 87, 90 Холмс (Holmes) 61, 73, 152, 153 Хониси (Honishi) 112 Хонма (Honma) 150-152, 193 Хорикоси (Horikoshi) 107, 111, 164-166, 180Хофман (Hoffman) 289, 293, 297, 300, 303, 310, 312 Хутала (Huthtala) 65, 66

Xьюинс (Hewins) 265

Цвейфель (Zweifel) 65, 66, 72, 142 Цейссинк (Zeissinck) 359 Чамански (Czamanske) 185 Чапмен (Chapman) 77 Чемберлен (Chamberlain) 309 Чен (Chen) 106 Чий (Chyi) 310, 312, 313 Чорноби (Chornoby) 61, 73 Шадлун 73 Шарп (Sharp) 193, 256 Шарп (Sharpe) 50, 51, 163 Шварц (Schwartz) 144 Шегельски (Shegelski) 52 Шеллманн (Schellmann) 345, 357, 361, 362, 374Шеппард (Sheppard) 135, 150, 190 Шермерхорн (Schermerhorn) 70, 71, 113-115, 167, 180 Широкова 361, 379 Шмидт (Schmidt) 63 Шнейдерхён (Schneiderhohn) 161, 167 Шольц (Scholtz) 296

Эдмонд (Edmond) 30, 196 Эйкас (Aikas) 65 Эйрс (Ayres) 55, 115 Экстранд (Eckstrand) 309, 310 Элдер (Elder) 190, 192 Элдерфельд (Elderfeld) 79 Элдридж (Eldridge) 166 Эллис (Ellis) 171 Эманович (Emanovics) 55 Эмсли (Emslie) 319 Эндрюс (Andrews) 174 Эскерра (Esquerra) 361 Эссон (Esson) 359, 360, 373, 374

Шуто (Shuto) 151, 152, 193

Юпма (Ypma) 149, 150 Юрин 167

Ягуц (Jagoutz) 330, 331 Ямамото (Yamamoto) 183 Ямбор (Jambor) 102, 104, 106, 141 Янкович (Jankovic) 82

Содержание

Д. А. Преториус. Золото и уран в кварцевых конгломера- тах. Перевод И. Н. Кигая	5
Дж. М. Франклин, Дж. У. Лайдон, Д. Ф. Сангстер. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. 3 Перевод Н. И. Еремина 3 1. Геология важнейших по составу групп 4 11. Генетические модели 4 11. Общая геологическая характеристика и генетические аспекты колчеданных месторождений вулканической ассоциации 5	9 0 7
А. Дж. Налдретт. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис. Перевод И. В. Кар- линой	3
Дж. П. Голайтли. Латеритные месторождения никеля. Перевод И. Н. Кигая	4
Предметный указатель	869

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2, издательство «Мир».

ИБ № 5355

T. 88

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Том 2

Брайан Дж. Скиннер редактор

Старший научный редактор В. С. Краснова Старший научный редактор М. Е. Яковенко Научный редактор В. И. Чернышева Младший научный редактор Т. С. Егорова Младший научный редактор А. В. Швыряева Художник В. Е. Карпов Художественный редактор А. Я. Мусин Технический редактор Н. И. Манохина Корректор А. Я. Шехтер

Сдано в набор 27.01.84. Подписано к печати 11.07.84. Формат 70×108¹/16. Объем 12,75 б. л. Бумага типографская № 1. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Усл. печ. л. 35,70. Усл. кр.-отт. 35,70. Уч.-изд. л. 37,84. Изд. № 5/3028. Тираж 1745 экз. Зак. 01244. Цена 5 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» 129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Ордена Трудового Красного Знамени Московская типография № 7 «Искра революции» Союзнолиграфпрома Государственного Комитета СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва 103001, Трехпрудный пер., 9.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

выпускает в 1985 г.

ВИЛЬЯМС Х., ТЕРНЕР Ф., ГИЛБЕРТ Ч. Петрография: В 2-х томах. Пер. с англ.

Второе, практически полностью переработанное издание хорошо известной монографии видных американских петрографов (Первое издание 1954 г. переведено на русский язык в 1957 г. и уже давно стало библиографической редкостью). Содержание книги подчинено задаче описания горных пород на основе изучения под микроскопом их структурных и минералогических особенностей. Простота и четкость изложения материала, его наглядность, благодаря многочисленным и прекрасно выполненным структурным иллюстрациям, делают книгу настольной для каждого геолога, занимающегося микроскопическим изучением горных пород, а также хорошим учебным пособием для студентов геологических специальностей.

Книга состоит из трех частей: І — Магматические породы, II — Осадочные породы, III — Метаморфические породы. Этим частям соответствуют следующие главы: 1 — Магма и магматическая кристаллизация, 2 — Характеристика и классификация изверженных пород, 3 — Основные породы, 4 — Средние породы, 5 — Кислые породы, 6 — Фельдшиатоидные породы мафические, 7 — Фельдшпатоидные фельзические породы, 8 — Лампрофиры и ультрабазиты предельного состава, 9 — Пирокластические породы, 10 - Происхождение осадочных пород, 11 -Состав и структура осадочных пород. 12 — Аргиллиты и глинистые породы, 13 — Песчаники, 14 — Известняки и доломиты, 15 — Прочие осадочные породы, 16 — Метаморфизм и его литологические признаки, 17 — Продукты контактового метаморфизма, 18 — Метаморфические продукты механических деформаций, 19 — Продукты низкой ступени регионального метаморфизма.

Т. 1 — 20 л., 3 р. 30 к., т. 2 — 22 л., 3 р. 60 к.

Сканирование - *ААW* DjVu-кодирование - *Беспалов*



