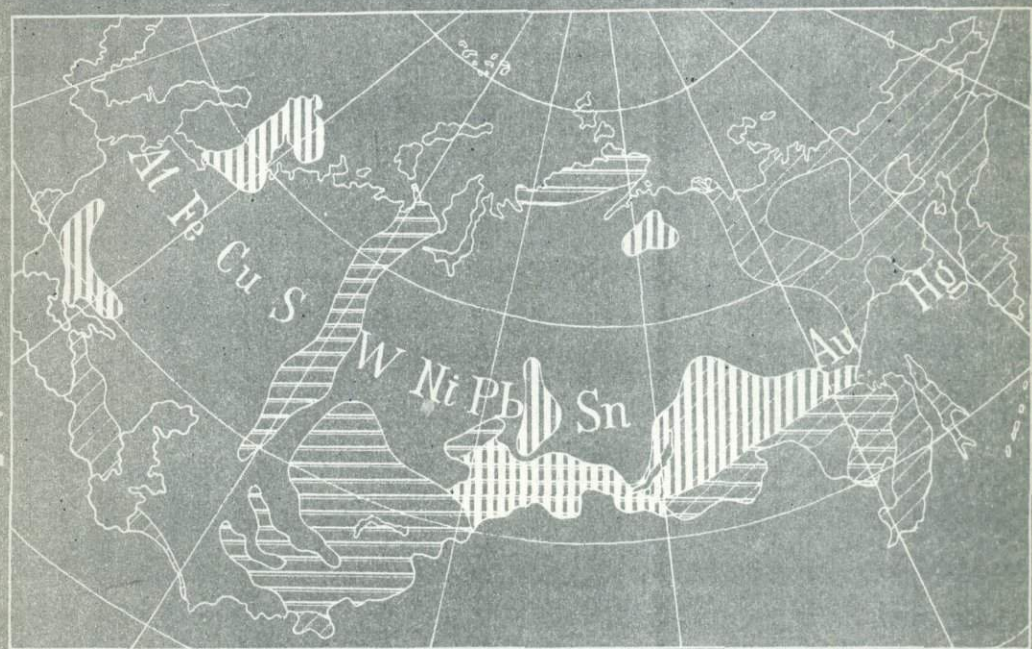


РЕГИОНАЛЬНЫЕ
И ЛОКАЛЬНЫЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ХРОМИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Fe Ti Pt Cr Co Ni Cu Pb Sn W

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

553.46.

С. В. МОСКАЛЕВА

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МАТЕРИАЛЫ К СОВЕЩАНИЮ
„ОСНОВЫ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ“

ВЫПУСК 7



Издательство „Недра“
Ленинградское отделение
Ленинград · 1971



895

Региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений. Москалева С. В. Л., «Недра», 1971, 88 стр.

На основе проведенного формационного анализа рассмотрены причины, влияющие на закономерности размещения и масштаб проявления хромитоносных гипербазитов в пределах региона, структурной зоны и т. д., что позволяет оценить степень хромитоносности региона, пояса и т. д. На основе геолого-петрологического анализа выявлены факторы, определяющие степень хромитоносности поясов массивов, рудных узлов, и установлена закономерность размещения в них рудных концентраций; даны критерии прогнозной оценки качества руд. На основе структурного анализа рассмотрены причины, определяющие размещение рудных тел в пределах массивов, рудных полей и их участков. Изложены результаты петрофизического анализа, необходимого для более достоверной интерпретации геофизических данных.

По каждому разделу даны конкретные рекомендации.

Таблиц 3, иллюстраций 2, список литературы — 83 названия.

Научные редакторы
Д. В. Рундквист, А. Д. Щеглов

ВВЕДЕНИЕ

По запасам хромитовых руд Советский Союз занимает одно из первых мест в мире. Главные промышленные объекты сосредоточены на Урале, располагаясь преимущественно в двух рудных узлах — Кемпирсайском и в меньшей мере Сарановском. В связи с этим встает вопрос о поисках новых рудных узлов как на Урале, так и в других регионах СССР. Для успешного проведения подобного поиска необходимо выявить региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений.

Систематические планомерные исследования известных хромитовых месторождений Урала и Кавказа, проводившиеся в 30—40-е годы, позволили разработать ряд важных локальных критериев поиска, что привело к расширению имевшихся рудных площадей и открытию новых. А. Г. Бетехтиным (1937, 1941) было установлено, что вмещающими породами богатого хромитового оруденения являются не любые гипербазиты, а только дуниты. Анализируя двойственность соотношений хромита с дунитом, породившую острые разногласия в оценке времени хромитообразования, А. Г. Бетехтин высказал мнение о существовании двух стадий кристаллизации хромита — сегрегационной и гистеромагматической, показав, что главная масса хромита, имеющая практическую ценность, возникает в гистеромагматическую стадию. Он подчеркнул также, что, по-видимому, первичное залегание хромитовых руд ориентировано согласно элементам прототектоники, из чего следует прямой вывод о характере размещения хромитовых концентраций в гипербазитовом массиве.

Исследованию закономерностей размещения хромитового оруденения посвящена серия работ П. М. Татарина (1936, 1940, 1941, 1945 и др.), увенчавшаяся составлением «Инструкций по применению классификации запасов к месторождениям хромита» (1954 и др.) и, совместно с А. Г. Бетехтиным и другими, «Методики поисков, разведок, опробования и под-

счета запасов месторождений хромистого железняка» (1941). В результате этих работ было установлено следующее:

1. Хромитоносными являются гипербазиты самого разнообразного возраста — от архейского до третичного.

2. К хромитоносным относятся только такие гипербазитовые массивы, перидотиты которых представлены гарцбургитами. Массивы, сложенные преимущественно габбро и пироксенитами (платиноносные), нехромитоносны.

3. Наиболее промышленно ценные месторождения высококачественных хромитов приурочены к дунитам и возникшим по ним серпентинитам. Среди гарцбургитов располагаются средне- и низкосортные руды.

В то же время, учитывая реальный фактический материал. П. М. Татаринов (1940, 1941, 1945) обратил внимание исследователей на то, что не все дуниты хромитоносны, и подчеркнул, что вмещающей породой хромитового оруденения не всегда является дунит.

П. М. Татариновым было установлено, что морфология хромитовых залежей весьма усложнена послерудной тектоникой, которая разбивает рудные тела на мелкие разобщенные блоки. Вследствие этого «... характер проявления послерудной тектоники имеет решающее значение для методики разведки хромитовых месторождений Урала» (1945, с. 68). Близкие взгляды в последние годы широко развиваются за рубежом (Van Kaaden, 1959; Helke, 1962; Thayer, 1964; Vilgrani, 1964, и др.). К очевидности его на материале Кемпирсайских месторождений пришел и автор настоящей работы.

В ряде работ П. М. Татаринова, С. А. Кашина, А. А. Луйка рассмотрено влияние метаморфизма на состав хромитовых руд. Установлено, что серпентинизация гипербазитов сопровождается выносом из руды железа и некоторых количеств Cr_2O_3 . По данным П. М. Татаринова (1945), особенно сильный метаморфизм руд отмечается вдоль тектонических трещин. В этих случаях руды представлены более низкосортными разновидностями с пониженным содержанием Cr_2O_3 и повышенным Al_2O_3 и SiO_2 . Аналогичные наблюдения сделаны и другими авторами (Wijkerslooth, 1954; Желязкова-Панайстова, 1963; Москалева, 1966, 1970; Малахов, Пуркина, Телегин, 1969; Царицын, 1970, и др.).

Иного типа критерии были предложены Г. А. Соколовым и Н. В. Павловым. Принимая предположение А. Г. Бетехтина о возможном дунитовом составе материнской породы хромитового оруденения, Г. А. Соколов (1948) в отличие от П. М. Татаринова к хромитоносным предложил относить массивы, содержащие крупные массы дунита, а к нехромитоносным — лишённые дунита или содержащие его незначительные прослойки. Следует отметить, однако, что это положение справедливо далеко не во всех случаях, так как известные крупные дунитовые тела, лишённые хромитового оруденения (Вересовый Бор, Светлый Бор, Денежкин Камень Урала, дунитовые массивы Аляски, о. Борнео, Шотландии и др.), и, наоборот, не менее известны существенно гарцбургитовые массивы, содержащие хромитовые месторождения (Крака, Хабаргинский, Кемпирсайский на Южном Урале, Сарановский на Среднем Урале, Гюлеман и Кюндикан в Турции и др.).

В пределах хромитоносных массивов к наиболее перспективным Г. А. Соколов отнес части, сложенные дунитами. Существенно перидотитовые и пироксенитовые участки содержат, по его мнению, лишь спорадические месторождения, обычно незначительные. Однако оказалось, что крупные хромитовые тела залегают не только среди дунитов, но и среди перидотитов (Сарановское месторождение Урала, Капитановское Украины; месторождения Кемпирсайского массива, Бушвельда, Стиллуотера, Индонезии и др.). Поэтому позднее Г. А. Соколов допустил существование некоторых подвижек, частично смещающих хромитовые тела. Качество руд, по мнению Н. В. Павлова и Г. А. Соколова (1963), определяется составом исходной магмы. Наиболее богатые высокохромистые руды кристаллизуются из дунитовой магмы, менее хромистые — из перидотитовой, а самые низкохромистые высокоглиноземистые — из габбровой. Следует отметить, однако, что ни один существенно габбровый массив хромитового оруденения не содержится, а в пределах хромитоносных массивов габбро кристаллизуется позже хромитов.

Иного взгляда придерживаются эти авторы и на факторы, контролирующие размещение рудных тел в массиве. Принимая, что руды в целом лежат *in situ*, они полагают, что «... необоснованно преувеличивается влияние пострудной тектоники на условия залегания хромитовых рудных тел» (Павлов и др., 1968, стр. 21). В Кемпирсайском — главном хромитоносном массиве СССР — «... на размещение хромитовых месторождений в теле плутона оказывают влияние... наличие

в интрузиве сводовых структур как локализаторов оруденения» (Павлов, 1968, стр. 165). Это положение, выдвинутое Г. А. Соколовым, Н. В. Павловым и В. П. Логиновой еще в 1940 г. и развиваемое ими в более поздних работах, подверглось резкой критике со стороны П. М. Татарина (1941), который на материале Кемпирсайских месторождений показал сомнительность существования таких «сводовых поднятий» в природе. Принимая «сводовые поднятия как локализаторы оруденения» в качестве руководящей гипотезы, Н. В. Павлов (1968) для дальнейших поисков в Кемпирсайском массиве рекомендовал как наиболее перспективные именно участки их предполагаемого развития.

Ввиду отсутствия в США и других крупных капиталистических странах надежной сырьевой базы на хромиты, за рубежом также развернулись поисковые и исследовательские работы на хромитовых месторождениях. В течение последних 20 лет там был опубликован ряд крупных сводок и монографий по хромитоносности крупных регионов.

Основные прогнозные критерии, вытекающие из этих работ и сформулированные А. Хисслейтнером (Hiesleither, 1951—1952), В. Петрашеком (Petrascheck, 1959), Донатом (Donath, 1962), Банерджи (Banerjee, 1960) и др., заключаются в следующем: рудные хромитовые тела залегают в донных частях массивов, хотя возможны частичные перемещения остаточных рудных расплавов в более высокие горизонты. Однако что такое «донные части» в хромитоносных дунит-гарцбургитовых массивах, состоящих из крутолежащих полосчато переслаивающихся дунитов и гарцбургитов, представить довольно трудно, поэтому Вийкерслот (Wijkerslooth, 1954) выдвинул идею ликвации магм и рудного расплава.

Авторы, основывающиеся на изучении месторождений Бушвелда и Стиллуотера, склонны рассматривать хромитовые тела только лежащими *in situ*; исследователи балканских, турецких, пакистанских месторождений придают большое значение пострудной тектонике.

Материнская порода хромитовых руд также является объектом спора. По мнению Доната (Donath, 1930, 1962) и Тайера (1963 и др.), кристаллизация хромита связана с присутствием габброидов. Однако многие геологи американской школы, изучавшие «альпинотипные» гипербазиты, придерживаются мнения о дунитовом составе материнских пород.

Исследования хромитовых месторождений в СССР в последние годы проводятся в двух направлениях: 1) поиски новых месторождений на основе положений А. Г. Бетехтина, Г. А. Соколова и инструкций П. М. Татарина, проводимые территориальными геологическими управлениями, и 2) исследовательские работы, посвященные изучению минералогии хромшпинелида из участков массива, строению определенного рудного тела (ИГЕМ), изучению петрохимии пород отдельных массивов и т. п. (ВИМС). По мнению Н. Д. Соболева (1970), практические результаты этими работами пока не достигнуты.

Таким образом, по многим вопросам локальных закономерностей размещения рудных тел нет четкой договоренности. Так, до сих пор дискуссионно — какая же порода является материнской для хромита, т. е. в какой ассоциации он более вероятен? Чем определяются объем и качество рудных масс и как их предусмотреть? Каковы закономерности размещения хромитовых рудных тел внутри гипербазитового массива, т. е. каков фактор поиска скрытых рудных тел, и т. д. Региональные закономерности размещения хромитовых месторождений в общей форме рассматривались во многих сводках по магматизму и металлогении. По мнению большинства авторов, они заключаются в приуроченности хромитовых месторождений к габбро-перидотитовым интрузиям, внедряющимся в начальные этапы развития подвижных поясов (Билибин, 1955; Сергиевский, 1960). Все же остается неясным, какие именно зоны этих поясов следует считать более благоприятными, а какие менее благоприятными на размещение таких интрузий, чем определяется масштаб хромитоносности и т. д.

Для восполнения имеющихся пробелов во ВСЕГЕИ были поставлены соответствующие работы. В результате был разработан ряд критериев прогноза хромитовых месторождений. Параллельно с этим, ввиду необходимости привлечения геофизических методов поиска и разведки скрытого хромитового оруденения при неоднозначности геологической трактовки получаемых геофизических данных, были проведены петрофизические исследования пород и хромитовых руд из различных массивов и месторождений Урала. Это позволило выяснить геологические причины колебаний физических свойств ультраосновных пород и хромитовых руд и разработать основу для геологической интерпретации геофизических данных над гипербазитовыми телами.

1. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ КАК ФАКТОР ВЫЯВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСА ХРОМИТОНОСНЫХ ПОРОД

Для решения вопроса о региональных и локальных закономерностях размещения хромитовых месторождений прежде всего необходимо определить объект исследования — состав и признаки выявления хромитоносных пород, т. е. провести формационный анализ гипербазитов с выделением их собственно хромитоносной разновидности.

С этой целью на основе геолого-петрологических исследований пород из разных массивов Урала, хромитоносных и нехромитоносных, содержащих дуниты и лишенных их, автором (Москалева, 1963, 1968) выделены две главнейшие различающиеся между собой рудно-петрографические формации: а) дунит-гарцбургитовая, хромитоносная и б) дунит-диаллагит-габбровая, платино- и титаноносная (табл. 1).

Дунит-гарцбургитовая формация обнажается только в складчатых областях и потому за рубежом называется альпинотипной. Ее составными частями являются в различной мере серпентинизированные дуниты и гарцбургиты и в подчиненном количестве существенно хромитовые породы — хромититы, значительные обособления которых составляют хромитовые месторождения. Гарцбургиты состоят из оливина (30—95%) и энстатита (70—5%). Резко преобладают разновидности с содержанием 70% оливина. Все эти породы слагают полосы, постоянно переслаивающиеся друг с другом и связанные между собой постепенными переходами. Это переслаивание столь типично, что дуниты в этой формации никогда не образуют самостоятельных крупных тел и жил, а встречаются только в сочетании с гарцбургитами. По объему пород гарцбургиты резко преобладают, дунитовые же прослои всегда менее мощны. Сами дуниты всегда содержат некоторое количество энстатита и скорее близки к дунит-гарцбургитам, чем к собственно дунитам. Главной отличительной особенностью первичных пород данной формации является то, что пироксен представлен энстатитом, который развивается всегда раньше оливина. Диаллаг, в тех случаях, когда он присутствует, отчетливо вторичен и развивается после нарушения сплошности и серпентинизации оливина и энстатита.

В процессе изменения первичных пород возникают месторождения асбеста, талька, магнезита, никеля.

Массивы дунит-гарцбургитовой формации в плане имеют линзовидную форму и всегда вытянуты согласно со структу-

рами вмещающей рамы. Сложенные ими пояса согласны с простираниями региональных разломов. Размер массивов колеблется от нескольких до тысяч квадратных километров. Контакты массивов обычно резкие, четкие. Вдоль них отмечается полная серпентинизация гипербазитов, появление зон интенсивного рассланцевания, дробления, будинажа. Жилы, секущие их краевые части, также разлинзованы и превращены в гранато-эпидото-хлоритовые породы (родингиты).

В тех случаях, когда породы массивов серпентинизированы слабо, устанавливается, что полосчатость, обусловленная чередованием дунитов, гарцбургитов, бедных хромитовых руд, часто ориентирована несогласно к простиранию самого массива, вследствие чего внутренняя структура тел нередко дисконформна к контакту и дисгармонична окружающей раме (Урал). Однако в ряде случаев эта первичная прототектоника дунит-гарцбургитового субстрата вуалируется появлением полосчатости II генерации, обусловленной развитием по зонам дробления серпентинизированных дунит-гарцбургитов более поздних моноклинного пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, что приводит к появлению полос лерцолитов, горнблендитов, габбро, переслаивающихся с прослоями серпентинизированных дунитов или гарцбургитов. Такая наложенная полосчатость, как правило, секущая прототектонику дунит-гарцбургитов, полностью согласна с контурами массива и простиранием региональных структур.

Линзовидные хромитовые тела, сложенные сплошными густо- и среднекрупными рудами, обычно вытянуты в том же направлении, согласно с зонами дробления дунит-гарцбургитов. Первичные породы и хромитовые руды массивов подвергаются интенсивному дроблению, особенно сильному в краевых частях тел. В центральных частях тел зоны дробления образуют своеобразную сетку, в ячейках которой сохраняются менее нарушенные ядра. Однако и в их пределах часто встречаются ультрамилониты, псевдотахилиты и т. п. Первичные породообразующие и акцессорные минералы дунитов и гарцбургитов всегда несут следы пластических деформаций, обнаруживающихся под микроскопом в виде псевдодвойникования и «блокования» оливина, энстатита, хромшпинелида. Типичными изменениями пород формации являются серпентинизация, хлоритизация, флогопитизация, диопсидизация, амфиболитизация, гранатизация, габброизация.

Серпентинизация, наиболее ранний из перечисленных процессов, развита повсеместно, но масштаб ее различен. В сла-

Характеристика гиперба

Первичные породы	Последовательность образования пород	Ведущие полезные ископаемые	Химические элементы		Направленность породообразования
			доминирующие	потенциальные	
					Дунит-гарцбург
Энстатититы	1. Энстатититы		Mg		Mg и Cr-метасоматоз (дуниты, хромититы)
Гарцбургиты	2. Гарцбургиты		Fe	Ni	
Дуниты	3. Дуниты		Cr	Co	
Хромититы	4. Хромититы	Хромит			
	Тектонический перерыв				
	1. Серпентинизация	Асбест			
	2. Оталькование, флогопитизация	Тальк, кобальт			
	3. Диопсидизация (лерцолиты)	Магнезит			
	4. Диаллагиты				
	5. Габброизация	Никель			
					Дунит-диаллагит-га
Диаллагиты	A				1. Са-метасоматоз (диаллагиты) 2. Al-метасоматоз (габбро) 3. Перекристаллизация эффузивов (нориты)
Верлиты	1. Диаллагиты		Ca		
Дуниты, энстатититы (редки)	2. Верлиты		Al		
Горнблендиты	3. Дуниты II генерации, энстатититы II генерации	Платина	Fe		
Нормальные (апогипербазитовые) габбро	4. Горнблендиты	Титаномагнетит	Pt		
Нориты (апопорфиритовые габбро, кытлымиты)	5. Габбро.		Ti		
Анортозиты	6. Анортозиты				
Диориты	7. Диориты				
Плагииграниты	8. Плагииграниты, сиениты				
Сиениты	B Нориты	Ванадий		V	

Внутреннее строение массивов	Форма тел в плане, их размеры	Характер контактов	Соотношение контактов со структурой региона	Соотношение внутренней структуры массивов с региональным планом	Форма существования массивов в геосинклинальных зонах	Области зарождения
------------------------------	-------------------------------	--------------------	---	---	---	--------------------

итовая формация

Полосчатое переслаивание дунитов, гарцбургитов, хромитита	Линзовидная, согласная с региональными структурами (кв. м — тыс. кв. км)	Тектонический	Преимущественно конкордантное	Преимущественно дисгармоничное	Выступы мантии Диапиры, блоки, протрузии	Верхняя мантия Земли
---	--	---------------	-------------------------------	--------------------------------	---	----------------------

ббровая формация

Стратиформные комплексы Концентрически-зональные массивы	До тысяч кв. км До сотен кв. км	Чеще постепенный, редко тектонический	Конкордантное	Комплекс А дисгармоничен, А+Б и Б всегда гармоничны	Комплекс А — тектонические блоки, комплекс Б — продукт перекристаллизации вмещающих эффузивов	„Базальтовый“ ⁴ слой Земли
---	--	---------------------------------------	---------------	---	---	---------------------------------------

бо нарушенных крупных массивах, приуроченных к выходам древнейших толщ региона, она сравнительно слаба (20—60%), усиливаясь (до 100%) только в зонах дробления, и представлена лизаритовой фацией. В нарушенных телах, расположенных среди более молодых толщ региона, даже в крупных массивах она достигает 70—100% и представлена водонасыщенной хризотиловой фацией. Вследствие этого в зонах дробления, «отшнуровывающих» менее раздробленные и серпентинизированные «блоки», возникают месторождения хризотил-асбеста. В еще более мелких и раздробленных телах, обычно лежащих среди самых молодых образований региона, породы серпентинизированы полностью, притом неоднократно, и в еще более водонасыщенной фации, что приводит к исчезновению не только хромита, но и хризотил-асбеста.

Хлоритизация обычно локальна и слаба (около 20%). В отдельных случаях она охватывает породы массивов целиком (Сарановский массив Урала, месторождение Кеми в Финляндии и др.).

Оталькование и *флогопитизация* свойственны тем участкам дунит-гарцбургитов, которые располагаются в сфере тех или иных проявлений гранитизации. По данным И. Ф. Романовича, в участках интенсивного развития этих процессов возникают месторождения талька и флогопита.

Диопсидизация дунит-гарцбургитов способствует появлению лерцолитов, спорадически образующих значительные ареалы (Нуралинский массив Урала, ряд массивов средиземноморской части Альпийско-Гималайского пояса, Усть-Бельский и другие массивы Северо-Востока СССР и др.), а также диаллагитов, жилы которых секут серпентинизированные дунит-гарцбургиты.

Амфиболизация серпентинизированных дунит-гарцбургитов в ранней стадии проявляется в развитии эденита, хромактинолита, актинолита; нередко она способствует возникновению горнблендитов, образующих как неправильные ареалы, так и жилы.

Гранатизация обуславливает появление гранатовых (пирроповых) перидотитов, эклогитов, гордунитов и, как правило, протекает в дунит-гарцбургитах, прошедших предварительную диопсидизацию.

Габброизация гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации обычно наложена на раздробленные и серпентинизированные породы и протекает через промежуточную стадию

«соссюритизированных гипербазитов». Нередки габбровые жилы, секущие серпентинизированные дунит-гарцбургиты. Помимо того, встречаются жилы дунитового и энстатитового состава. В отличие от дунит-гарцбургитов их породы не нарушены и свежи.

Дунит-диаллагит-габбровая формация обнажается не только в складчатых, но и в платформенных областях. Она резко отличается от дунит-гарцбургитовой набором слагающих ее пород и руд, их составом, характером взаимоотношений и последовательности образования, формой массивов, их внутренним строением, характером взаимоотношений с окружающими толщами, характером и степенью вторичных изменений.

Главной особенностью ее ультраосновных пород является диаллаговый состав пироксена в перидотитах и пироксенитах. Ромбический пироксен (преимущественно бронзит, реже энстатит), если и появляется, то образуется не раньше диаллага, как это типично в хромитоносной формации, а позднее. Исключительно широкое значение имеют здесь габбровые породы. Часты плагиограниты и сиениты. Вследствие всего этого в наиболее типичных случаях массивы формации состоят из диаллагитов, спорадически присутствующих верлитов и дунитов, всегда преобладающих габбро, среди которых выделяются нормальная и норитовая группы, и подчиненных диоритов и плагиогранитов (или сиенитов). Помимо того, присутствуют жильные энстатититы и бронзититы, секущие диаллагиты, верлиты и дуниты. В дунитах концентрируется платина, нередко в скоплениях с хромитом. С серией диаллагит-габбро-плагиогранит связаны месторождения титано-магнетита, а гипербазит-норитовой — месторождения медно-ванадиевых и медно-никелевых руд.

В отличие от дунит-гарцбургитовой формации здесь наиболее ранними образованиями являются диаллагиты, слагающие часто крупные ареалы. Позднее развиваются верлиты, дуниты (или жильные энстатититы и бронзититы), горблендиты, габбро, диориты, плагиограниты (или сиениты). Все породы связаны взаимными переходами. В то же время по характеру взаимоотношений среди них выделяются две группы. Первая из них (см. табл. 1, группа А) серией переходов связана с диаллагитами. К ней относятся верлиты, дуниты, горблендиты, нормальные габбро, диориты и плагиограниты (или сиениты). Ко второй (см. табл. 1, группа Б) относятся габбро норитовой группы, которые через габбровые роговики («кытлымыты») связаны постепенными переходами с эффузивами, вме-

щающими породы первой группы (Москалева, 1959, 1960). Контакты пород первой и второй групп, как правило, резкие. Полный набор перечисленных пород ассоциируется не всегда. Нередко породы каждой из двух групп встречаются отдельно, или ассоциируются какие-либо из разновидностей первой и второй групп, например, пироксениты, верлиты и нориты, или в виде отдельных массивов обособляется та или иная разновидность одной только первой группы (например, габбровый массив Кумба или дунитовые — Светлый Бор и Вересовый Бор на Урале, существенно верлитовый массив пика Кейн на Аляске и т. п.). В отличие от дунитов хромитоносной формации, всегда тесно переслаивающихся с гарцбургитами и никогда не образующих ни жил, ни крупных самостоятельных массивов, здесь дуниты образуют жилы, нередко — крупные массивы (Вересовый Бор, Светлый Бор, дунитовое «ядро» Денежкина Камня на Урале, Твин-Систер в Северной Америке и др.).

Внутреннее строение типичных массивов характеризуется зональностью. В идеальном случае в массивах имеется дунитовое «ядро», облекаемое каймой пироксенита, постепенно переходящего в габбро, которое сменяется диоритом и плагиогранитом (или сиенитом). Но нередко вместо дунитового «ядра» присутствует пироксенитовое и т. д.

Граница с вмещающими породами как резкая, так и постепенная, что определяется отсутствием или присутствием норитовой группы габбро. В тех случаях, когда породы первой группы (диаллагиты, дуниты, горнблендиты, габбро и т. д.) граничат с вмещающими породами непосредственно, массивы имеют резкий контакт (Алдан, западный контакт платиноносного пояса Урала, Алтае-Саянская область, о. Борнео, Аляска, Канада и др.). Если же между вмещающими эффузивами и породами первой группы располагаются нориты и габбро-нориты, появляется ореол габбровых роговиков («кытлымитов»), которые, как установлено (Успенский, 1952; Пинус, 1958; Москалева, 1959; Klemm, 1965, и др.), являются продуктом перехода эффузивов в габбро норитового типа. Этот тип взаимоотношений свойствен северным и южным контактам тел дунит-пироксенит-габбровой формации Урала, многим массивам Алтае-Саянской области, Дальнего Востока, Индии, Баварии, Англии и Шотландии. Эта же особенность обуславливает сложность и многообразие внутренней структуры массивов дунит-диаллагит-габбровой формации складчатых областей, которая в разных сочетаниях обладает различ-

ным узором. В тех случаях, когда присутствуют только нормальные габбро (см. табл. 1, группа А), внутренняя структура массивов отчетливо концентрически-зональная, резко дисгармонична окружающей раме. Если же имеются и апопорфировые норитовые габбро (см. табл. 1, группа Б), то наблюдается полная гармоничность, конформность и конкордантность массивов с локальными отклонениями в их внутренних частях. Соответственно этому определяется и сечение массивов — изометрическое для пород первой группы, что противоречит линейному простираанию альпинотипных структур (Аляска, Урал, Саяны), но благодаря «конформности» норитовой группы полностью «вписывающееся» в региональный структурный план. Анализ этих закономерностей привел к выводу о формировании концентрически-зональных массивов этой формации в зонах постплатформенной активизации (Москалева, 1968).

В отличие от пород дунит-гарцбургитовой формации породы и руды дунит-диаллагит-габбровой формации не обнаруживают следов пластических деформаций, а разрывные нарушения в виде линейных узких зон дробления в них редки. Метаморфические изменения пород здесь незначительны и выражаются лишь в крайне слабой серпентинизации оливина и амфиболлизации диопсида. Вследствие этого месторождения хризотил-асбеста, талька, флогопита, магнезита, типичные для первой формации, здесь отсутствуют.

Помимо двух рассмотренных типов массивов, каждый из которых отчетливо характеризует определенную глубинную гипербазитсодержащую формацию, существуют массивы **переходного типа**, в которых совмещены особенности состава и строения как дунит-гарцбургитовой, так и дунит-диаллагит-габбровой формаций.

В отличие от выходов пород дунит-диаллагит-габбровой формации, обнаженных в складчатых областях, или дунит-диаллагит-габбровой, проявленной в зонах постплатформенной активизации, массивы переходного типа обнажаются только в областях, выступающих в ядрах древних щитов (Бушвельд, Стиллуотер, Сёдбери, Китайская платформа). Отличительной особенностью их внутреннего строения является «стратиформность», обусловленная, по Холлу, правильным чередованием пластов различных пород, напоминающим слоистость осадочных серий. Слои пород протягиваются непрерывно на протяжении нескольких километров (Тайер, 1963; Браун, 1970). Существует мнение, что массивы имеют воронкообраз-

ную форму. Однако многочисленные блоковые смещения, особенно крутые в краевых приконтактовых зонах (Willemse, 1959, 1964), несогласные соотношения пород отдельных блоков и т. д. заставляют отнести к этому утвердившемуся представлению с большой осторожностью и сомнением.

Главной особенностью состава массивов рассматриваемого типа является присутствие в нижних горизонтах наиболее мафических пород, которые вверх по разрезу через ряд промежуточных серий, не очень плавно, но постепенно сменяются все более лейкократовыми и кислыми породами. В тех массивах, где нижние горизонты сложены переслаивающимися прослоями в той или иной мере фельдшпатизированных гарцбургитов и дунитов, к последним приурочены согласные тела хромитита (Бушвельд, Стиллутер, Китай). В тех же случаях, когда дунит-гарцбургиты отсутствуют, хромититовых слоев также нет (Сёдбери).

Дунит-гарцбургиты и ассоциирующиеся с ними прослойки хромититов всегда, особенно в верхних горизонтах, диопсидизированы и фельдшпатизированы. В участках интенсивного развития этих процессов они образуют «пойкилитовые» (полевошпатовые, по советской терминологии) гарцбургиты, дуниты, хромититы (Jackson, 1961). Вверх по разрезу диопсидизация и фельдшпатизация усиливаются, вследствие чего собственно дунит-гарцбургиты последовательно сменяются диаллагитами, дунитами II генерации, бронзититами, столь же постепенно, через полевошпатовые разновидности, переходящими в габбро, анортозиты, плагиограниты. В серии этих перемен хромитовые скопления уменьшаются в объеме, меняют состав и постепенно исчезают.

В вертикальных трещинах, пересекающих нижние горизонты перечисленных пород, расположены жилы дунита («трубы»), к которым приурочены скопления платины. В тех случаях, когда «трубы» пересекают хромитсодержащие слои, ассоциируются месторождения хромита и платины (Бушвельд). Типичной особенностью строения рассматриваемых массивов является несовпадение структуры верхних горизонтов, сложенных диаллагит-габбровым комплексом с полосчатостью дунит-гарцбургитов и хромитов (Тернер, Ферхуген, 1961; Jackson, 1961; Браун, 1970, и др.). Анализ данных по петрографии различных пород (Hess, 1960; Jackson, 1961;

Сравнительная характеристика хромитоносных и нехромитоносных дунитов

Факторы контроля	Дуниты	
	Хромитоносные	Нехромитоносные
Геологические особенности		
1. Материнская формация	Дунит-гарцбургитовая	Дунит-диаллагит-габбровая
2. Форма залегания тел	Полосовидные прослои среди гарцбургитов; самостоятельных тел и жил никогда не образуют	Нередки крупные самостоятельные массивы изометричной и трубообразной форм, а также ветвящиеся жилы, прожилки
3. Характер соотношений прототектоники с региональными структурами	Несогласно	Большей частью согласно
4. Характер соотношений с гарцбургитами	Согласно переслаиваются с гарцбургитами, образуя к ним постепенные переходы	Секут гарцбургиты и полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. Контакты резкие
5. Характер соотношений с хромитовыми телами	Вмещают хромитовые тела. Наблюдаются постепенные переходы от дунита с акцессорным хромшпинелидом к бедной и затем богатой рудной вкрапленности	Секут хромитовые тела, имея с ними резкие контакты
6. Характер соотношений с диаллагитами	Рассекаются диаллагитами, контакт резкий	Секут диаллагиты. Нередко залегают среди них в виде неправильных тел с постепенными переходами; образуют цемент тектонических диаллагитовых брекчий
7. Характер изменений	Широкая серпентинизация, часто полная; нередко лиственитизация, хлоритизация	Серпентинизация слаба, локальна, проявлена в редких зонах нарушений



Факторы контроля	Дуниты	
	Хромитоносные	Нехромитоносные
8. Характер тектонических нарушений	Обычны широкие, частые зоны расланцевания, будинаж	Зоны расланцевания исключительно редки, локальны, будинаж отсутствует
Петрографические особенности		
1. Структура породы	Аллотриоморфнозернистая, слабо направленная, зерна оливина вытянуты согласно ориентировке прототектоники дунит-гарцбургита. В оливине не редка спайность по (010)	Панидиоморфнозернистая, зерна оливина эвгедральны, спайность отсутствует
2. Следы деформаций в оливине	Присутствуют всегда. Проявлены в псевдодвойниковании по (100), катаклазе, волнистом погасании	Проявлены только в виде сети тонких редких трещин
3. Следы деформаций в породе	Часты псевдотахилиты	Крайне редки
4. Изменения оливина	Интенсивная, нередко полная серпентинизация, часто с выделением окислов никеля	Очень слабая серпентинизация, окислы никеля отсутствуют
5. Минеральный состав	Оливин (Fe_{0-8}) 95—100% Энстатит (Fe_{0-3}) 5—0%	Оливин (Fe_{0-12}) 95—100% Диопсид (He_{0-3}) 5—0%
6. Отличительные химические элементы породы	Cr, Ni, Co	Pt
7. Типичная полезная минерализация	Хромит	Платиноиды

Браун, 1970, и др.) дает возможность убедиться в том, что одинаковые породообразующие минералы различных членов комплекса резко различаются между собой многими чертами. Так, например, состав оливина и энстатита нижних горизонтов, сложенных дунит-гарцбургитами, значительно более магнезиален, чем в существенно диаллагитовых и габбровых горизонтах, в которых он появляется после некоторого перерыва (Браун, 1970).

Оливин и энстатит нижних горизонтов характеризуются сильной трещиноватостью, измененностью, появлением псевдодвойникования и блокования кристаллов, наличием более поздних вростков диопсида и т. д. (Hess, 1960), что весьма типично для породообразующих минералов дунит-гарцбургитовой формации (табл. 2), в то время как эти же минералы, развивающиеся в диаллагитах, свежи, нераздроблены, лишены вростков, т. е. вполне типичны для дунит-диаллагит-габбровой формации (см. табл. 2).

Анализ всех перечисленных особенностей привел автора к выводу, что массивы типа Бушвельда, обладающие одновременно чертами обеих формаций, представляют собой переходную ступень между массивами дунит-гарцбургитовой и дунит-диаллагит-габбровой формаций. Этим их промежуточным положением объясняется и совмещенный в них тип полезной минерализации, представленной как хромитом, типичным в дунит-гарцбургитовой формации, так и платиноидами и титаномагнетитом, свойственными дунит-диаллагит-габбровой формации.

Критерии разграничения хромитоносных и нехромитоносных дунитов

Как показано выше, хромитоносными являются породы только дунит-гарцбургитовой формации. В связи с этим необходимо выяснить, какая же из слагающих ее пород является материнской для хромитового оруденения. Принято считать, что ею является дунит. Однако известно, что хромитовые тела не только залегают среди дунитов или секут их, но и сами секутся дунитами. Учитывая эту двойственность соотношений, А. Г. Бетехтин (1937) предложил гипотезу о существовании двух временных генетических типов хромитовых концентраций — сегрегационном, возникающем в ранний этап кристаллизации гипербазитовой магмы и не создающем значительных

скоплений, и гистеромагматическом, формирующемся из остаточного рудного расплава гипербазитовой магмы, внедряющегося по трещинам в практически застывшие гипербазиты. Со вторым типом принято связывать наиболее значительные промышленно ценные хромитовые руды. Эта точка зрения получила широкое распространение. Однако многими исследователями было установлено, что и гистеромагматические хромитовые руды также секутся дунитовыми жилами, которые, однако, значительной хромитовой минерализации не содержат. Следовательно, в пределах одних и тех же массивов дунит-гарцбургитовой формации возможно существование хромитоносных и нехромитоносных дунитов.

Сравнительное изучение разновидностей пород показало, что хромитоносными являются дуниты только дунит-гарцбургитовой формации, а дуниты дунит-диаллагит-габбровой формации нехромитоносны. В тех случаях, когда дуниты второй формации встречаются в сочетании с ее типичными породами, знание этого фактора является достаточным поисковым критерием. Однако нередко нехромитоносные дуниты встречаются вне всякой связи с породами дунит-диаллагит-габбровой формации, иногда в сочетании с породами дунит-гарцбургитовой формации. Это обстоятельство требует разработки четких критериев разграничения хромитоносных и нехромитоносных пород. Ниже перечислены главные признаки их различий.

Хромитоносными являются только те дуниты, которые в виде полос постоянно и согласно переслаиваются с гарцбургитами и через дунит-гарцбургиты образуют серию постепенных переходов к последним. Эта связь настолько обязательна, что вне гарцбургитовых масс такие дуниты не существуют и самостоятельных тел не образуют. Прослой их по мощности обычно уступают гарцбургитовым. В то же время такие дуниты всегда содержат некоторые количества энстатита и в подавляющем большинстве случаев по составу скорее соответствуют гарцбургит-дуниту, чем собственно дуниту.

Хромитоносные дуниты подвергаются тем же динамическим нарушениям, что и гарцбургиты. Они также раздроблены, разлинзованы, зерна оливина в них вследствие смещения частиц обнаруживают псевдодвойники по (010) и т. д. Всегда нарушенные, они легко поддаются метаморфизму, особенно серпентинизации, причем всегда в той же степени и фации, что и гарцбургиты, с которыми они переслаиваются. Одновременно с этим присутствующий в них хромшпинелид обростает зернами магнетита.

Так же, как и гарцбургиты, хромитоносные дуниты секутся диаллагитами, жильными энстатитами, оливинитами и дунитами более поздних генераций. Иногда они подвергаются диопсидизации, вследствие чего образуются диопсидсодержащие дуниты, или фельдшпатизации с возникновением троктолитов. Во всех этих случаях оливин является более ранним минералом.

Нехромитоносные дуниты образуют жилы, секущие полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. В отличие от хромитоносных дунитов их контакты с ним резкие, четкие. Нередко они образуют крупные самостоятельные массивы, встречающиеся вне дунит-гарцбургитовых комплексов, чаще в сочетании с диаллагитами и габбро.

Энстатит в составе таких дунитов отсутствует. Оливин обычно вполне эвгедрален, сравнительно слабо нарушен. Псевдодвойники отсутствуют. Даже в тех случаях, когда такие дуниты ассоциируются с полностью серпентинизированными гарцбургитами, они сравнительно свежи, так как серпентинизация в них не превышает мелких прожилков «по сетке».

В отличие от хромитоносных эти дуниты никогда не пересекаются диаллагитовыми жилами и не подвергаются позднейшей диопсидизации. Напротив, они сами пересекают диаллагиты или образуют к ним постепенные переходы, причем в таком сочетании оливин является более поздним минералом.

Геологические, петрографические и петрохимические различия обеих разновидностей показаны в табл. 2 и 3.

Исследование обеих разновидностей дунитов показывает, что различия их не случайны и обусловлены возникновением их в разных химических средах, что геологически выражается принадлежностью их к различным гипербазитсодержащим формациям. Так как результаты исследований позволяют подойти к разрешению вопроса о причинах различной металло-генической специализации этих двух формаций, то целесообразно кратко рассмотреть их.

Геолого-петрологические исследования показали, что в дунит-гарцбургитовой формации первыми возникают гарцбургиты, позднее, в процессе их обогащения оливином, — дуниты и последними — концентрации хромшпинелида, образующие месторождения хромита. В гарцбургитах хромшпинелид представлен редкими низкохромистыми зернами, развивающимися либо внутри зерен энстатита, либо интерстиционно. По мере увеличения в породе содержания оливина и прибли-

Распределение рудных элементов в породообразующих минералах и породах, %

Минерал, порода	Cr	Ni
Энстатит из гарцбургита (O_{70-90} , $E_{p_{30-10}}$)	0,7—0,8	0,04
Оливин из гарцбургита (O_{70-90} , $E_{p_{30-10}}$)	0,04—0,01	0,26
Оливин из дунита I генерации	0,00	0,42
Дунит I генерации	0,00	0,34—0,38
Оливин из дунита II генерации	0,00	0,15
Энстатит II генерации	0,00	0,00
Хром-диопсид (редкие зерна в гарцбургите)	0,43	—
Диопсид из лерцолита	0,30	0,19
Диопсид из жилы, секущей дунит-гарцбургит	0,22	0,03
Диопсид из диаллазитов дунит-диаллагит-габбровой формации	0,00	0,00

жения ее к дуниту, количество хромшпинелида также возрастает, причем увеличиваются размеры его зерен и содержание в них Cr_2O_3 . Параллельно с этим в энстатите возрастает, а в оливине падает до нуля содержание Cr_2O_3 , которое в энстатите из безоливиновых энстатитов равно нулю, в энстатите из гарцбургитов с 50% оливина составляет 0,05%, а в энстатите из гарцбургитов с 80% оливина приближается к 0,8%. Иными словами, очевидно, что переход энстатит—гарцбургит—дунит сопровождается привнесом Cr_2O_3 и возрастанием в породе его содержания. Cr_2O_3 концентрируется вначале в низкохромистой шпинели и энстатите, а затем, по мере исчезновения последнего, высвобождается и, будучи в данной среде элементом малоподвижным, связываясь с избытком железа, образует более высокохромистый хромшпинелид.

Таким образом, становится очевидным, что дунит-гарцбургитовый субстрат является потенциальным носителем хрома: реализация последнего в обособленные концентрации в большой степени определяется масштабом его вытеснения в процессе обогащения субстрата магнием, т. е. масштабом оливинизации, ведущей к формированию дунитов. Основываясь на этом, образования, слагающие данную формацию, мы счита-

см возможным называть хромитоносными. Так как возникающие хромитовые концентрации приурочены к области дунитообразования, то естественно, что именно такие дуниты чаще всего являются непосредственно вмещающими их породами.

Характерной особенностью дунитов II генерации является не только их сравнительная свежесть, но и ничтожное содержание в них хромшпинелида, который, как правило, не образует сколько-нибудь значительных концентраций. В настоящее время можно говорить и о причинности такой их особенности.

Проведенные исследования показали, что в ходе рассмотренных выше процессов смены формаций происходит изменение состава не только породообразующих минералов, но и хромшпинелида, который последовательно, через ряд промежуточных разновидностей, меняется от исходного собственно хромита в дунит-гарцбургитах до хромсодержащей шпинели в диаллагитах. При этом, если в начальной стадии диопсидизации моноклинный пироксен представлен хромшпинелидом с содержанием 0,43% Cr_2O_3 , то по мере усиления процесса количество этого окисла падает до 0,30% в лерцолитах, 0,22% в мелких телах диаллагитов среди дунит-гарцбургитов и до 0,00—0,10% в диопсиде из крупных массивов собственно диаллагитов без реликтов исходного дунит-гарцбургита. Эти данные свидетельствуют о том, что в ходе становления диаллагитовых масс — главных ультраосновных пород дунит-диаллагит-габбровой формации — происходит не только уничтожение рудных концентраций, но и общее рассеяние хрома. Геолого-петрологические исследования показали, что дуниты этой формации возникают в процессе магнезиального метасоматоза диаллагитового субстрата (Москалева, 1960; Латыш, 1961, и др.). Вполне естественно, что в итоге оливинизации такого субстрата, содержащего крайне незначительные количества Cr_2O_3 (0—0,1%), крупные промышленно ценные скопления хромита возникнуть не могут.

Это обстоятельство объясняет бедность дунитов II генерации хромитом и дает право отнести их к потенциально нехромитоносным.

Типы хромитовых месторождений

Выше было показано, что хромитоносными являются породы только дунит-гарцбургитовой формации. В подавляющем большинстве случаев они слагают самостоятельные мас-

сивы (Кракинско-Кемпирсайский тип). Наряду с этим их реликты присутствуют в нижних горизонтах массивов промежуточного типа (Бушвельдский тип).

Месторождения, ассоциирующиеся с породами указанных массивов, столь резко различаются по строению рудных полей, качеству и запасам руд, что среди них можно выделить два типа.

I. Наибольшее количество и главный запас хромитовых руд мира приурочены к массивам собственно дунит-гарцбургитовой формации. Только ей свойственны высокохромистые металлургические руды, хотя наряду с ними встречаются и низкокачественные, пригодные лишь в производстве огнеупоров и химической промышленности. В пределах массивов дунит-гарцбургитовой формации расположено подавляющее большинство хромитовых месторождений мира. В Советском Союзе это месторождения уральских массивов — Кемпирсайского, Хабарнинского, Халиловского, Крака, горы Саранной, все восточноуральские, мелкие месторождения и рудопроявления Чарского пояса Казахстана, Кузнецкого Алатау, Алтае-Саянской области, Тувы, Забайкалья, Дальнего Востока, Украины, Кавказа, а за рубежом — месторождения Турции, Пакистана, Индии, Индонезии, Новой Каледонии, Японии, Австралии, Калифорнии, Аппалач, Колорадо, Аризоны, Кубы, Гаити, Бразилии, Колумбии, Боливии, Абиссинии, Великой Дайки Южной Родезии, Северо-Западной Африки, Балканского полуострова, Финляндии.

Руды этих месторождений залегают в дунитах, гарцбургитах, чаще всего в их переслаивающемся комплексе. Вмещающие их породы часто полностью серпентинизированы.

По форме различаются полосовидные и линзовидные рудные тела, встречающиеся, как правило, совместно.

Полосовидные тела залегают всегда в дунитах и располагаются строго согласно с ориентировкой полосчатости дунит-гарцбургитового комплекса. В том же направлении вытянуты и слагающие их зерна хромшпинелида. Образованы пластовые тела бедно- и убоговкрапленными рудами и по существу представляют собой зоны наибольшего обогащения дунита хромитом. Вследствие этого переход их к дуниту с акцессорным хромшпинелидом самый постепенный. В то время как по направлению к периферическим частям тел происходит разрежение вкрапленности, к центру она, наоборот, сгущается, вследствие чего в центральных частях нередко мелкие скопления густовкрапленных и даже сплошных руд.

По простиранию такие тела постепенно выклиниваются, нередко расщепляясь, а затем на их продолжении появляются новые аналогичные тела и т. д. Размеры тел непостоянны, колеблются от нескольких сантиметров до километров в длину и десятков метров в ширину, что связано с изменением размеров вмещающего дунита. Единичные прослои таких руд не представляют сколько-нибудь значительного промышленного интереса. Однако широкие ареалы их распространения, даже при очень бедновкрапленных рудах, в некоторых случаях составляют ценные месторождения (Албания).

Линзовидные рудные тела располагаются в дунитах, гарцбургитах и переслаиваемом комплексе этих пород. Их ориентировка не связана с простиранием прототектоники, поэтому нередко они занимают секущее положение относительно вмещающих пород. В то же время внутренняя структура тел часто строго согласна с элементами прототектоники вмещающих пород. Контакты линзовидных тел всегда резкие, четкие. Вдоль них и в руде, и в боковой породе обычны зоны расланцевания, зеркала скольжения и т. д.

Сложены линзовидные тела преимущественно густовкрапленными и сплошными рудами с участками средне- и бедновкрапленных. Закономерность в изменении густоты вкрапленности в этих телах отсутствует и часто у контакта расположены зоны наиболее густой вкрапленности. Характерной особенностью рудных тел является их сильнейшая нарушенность — дробление, расланцевание, будинаж и т. п. При этом, чем меньше количество цемента, тем интенсивнее проявлено дробление руды. Вследствие этого наиболее концентрированные руды ряда месторождений Донской группы (СССР), Гюлеман (Турция) и др. превращены в рыхлую сыпучую массу, легко поддающуюся разработке. Раздробленность руд неравномерна и располагается по сетке трещин. С глубиной она обычно не убывает, вследствие чего в Кемпирсайском массиве, например, руда с глубины 1000 м так же рыхла и порошоката, как и на поверхности.

Размеры линзовидных тел колеблются от нескольких сантиметров до 2000 м в длину (Кемпирсайский массив, Великая Дайка Южной Родезии); мощность их до 200—300 м. Единичные линзы редки, преобладают их скопления в виде либо цепочек, либо ступенчато расположенных тел, кулисообразно заходящих друг за друга. И цепочки линз, и их ступенчатые скопления вытянуты в том же направлении, что и слагающие их линзовидные тела. Как правило, с этим направлением

совпадают и простираются зон наибольшего расщепления рудной массы.

В тех случаях, когда породы, вмещающие обе разновидности рудных тел, подвергаются лишь сравнительно слабой серпентинизации, руды, независимо от густоты их вкрапленности, отличаются исключительно высоким качеством и относятся к классу металлургических. Примерами таких месторождений являются Южно-Кемпирсайские, массивов Крака и Халиловского на Урале, некоторые рудопроявления Шорджинской группы на Кавказе, в Кузнецком Алатау, Забайкалье, на Камчатке и о. Карагинском в СССР, а за рубежом — месторождения Великой Дайки в Южной Родезии, Гюлеман в Турции, большинство месторождений Пакистана и некоторые в Албании, Югославии, месторождения Акойе и Палаван в Индонезии и др.

В рудах, лежащих среди интенсивно серпентинизированных дунит-гарцбургитов и серпентинитов, содержание SiO_2 низкое, а FeO * высокое, что снижает их качество и препятствует механическому обогащению. Такие руды используются в промышленности огнеупоров и химической. К этому типу относятся в СССР большинство восточноуральских месторождений, а также рудопроявления Чарского пояса Казахстана, Севано-Акеринского пояса на Кавказе и другие, большинство месторождений Балканского полуострова и все североамериканские.

Наконец, руды месторождений, залегающих в дунит-гарцбургитах близ контакта их с габбро или в области интенсивной хлоритизации, гранитизации и т. д., независимо от густоты их вкрапленности обладают повышенным содержанием Al_2O_3 , вследствие чего не могут быть металлургическим сырьем и пригодны лишь для производства огнеупоров и химических красок (месторождения горы Саранной на Урале, Кото и Лусон на Филиппинах, месторождения Кубы, Норвегии, Финляндии, Индии и др.).

Наиболее значительные по размерам месторождения нередко ассоциируются с наибольшими массивами (месторождения Кемпирсайского массива СССР, Великой Дайки Южной Родезии). Однако известны многочисленные случаи нарушения этой особенности, причины которых рассматриваются ниже.

* Имеется в виду всё Fe, содержащееся в хромшпинелиде и пересчитанное на FeO.

Помимо рассмотренных двух разновидностей, в массивах дунит-гарцбургитовой формации иногда встречаются жильные хромитовые тела. Они ассоциируются с жильными телами энстатитов и дунитов II генерации, секущими полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. Руды таких жил обычно свежи, сложены крупнозернистым идиоморфным хромшпинеллом, с относительно невысоким содержанием Cr_2O_3 (до 30%). Относительно крупные их проявления обнаружены в Халиловском массиве (Полярный Урал) и Войкар-Сыньинском (Полярный Урал). Значительные месторождения этого типа неизвестны.

II. Этот тип месторождений свойствен сложным массивам, совмещающим особенности обеих формаций (Бушвельд, Стиллоутер, возможно массив Китайской платформы).

Как показывает анализ литературных данных (Hess, 1960; Jackson, 1961; Тайер, 1963; Уэйджер и Браун, 1970, и др.), в классических представителях стратиформных комплексов хромититы слагают прослой, залегающие согласно с первичной полосчатостью пород и при мощности 0,4—1,5 м протягивающиеся с некоторыми перерывами на многие километры. По Брауну (1970), в Стиллоутере непрерывная протяженность слоев достигает 48 км. Хромитовые прослой в этих комплексах залегают в зонах полосчатого переслаивания дунитов и гарцбургитов, а также в дунитах, бронзититах, полевошпатовых пироксенитах, габбро и анортозитах. Детальные исследования Джексона (Jackson, 1961) по Стиллоутеру и Брауна (1970) по Бушвельдскому массиву показали, что бронзит, диаллаг и плагиоклаз являются минералами более поздними, вытесняющими и замещающими оливин, цементирующий зерна хромита.

Из этого следует, что первичными породами, вмещающими хромитовое оруденение, и в этих комплексах являются дунит-гарцбургиты, а различные пироксениты, габбро и т. п. представляют собой только продукт изменения первичных материнских пород. При этом, как и в дунит-гарцбургитовой формации, несомненно тяготение наиболее мощных пластов хромитита к крупным прослоям дунита в их полосчатой перемежаемости с гарцбургитами.

Качество хромитовых руд в месторождениях рассматриваемого типа переменено. Наиболее высокое содержание Cr_2O_3 (до 50%) отмечается в хромитах из собственно дунит-гарцбургитов нижних горизонтов «критической» зоны. В более высоких горизонтах этой зоны содержание Cr_2O_3 падает до 40—

42%, а содержание FeO и Al_2O_3 резко возрастает. Наконец, в пределах еще более высоких горизонтов с повышенным содержанием моноклинного пироксена и плагиоклаза содержание Cr_2O_3 резко убывает, Al_2O_3 и FeO возрастает, а собственно хромит постепенно сменяется хромовой шпинелью. Все эти особенности при обычно высокой обогащенности даже высокохромистых разновидностей Al_2O_3 делают хромитовые руды этого типа непригодными для металлургической промышленности. Они используются только в производстве огнеупоров и химических красок.

В Бушвелде хромитоносные горизонты прорываются «трубами» платиноносных дунитов. В этих случаях сосуществуют хромитовое и платиновое оруденения. Помимо главных хромитовых пластов, известны мелкие жилки и гнезда более позднего хромшпинелида, чаще всего представленного хромпикотитом. Эта минерализация промышленного значения не имеет.

В типичных массивах дунит-диаллагит-габбровой формации хромитовая минерализация проявлена очень широко и представлена рассеянной вкрапленностью аксессуарного хромита или хромовой шпинели в дунитах. В отдельных редких участках такая вкрапленность образует сгущения в виде гнезд и коротких прожилков, измеряемых сантиметрами. Такая минерализация промышленного значения не имеет и потому не может рассматриваться как «оруденение». Содержание хрома в хромшпинелиде таких прожилков обычно невысоко (до 30, чаще до 15%), в то же время высоко содержание в них MgO , Al_2O_3 , FeO.

Наиболее значительное из рудопроявлений этого типа было известно на горе Соловьевой и в Крутом Логу (Урал), где оно разрабатывалось в связи с добычей платины. Это «месторождение» представляло собой систему небольших гнезд и прожилков хромита. Изометрические сечения не превышали 30 см в поперечнике, длина прожилков до 2 м, мощность 1—2 см. Хромит, залегавший в платиноносном дуните, представлял интерес, главным образом, с точки зрения его платиноносности. Происхождение рассмотренных хромитовых тел пока еще недостаточно выяснено. Вполне возможно, что в данном случае вскрыт горизонт тела, аналогичного платиноносным трубам Бушвелда. Однако не исключена вероятность и другого их происхождения, а именно — возникновения мелких концентраций, синхронных с платиновыми, а по размерам аналогичных широкоизвестной хромитовой минерализации

платиноносных массивов. Так или иначе, очевидно, что подобные хромитовые проявления самостоятельного практического значения не имеют.

II. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРОМИТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Все месторождения хромита в СССР и подавляющая часть хромитовых месторождений мира расположены в пределах складчатых областей. Промышленно ценные месторождения в СССР концентрируются преимущественно на Урале, причем главная их масса залегает в одном массиве — Кемпирсайском (Южный Урал), меньшая часть приходится на Сарановский массив (Средний Урал). В пределах многочисленных других массивов Урала известно большое количество мелких месторождений и рудопроявлений (например, месторождения массивов Крака, Халиловского, Хабарнинского, Ключевского, Восточно-Тагильского, Алапаевского, Верблюжьегогорского и многих других), которые в настоящее время промышленного значения не имеют.

Случайно ли такое размещение хромитовых месторождений или оно обусловлено геологическими причинами? Могут ли быть обнаружены аналогичные по размерам месторождения и в других регионах, а в пределах Урала — в других структурных зонах и массивах? Для решения этих вопросов, т. е. для оценки потенциальной хромитоносности того или иного региона, необходимо выявить масштаб возможного присутствия в нем масс хромитоносных гипербазитов, к которым относятся породы только дунит-гарцбургитовой формации. С целью выяснения этого автором проведен анализ тектонического положения пород дунит-гарцбургитовой формации в разновозрастных складчатых областях СССР и зарубежных стран, а также детальные геолого-петрологические исследования наиболее представительных, в той или иной степени хромитоносных и нехромитоносных гипербазитовых массивов Урала, изучение которых дает существенный материал для познания геологии хромитовых месторождений. С целью сравнения проанализированы аналогичные данные по другим регионам.

Наиболее хромитоносным регионом мира является Урал. Среди всех известных складчатых областей он выделяется исключительно широким развитием гипербазитов дунит-гарцбургитовой, т. е. хромитоносной, формации. В то же время и в этом регионе наряду с массивами и зонами высокой хроми-

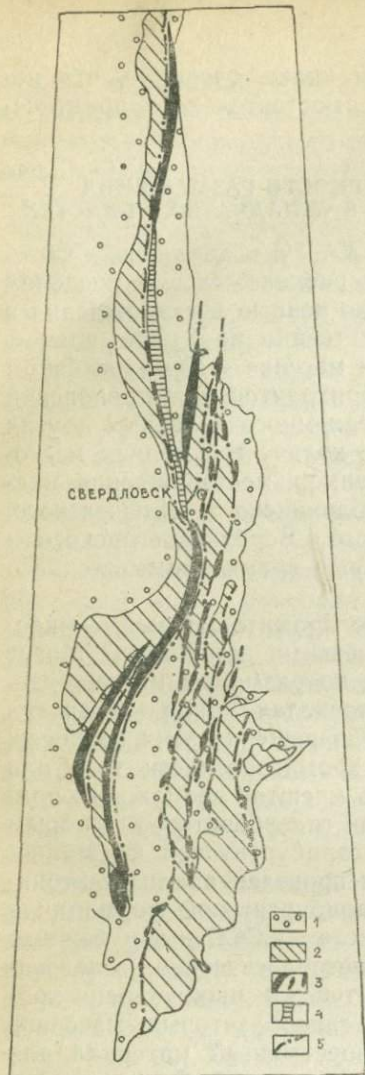


Рис. 1. Схема тектонического положения хромитоносных гипербазитов Урала.

1—области эвгеосинклинали (O—Tr); 2—области средних масс и неглубокого залегания докембрийского фундамента; 3—пояса дунит-гарцбургитовой формации (хромитоносной); 4—пояса дунит-диаллагит-габбровой формации (нехромитоносной); 5—глубинные разломы.

тоносности существуют зоны и массивы, содержащие только мелкие месторождения хромита или лишенные их, т. е. аналогичные зонам развития хромитоносных дунит-гарцбургитов в других складчатых областях.

Учитывая эту особенность Урала, с целью выявления причин такой неравномерности необходимо детально проанализировать тектоническое положение различных хромитоносных гипербазитовых поясов в этом регионе.

Тектоническое положение хромитоносных гипербазитов Урала

В пределах Уральской геосинклинали гипербазиты группируются во «внешние» и «внутренние» пояса, вытянутые субмеридионально, согласно с региональными структурами (рис. 1). Внешние пояса, имеющие региональное протяжение, сложенные крупнейшими массами гипербазитов, разграничивают крупные антиклинории и синклинории; внутренние, состоящие из коротких цепочек мелких тел, расположены в пределах какой-либо одной структуры (синклинория, антиклинория), тяготея в ней к антиклинальным структурам II порядка. Среди внешних поясов с запада на восток выделяются: 1) Западный (Кракинский), проходящий вдоль восточной

границы Зилаирско-Вишерского синклиория с антиклинорием Урал-Тау; 2) Главный (Кемпирсайский), имеющий региональное протяжение и фиксирующий главный Уральский разлом; с востока он отграничивает антиклинорий Урал-Тау от эвгеосинклинальной области Урала (Тагило-Магнитогорский синклиорий); 3) Серовско-Миасско-Кацбахский с рядом частных ветвей, отграничивающий Тагило-Магнитогорский синклиорий от примыкающего с востока Восточно-Уральского антиклинория; 4) Алапаевско-Татищевский, проходящий вдоль восточной границы Восточно-Уральского антиклинория с Брединско-Челябинской геосинклиналью; 5) Наследниково-Бородиновский, приуроченный к разлому, с востока отделяющему Брединско-Челябинскую геосинклиналь от Восточно-Мугоджарской геоантиклинали; 6) Катенинский, отделяющий восточный борт Восточно-Мугоджарской геоантиклинали от Верхне-Тобольской геосинклинали.

Примерами внутренних поясов являются Узынкырский, расположенный в антиклинальном поднятии Магнитогорского синклиория, Салдинский, лежащий внутри Восточно-Уральского поднятия, и др.

ЗАПАДНЫЙ (КРАКИНСКИЙ) ПОЯС

По геофизическим данным, этот пояс залегает в области восточной окраины Русской платформы, рассеченной серией разломов. Наиболее крупные гипербазитовые массивы (Крака, северной части Сакмарского поднятия) обнажены в области интенсивных деформаций земной коры, сопровождающихся расчленением фундамента на две самостоятельные антиклинорные зоны (Урал-Тау и Башкирский антиклинорий), разделенные синклиорным прогибом. В областях слабой разрывной деятельности обнажаются более мелкие массивы. Наиболее крупные, притом слабо деформированные и слабо серпентинизированные гипербазитовые массивы ассоциируются с областями наибольшего воздымания фундамента геосинклинали; в областях погружения последнего гипербазитовые тела мелкие, а слагающие их породы интенсивно дислоцированы и полностью серпентинизированы.

Для массивов пояса типичны: 1) дунит-гарцбургитовый состав при отсутствии заметной диопсидизации, габброизации и т. п.; 2) резкие тектонические контакты с окружающими толщами при наличии обломков гипербазитов в отложениях «уралид» (O_1 и выше); 3) резкая дисгармоничность субширотной прототектоники гипербазитов субмеридиональным струк-

турам рамы региона при полной гармоничности вторичных структур, секущих прототектонику, структурам рамы, региона; 4) бóльшая тектоническая нарушенность и метаморфизм гипербазитов по сравнению с породами окружающих геосинклинальных толщ.

Разрывные нарушения, характеризующие зону разлома, секущего древние толщи, особенно интенсивны в ультраосновных породах, фиксируясь в виде зон дробления, милонитизации, будинажа и т. п. В комплексе с вышеизложенным это свидетельствует о том, что разлом, развитие которого обусловило начало геосинклинального цикла на западном склоне Урала, вскрыл уже сформированные твердые гипербазитовые массы, существовавшие до образования уралид (O—Tr). Обычная ассоциация гипербазитовых масс пояса с породами фундамента, рассечение их глубинным разломом, а также, судя по геофизическим и буровым данным, соединение на глубине отдельных тел и распространение их на значительные глубины позволяют предполагать, что гипербазитовые тела Западного (Кракинского) пояса являются обнаженными частями единой погребенной массы, распространенной не только под уралидами, но и под субстратом, подстилающим уралиды.

ГЛАВНЫЙ (КЕМПИРСАЙСКИЙ) ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

Пояс состоит из непрерывной цепи массивов, лежащих в зоне Главного глубинного разлома Урала. По геофизическим данным, разлом отделяет область неглубокого залегания субстрата Уральской геосинклинали и его выступов (Урал-Тау, Башкирский антиклинорий) от собственно геосинклинали Урала. Будучи четко проявленным на всем протяжении Урала, этот разлом, однако, в разных своих участках вскрывает различные структурные этажи. Наиболее глубокие горизонты (PSt) обнажены им на Полярном и Южном Урале. По направлению к Среднему Уралу отмечается погружение древних структур.

Соответственно этому массивы хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации обнажаются только в областях воздымания древних, доуральских толщ, тогда как в областях погружения последних они постепенно уступают место породам нехромитоносной дунит-диаллагит-габбровой формации. Самые крупные проявления гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации приурочиваются к областям воздымания значительных масс древних толщ, располагаясь в осевых частях сложенных ими антиклинориев (Кемпирсайский, Кокпектин-

ский и др.). Более мелкие, интенсивно дислоцированные и серпентинизированные их массы залегают на стыке антиклинория Урал-Тау на западе и Тагило-Магнитогорского синклинория на востоке.

Наиболее представительным массивом пояса является Кемпирсайский. Так как этот массив вмещает крупнейшие в мире месторождения хромита, необходимо рассмотреть главные особенности его строения. Массив сложен двумя разновозрастными, генетически различными комплексами — дунит-гарцбургитовым, ранним, и дунит-диаллагит-габбровым, более поздним, сформированным после тектонических нарушений и серпентинизации верхних горизонтов первого за счет последовательного метасоматического изменения его пород. Внешние контуры массива, зоны дробления его пород, ориентировка прототектоники вторичного диаллагит-габбрового комплекса субмеридиональны, т. е. конкордантны структурам рамы и регионального плана. Однако элементы прототектоники дунит-гарцбургитов резко несогласны с этим направлением и субширотны, вследствие чего первичный комплекс массива несогласен с окружающей рамой. Контакты массива тектонические, в толщах же, его окружающих, повсеместно встречаются обломки гипербазитов.

Составленные автором разрезы свидетельствуют о распространении гипербазитов за пределами видимых границ массива под образования О, Сп, Рт и ступенчатом погружении поверхности гипербазитовых масс и связанных с ними хромитовых руд к юго-востоку под протерозойскую гнейсово-плагиогранитовую толщу в направлении оси регионального гравитационного максимума. Это предположение в последнее время подтверждено бурением, а также присутствием на продолжении Кемпирсайского массива ряда мелких тел, залегающих в сходной геологической обстановке.

Тектоническими нарушениями гипербазиты рассечены на блоки, смещенные относительно друг друга. Наименее поднятой оказались северная и западная части массива, где вскрыты высокие горизонты дунит-гарцбургитового субстрата, претерпевшие интенсивные тектонические нарушения, сильную, нередко полную серпентинизацию и следующие за ней диопсидизацию, габброизацию. Наиболее поднят блок, составляющий юго-восточную часть массива. Его северная часть, выступающая на поверхность, содержит ряд хромитовых месторождений (Главное рудное поле массива). Южная же, с продолжением тех же рудных масс, ступенчато погружается к югу

под амфиболиты $Сm_1$ и плагиограниты Pt_3 (?), в результате чего рудные залежи этой части опущены относительно обнаженных в Главном рудном поле в целом до 1200 м.

Исследования взаимоотношений гипербазитов с породами различных возрастных групп из окружающих толщ показали, что гипербазиты не только не оказывают контактового воздействия на окружающие их породы, но, напротив, сами сильнейшим образом тектонически нарушены и изменены вторичными процессами, фациальные аналоги которых отсутствуют в непосредственно примыкающих к ним толщах. Возраст флогопита из гипербазитов 404—440 млн. лет (S—D). Но флогопит развивается по амфиболу, который, в свою очередь, является продуктом изменения диаллагитов, секущих дунит-гарцбургиты. Возраст гориблендитов из даек, секущих дуниты, гарцбургиты и диаллагиты, равен 568 млн. лет ($Сm_1$). В ордовикских толщах известны находки хромшпинелидов. Все эти данные свидетельствуют о доордовикском и докембрийском возрасте дунит-гарцбургитового субстрата.

Наиболее нарушены и изменены участки гипербазитового субстрата и его хромитового оруденения, контактирующие с более молодыми образованиями собственно геосинклинального цикла; наименее нарушены и изменены части субстрата, лежащие под доуральской, догеосинклинальной толщей гнейсов и плагиогранитов. Из этого следует, что толща доуралид, подстилающая, как полагают, Уральскую геосинклиналь, явилась экраном, щитом, предохранившим гипербазиты от тех процессов дробления и серпентинизации, которые охватили эти породы в участках, лишенных гнейсово-плагиогранитового покрова и расположенных среди геосинклинальных образований.

Таким образом, гипербазиты Кемпирсайского массива древнее всех окружающих толщ ($Pt-O-S$). Их выход, выступающий в виде Кемпирсайского массива в ядре Урал-Тау, является только частью огромных масс, погребенных под фундаментом Урала. Вскрытая часть гипербазитового субстрата, обнаженная благодаря уничтожению покрывающих и предохраняющих ее толщ докембрия, в твердом состоянии участвовала во всех процессах формирования Уральской геосинклинали, что привело к дроблению масс, отчленению ее отдельных блоков, серпентинизации и т. д.

По геофизическим данным В. И. Сегаловича 1963 г., породы Кемпирсайского массива уходят на глубины не менее 35 км, т. е. на глубины, на уровне которых в данном участке

располагается поверхность Мохоровичича (Деменцкая, 1961). Это позволяет предположить, что рассматриваемый хромитоносный гипербазитовый субстрат, часть которого обнажена в виде Кемпирсайского массива, непосредственно связан с областью верхней мантии Земли. Разные звенья аналогичных соотношений установлены в других массивах пояса — Хабарнинском, Халиловском, 2-й Вагранской дачи, хр. Салатим и др. В Нуралинском массиве резко преобладает область интенсивной диопсидизации дунит-гарцбургитов с образованием лерцолитов и ярко проявленной вторичной полосчатости. В Сакмаро-Миндякском отрезке пояса массивы представлены значительно меньшими по размерам телами, раздробленными, неоднократно серпентинизированными, с отчетливо выраженными плоскостями скольжения, что дает основание сравнивать их с серпентинитовыми массивами зон меланжа, рассмотренными А. В. Пейве (1969).

Материалы, собранные по разным массивам пояса, обнаруживают следующее:

1. В плане тела имеют форму линз, согласных с направлением региональных структур, что породило представление о факолитах. Однако крутые углы наклона плоскостей первичных структур при полной их дисконформности контактам и дисгармоничности по отношению к структурам рамы заставили автора предположить значительную протяженность гипербазитов на глубину и за пределы видимых в плане границ, что позднее для ряда массивов было подтверждено буровыми и геофизическими работами. Крупнейшие массивы южной части пояса образованы гигантскими гипербазитовыми массивами, лежащими *in situ* и уходящими корнями в мантию. В северной и средней частях пояса они слагают узкие вытянутые залежи, также уходящие корнями в мантию (Таврин и др., 1969), но в верхних частях интенсивно и неоднократно раздробленные, со смещением отдельных блоков, меланжем и т. п. и неоднократно сильнейшей серпентинизацией. Полярноуральские массивы, по данным В. Ф. Морковкиной (1967), представляют собой блоки, оторванные от погребенного гипербазитового субстрата.

Первичный субстрат массивов состоит из крутозалегающих, субширотно переслаивающихся полос дунита и гарцбургита. В верхних горизонтах он подвергается диопсидизации, габброизации и другим процессам, вначале протекающим по меридиональным зонам дробления, а затем и более широко. Учитывая это, можно определить уровень глубинности вскры-

тых образований. Так, несомненно, что полярноуральские массивы с широчайшим развитием в них перечисленных процессов представляют собой более высокие горизонты, чем южноуральские, в которых прослеживаются преимущественно начальные стадии этих процессов. По этим же признакам для всего пояса в целом намечается тенденция воздымания более глубоких, собственно хромитоносных дунит-гарцбургитовых горизонтов в полярных областях и погружения их со сменой менее глубинными, лерцолит-диаллагитовыми по направлению к Среднему Уралу. На Среднем Урале, в пределах Главного глубинного разлома, обнажены лишь породы еще более высоких горизонтов — дунит-диаллагит-габбровой формации. По-видимому, в пределах Среднего Урала дунит-гарцбургитовый субстрат пояса имеет наибольшее погружение и потому потенциально хромитоносные массы расположены здесь на наибольшей глубине.

В соприкосновении с уралидами (O—Tr) приходит не расплавленная магма, как утверждают некоторые авторы (Павлов и др., 1968), а многократно нарушенные, деформированные и уже метаморфизованные ультраосновные породы. Чем моложе толщи, окружающие гипербазиты, тем сильнее дислоцированы и серпентинизированы ультраосновные породы. Вследствие этого среди молодых и наименее нарушенных уралид залегает наиболее дислоцированные, многократно нарушенные серпентиниты, а среди более древних пород — наименее нарушенные и серпентинизированные дуниты и гарцбургиты и их хромитовое оруденение.

2. Возраст гипербазитов доуральский и, по-видимому, дорифейский. Однако время их появления среди окружающих толщ более позднее. Судя по наличию обломков гипербазитов в ордовикских и более молодых отложениях, вертикальным или крутым углом падения окружающих толщ от массивов, в течение длительного времени (Pt—Pz) шел непрерывный подъем твердых гипербазитовых масс, по механизму сходный с диапиризмом. В процессе образования позднейшей складчатости происходит отчленение и отрыв чечевицеобразных блоков от твердых гипербазитовых масс. В этом случае внедрение блоков также далеко оторвано по времени от формирования гипербазитов.

3. Тектоническая нарушенность гипербазитов разнотипна, многостадийна и последовательна.

а) Наиболее ранними являются «тотальные» пластические деформации хромшпинелида, оливина и энстатита, способст-

вующие «псевдодвойникованию» и «блокированию» их кристаллов. Известно, что эти нарушения протекают в условиях сложных напряженных состояний при одновременно действующих осевом и гидростатическом давлениях, при длительной нагрузке свыше 500 кг/см^3 (Griggs, Turner, Heard, 1960; Raleigh, 1965, и др.). Наличие таких напряжений в альпинотипных геосинклинальных зонах с отчетливо выраженным односторонним давлением исключается. Деформации рассматриваемого типа не создают незалеченных трещин — путей для серпентинизирующих растворов. В окружающих геосинклинальных образованиях так же, как в диаллагитах, дунитах и энстатитах II генерации, габбро, эклогитах и других породах, возникающих в условиях нижних зон земной коры, этот тип деформаций отсутствует. Следовательно, он свойствен еще более глубинным условиям, чем нижние горизонты земной коры, т. е. подкорovým. Планетарная распространенность этого явления в дунит-гарцбургитах заставляет полагать, что рассматриваемые напряжения вообще специфичны для подкорových областей.

б) Позже деформаций этого типа произошло нарушение сплошности с возникновением в оливине «сетки», в энстатите и хромшпинелиде — неправильных трещин, заполняемых лизардитом. Эти нарушения распространены в гипербазитах повсеместно.

в) Дунит-гарцбургитовый субстрат и его хромитовое оруденение со следами нарушений двух первых типов рассечены линейными субмеридиональными зонами дробления, расщепления и будинажа, расчленяющими массивы на линзы-блоки, нередко смещающиеся в субмеридиональном направлении на тысячи метров. Зоны таких нарушений, имеющие региональные протяжения, под крутыми углами уходят вниз на глубины до нескольких километров (Таврин, 1966). Нарушения этого типа всегда используются серпентинизирующими растворами, способствующими выделению значительных количеств магнетита, что вызывает повышение магнитной восприимчивости пород. Вследствие этого они особенно четко фиксируются магнитной съемкой, при которой обычно принимаются за простирание гипербазитовых поясов; на деле они фиксируют лишь зоны разломов в них. Региональная магнитная аномалия над гипербазитами Кемпирсайского пояса совпадает с зоной Главного Уральского разлома, и, следовательно, она фиксирует не весь дунит-гарцбургитовый субстрат, а только часть его, рассеченную Главным глубинным разломом Урала.

г) Гипербазиты, деформированные в условиях сложных напряженных состояний, рассеченные затем субмеридиональными линейными зонами дробления и мегабудинажа регионального протяжения, позднее были разбиты зонами субширотного и меридионального дробления, полого падающими к центру тел, что способствовало возникновению серии чечевицеобразных тел внутри гипербазитовых массивов. В ряде случаев это способствовало отчленению разрозненных блоков и сдвигу их на сотни метров. Вполне вероятно, что многие гипербазитовые тела, именуемые факолитами, имеют именно такое происхождение.

Охватывая уже ранее нарушенные и серпентинизированные породы, дислокации этого типа открывают путь новой серпентинизации, характеризующейся дальнейшим разуплотнением пород, а также выносом из них FeO и Fe_2O_3 , что приводит к разрушению возникшего ранее магнетита и понижению магнитной восприимчивости породы. Вследствие этого участки широкого развития таких процессов характеризуются полями пониженных значений не только ΔG , но и ΔT , и потому плохо фиксируются при гравиметрической и магнитометрической съемках. Такие нарушения широко проявлены и среди геосинклинальных образований Урала. Иными словами, они специфичны для геосинклинальной стадии существования гипербазитовых масс.

д) Помимо всех перечисленных явлений, в гипербазитовых телах широко развито приконтактовое дробление (макро- и микробудинаж, зеркала скольжения, милонитизация и т. п.), используемое наложенной серпентинизацией. В крупных гипербазитовых телах мощность зон приконтактового дробления измеряется километрами, но центральные части массивов этим процессом не затронуты. В мелких же массивах (Сакмаро-Миндякский участок) все тела гипербазитов сплошь будинированы и как бы представляют собой гигантскую тектоническую брекчию. Здесь нередки явления меланжа.

Таким образом, в истории существования гипербазитовых масс следует выделять не менее двух этапов: 1) догеосинклинальный, характеризующийся интенсивными гидростатическими напряжениями, не снижающими высокую плотность гипербазитового вещества. Этот этап соответствует подкоровой стадии существования гипербазитовых масс; 2) геосинклинальный, характеризующийся существенно разрывными нарушениями гипербазитовых масс. На этом этапе происходит разуплотнение и физическое рассеяние гипербазитового материала.

ла и его эндогенного оруденения. Поэтому поиски хромитовых месторождений следует ориентировать на отыскание поясов гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, наименее переработанных геосинклинальными процессами.

3. Исследования дунит-гарцбургитов Кемпирсайского пояса позволяют установить ряд особенностей их метаморфических преобразований. К числу последних автор считает возможным отнести все изменения дунит-гарцбургитового субстрата, приведшие к существенному преобразованию его состава: серпентинизацию, флогопитизацию, оталькование, диопсидизацию, амфиболлизацию, фельдшпатизацию.

Наиболее широко развита *серпентинизация*. Этот тип метаморфизма, соответствующий зеленосланцевой фации (Коржинский, 1955), изофациален региональному геосинклинальному метаморфизму, который на Урале особенно ярко проявлен в уралидах (Минкин, 1969). Иными словами, серпентинизацию можно рассматривать как форму геосинклинального регионального метаморфизма, охватившего гипербазиты. Этот процесс протекает по зонам дробления, и его интенсивность прямо пропорциональна степени раздробленности породы. Так как наиболее раздроблены гипербазиты, лежащие среди самых молодых образований — уралид, менее — среди доуралид и крайне слабо — под покровом доуралид, то соответственно и серпентинизация наиболее интенсивна в гипербазитах, лежащих среди самых молодых образований. Гипербазиты же, лежащие под доуралидами, серпентинизированы крайне слабо. Из этого следует, что, по-видимому, доуралиды, покрывающие дунит-гарцбургитовый субстрат, являются своего рода щитом, предохраняющим последний не только от дробления, но и от проявлений геосинклинальных процессов регионального метаморфизма. Так, для гипербазитов, предохраненных гнейсо-плагногранитовым покровом, типичны лишь петли лизардита, наименее водосодержащего серпентина, который возникает при ничтожном выносе MgO , FeO , SiO_2 . Плотность таких гипербазитов близка $2,9 \text{ г/см}^3$. Гипербазиты, контактирующие с кембрийскими толщами, более раздроблены и серпентинизированы. Для них характерно присутствие антигорита, хризотила — более водосодержащих серпентинов, возникающих в условиях заметного выноса из пород и руд Cr_2O_3 , MgO , FeO , SiO_2 . Плотность пород этого типа понижается до $2,6-2,8 \text{ г/см}^3$. Более трещиноватые гипербазиты, лежащие среди ордовикских толщ, серпентинизированы до 100% и более, а серпентины этой группы представлены хризо-

тилом, антигоритом, прожилками хризотил-асбеста. Здесь отчетлив вынос Cr_2O_3 , MgO , FeO , SiO_2 , значительно увеличение H_2O . Средняя плотность пород этой группы 2,5—2,6 г/см³. Гипербазиты, лежащие среди силурийских и девонских образований, несут следы неодиократных повторных серпентинизаций с дальнейшим привнесом H_2O , выносом из пород и руд Cr_2O_3 , MgO , FeO , SiO_2 и разуплотнением до 2,4 г/см³.

Таким образом, в ходе геосинклинальной эволюции гипербазитового вещества происходит не только чисто механическое нарастание степени серпентинизации и разуплотнение породы, но и заметное изменение химизма эдуктов и продуктов метаморфизма, которое заключается в последовательном обогащении ультраосновных пород водой и обеднении их и связанных с ними хромитовых руд такими глубинными компонентами, как Mg , Cr и Fe , составляющими главную сущность гипербазита. Следовательно, геосинклинальная стадия существования гипербазитового вещества и связанного с ним хромитового оруденения определяется приспособлением его к низкотемпературным условиям зон пониженных давлений и высокой обводненности, характеризующих геосинклинальный режим. Физически этот процесс способствует превращению наиплотнейших пород, подстилающих земную кору, в разуплотненные образования верхних горизонтов литосферы.

Флогопитизация и оталькование, в рассматриваемом поясе проявленные незначительно, охватывают серпентинизированные ранее гипербазиты в области их соприкосновения с плагногранитами синхронно с процессом серицитизации плагногранитов.

Диопсидизация, габброизация (амфиболизация, гранатизация, фельдшпатизация) и гранитизация, сопровождающиеся локальными проявлениями вторичной оливинизации и энстатитизации, охватывают гипербазиты всего пояса и потому могут рассматриваться как явление регионального или еще более широкого масштаба. В итоге происходит переход дунит-гарцбургитового субстрата последовательно в диаллагиты, эклогиты, горнблендиты, габбро, анортозиты (здесь крайне редкие), плагнограниты. Каждый из этих процессов развивается по нарушенным и серпентинизированным гипербазитам дунит-гарцбургитового субстрата, подвергшегося геосинклинальной переработке.

Проведенный анализ показывает, что геосинклинальный процесс, в который были вовлечены твердые массы гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, способствовал не

только физическому, но и химическому рассеянию и разубоживанию как самого гипербазитового вещества, так и его эндогенного оруденения. Поэтому очевидно, что наиболее перспективными участками на сохранение эндогенного хромитового оруденения являются такие гипербазитовые массы, которые при прочих равных условиях располагаются в областях наименьшего развития геосинклинальных процессов. В пределах Кемпирсайского пояса Урала к таким участкам относятся области воздымания древних толщ на Южном и Полярном Урале.

ВОСТОЧНОУРАЛЬСКИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА

Эти пояса расположены в пределах собственно эвгеосинклинальной зоны Урала и отграничивают поднятия, сложенные доуралидами, от геосинклиналей, заполненных собственно уралидами. В отличие от Кемпирсайского пояса здесь массивы образуют ряд ветвей, окаймляющих блоки древних пород, что в целом и создает пояса. Ветви, окаймляющие не крупные блоки, состоят из мелких, интенсивно нарушенных и серпентинизированных масс. По краям крупных, нерасчлененных масс доуралид, тяготеющих к Среднему Уралу, расположены и более крупные, менее нарушенные и серпентинизированные массивы гипербазитов. К югу размер массивов уменьшается, типична их группировка в серии мелких сближенных тел.

Состав массивов преимущественно дунит-гарцбургитовый, но близ крупных выходов гранитовых комплексов (преимущественно на Среднем Урале) в гипербазитах сильно проявлены диопсидизация, с появлением лерзолитов и диаллагитов, и габброизация, с возникновением габбро, связанных переходами через габбро-диориты с гранитами. В этих случаях контакт массивов постепенный и граниты отчетливо моложе гипербазитов. В тех же случаях, когда с окружающими толщами любого состава граничат собственно дунит-гарцбургиты, вдоль контакта типичны зоны дробления, милонитизации, будинажа, что свидетельствует о его тектоническом характере. Иногда этот процесс затушеван наложенными окремнением, лиственитизацией и т. д.

Массивы обнаруживают признаки интенсивных тектонических нарушений, обуславливающих их блоковое строение, при котором массивные ядра относительно слабо нарушенных и серпентинизированных гипербазитов облекаются раздроб-

ленными и полностью неоднократно серпентинизированными гипербазитами. В таких участках локализуются месторождения хризотил-асбеста.

Возраст гипербазитов восточноуральских поясов обычно ставится в зависимость от возраста окружающих толщ, по мнению многих авторов, прорываемых гипербазитами. Однако присутствие гальки гипербазитов в базальных конгломератах окружающих толщ, залегание неоднократно раздробленных и серпентинизированных гипербазитов среди крайне слабо дислоцированных и метаморфизованных уралит при наличии отчетливых тектонических контактов с полной определенностью свидетельствуют о более древнем возрасте гипербазитов относительно собственно уралит и тектоническом способе их внедрения в последние. Более молодой возраст гранитов еще более очевиден и установлен многими авторами.

По геофизическим данным (Соболев, 1969), гипербазиты уходят на глубину, соединяясь с подкоровым слоем.

Постепенный переход дунит-гарцбургитов через диаллагиты и габбро к более молодым гранитоидам срединных масс дает основание предполагать, что, по-видимому, в восточноуральских поясах, как и в Кемпирсайском, гранито-гнейсовый комплекс является «крышей» гипербазитов. Однако в отличие от Кемпирсайского пояса наибольшее развитие он имеет на Среднем Урале.

Внутренние пояса Урала делятся на два подтипа: а) расположенные внутри мегасинклинириев и б) расположенные в пределах мегаантиклинириев.

Представителем поясов первого подтипа является короткий Узынкырский, состоящий из серии мелких (400—500 м) узких неглубоких тел субмеридионального простирания. Тела пояса приурочены к области резко уменьшающейся мощности среднепалеозойских толщ Магнитогорского синклиниория и воздымания нижнепалеозойского фундамента.

Ультраосновные породы пояса несут на себе следы интенсивной раздробленности и рассланцевания и обладают отчетливо выраженными тектоническими контактами. Метаморфизм гипербазитов в общем изофациален зеленокаменному метаморфизму непосредственно окружающих их нижнепалеозойских толщ, но значительно более интенсивен, чем в расположенных здесь же среднепалеозойских образованиях. В гипербазитах метаморфизм проявлен не только в неоднократно полной серпентинизации, приводящей к исчезновению реликтов всех первичных минералов, в том числе хромшпинели-

да и вторичных (таких, как магнетит), но и в более поздних хлоритизации и отальковании. Последний процесс способствует появлению залежей талька (Безруков, 1962).

Приуроченность мелких раздробленных тел гипербазитов к воздымающимся участкам древних толщ, многократная разнонаправленная раздробленность серпентинизированных гипербазитов, многоактный разнофациальный их метаморфизм заставляют полагать, что мелкие гипербазитовые тела рассматриваемого типа, ограниченные тектоническими контактами, являются реликтами масс, претерпевших длительную геологическую эволюцию, чем и объясняется отсутствие среди них хромитового оруденения.

Типичными представителями второго подтипа являются пояса, расположенные внутри геантиклинальных структур Урала. Салдинский пояс, залегающий в Исетско-Салдинской геантиклинали, состоит из серии мелких неглубоких тел с отчетливыми тектоническими контактами. Его гипербазиты, заключенные в толщах, подвергшихся слабой гранитизации, представлены неоднократно раздробленными, сильнейшим образом рассланцованными серпентинитами с наложенными на них оталькованием, лиственизацией и другими процессами, связанными с воздействием на гипербазиты гранитондных эманаций. Таким образом, и здесь явления последнего метаморфизма гипербазитов изофациальны изменениям, проявленным в окружающих их толщах. Многократные преобразования гипербазитов (несколько стадий серпентинизации, лиственизация, оталькование и др.) способствуют изменению состава и полному исчезновению всех первичных минералов, в том числе и рудных, вследствие чего тела этого пояса стерильны относительно хромитового оруденения.

Многочисленные мелкие гипербазитовые тела, размером от десятков до первых сотен метров, реже более 1 км, составляющие не столько пояса, сколько скорее «рои» гипербазитовых массивов, известны в пределах Ильменогорско-Сысертской, Камышловско-Кваркенской, Восточно-Мугоджарской геантиклиналей. В этих структурах различаются две разновидности гипербазитов. Первая залегает в сланцевых толщах, близ выходов гнейсо-гранитов. В этом случае гипербазиты, предварительно претерпевшие неоднократную полную серпентинизацию, подвергаются оталькованию. С ними связаны месторождения талька (Безруков, 1962; Меренков, Хмара, 1969, и др.). Вторая разновидность залегает среди доуралид ($Pt-Cm_1$), претерпевших метаморфизм гранулитовой и низов

амфиболитовой фаций (гнейсо-гранитов, амфиболитов, эклогитов и т. п.). В этом случае гипербазиты испытывают изофациальные изменения, перекристаллизацию и превращение во вторичные оливин-энстатитовые, энстатитовые, энстатит-антофиллитовые породы, с которыми связаны месторождения антофиллит-асбеста (Меренков, Хмара, 1969). Все первичные минералы гипербазитов, в том числе рудные, в этом случае также уничтожаются, чем и объясняется отсутствие среди них хромитовых залежей.

Таким образом, гипербазитовые тела внутренних поясов Урала представляют собой реликты сильно измененных, неоднократно перекристаллизованных первичных гипербазитовых масс, претерпевших длительную геологическую эволюцию. Ультраосновные породы, их слагающие, испытали не только неоднократную серпентинизацию, но и поздние метаморфические воздействия, охватывавшие толщи, непосредственно окружавшие гипербазитовые тела. Фация и степень таких преобразований в разных участках и зонах оказались различными, вследствие чего продукты изменений различаются по своему составу. В процессе таких многоактных преобразований хромитовое оруденение оказалось уничтоженным, поэтому внутренние пояса Урала в отличие от внешних на хромитовое оруденение бесперспективны.

* * *

Изложенный материал свидетельствует о том, что гипербазиты разных поясов дунит-гарцбургитовой формации Урала были сформированы в догеосинклинальный период, но в последующие эпохи развития региона претерпели различную эволюцию, что отразилось на степени сохранности их эндогенного оруденения — хромита. По интенсивности и масштабу проявления этих процессов, а также по составу обнаженных горизонтов пояса неравноценны. Наиболее протяженным является Кемпирсайский, протягивающийся вдоль всего Урала и отделяющий Уральскую эвгеосинклинали от ее западного обрамления. На своем протяжении разлом вскрывает разные глубинные горизонты. На Южном и Полярном Урале им обнажены самые глубокие для Урала собственно хромитоносные горизонты подкорового слоя (дунит-гарцбургитовая формация), по направлению к Среднему Уралу сменяющиеся все более высокими уровнями (лерцолиты). На Среднем Урале

вскрыты наиболее высокие промышленно нехромитоносные горизонты, сложенные породами дунит-диаллагит-габбровой формации.

К западу от Урал-Тау расположен Западный (Кракинский) гипербазитовый пояс, лежащий как бы симметрично Кемпирсайскому, но не имеющий регионального протяжения. По геофизическим и буровым данным намечается соединение этого пояса на юге с Кемпирсайским (Таврин, 1966).

Восточноуральские пояса дунит-гарцбургитовой формации вскрываются разломами, которые окаймляют антиклинории, сложенные доуралидами. В истории геолого-тектонического развития Урала эти районы играли роль срединных масс (Пронин, 1965; Соболев, 1968). Между слагающими антиклинории гранитами и окаймляющими их дунит-гарцбургитами обнаруживаются звенья переходной зоны в виде тех или иных пород дунит-диаллагит-габбровой формации, секущих дунит-гарцбургитовый комплекс. Это дает право полагать, что и в восточноуральских поясах, как и в Кемпирсайском поясе, плагиограниты являются одним из конечных продуктов глубинного преобразования дунит-гарцбургитового субстрата и, следовательно, лежат в разрезе выше гипербазитов. В таком случае обычная приуроченность гипербазитовых поясов к областям выходов плагиогранитов не случайна и, по-видимому, обусловлена общностью их соотношений с уралидами. В свете этого, гипербазитовые пояса, окаймляющие срединные массы эвгеосинклинальной зоны Урала, могут рассматриваться как составные части таких срединных масс, слагающие их более глубокие горизонты. С этих позиций хорошо объясняется многократная тектоническая нарушенность и метаморфизованность гипербазитов, отсутствующие в примыкающих к ним образованиях уралид. Анализ широтных разрезов через Урал показал следующее:

Южный Урал (широта массива Крака). Антиклинорные зоны сложены доуралидами (граниты, гнейсы, метаморфические толщи протерозоя). По геологическим данным, мощность этих образований, отождествляемых с «гранитным слоем», равна 6—8 км, по геофизическим (Николаевский, Тюрин, 1963) данным, в области Урал-Тау — 20 км, а в Восточно-Уральском антиклинории — 18 км.

Синклинорные участки заполнены образованиями «базальтового слоя», на которых лежат осадочно-вулканогенные толщи уралид. На границе этих двух структур обнажены гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, массы которых

круто расширяются книзу. Контакты гипербазитов с уралидами, заполняющими синклиории, всегда тектонические. С образованиями же антиклинорных структур соотношения многообразны. В тех случаях, когда между гранитоидами и гипербазитами расположена промежуточная зона диаллагито-габбровых пород с серией постепенных переходов, тектоническая нарушенность гипербазитов не имеет четкой локализации. В тех же случаях, более частых, когда контакт гипербазитов с гранитоидами непосредственный, отчетлива приконтактовая нарушенность и серпентинизация гипербазитов и тектоническая нарушенность плагиогранитов. Такие соотношения приводят к выводу, что, по-видимому, непосредственный контакт гипербазитов с гранитами тектонический, граниты надвинуты на гипербазиты, а промежуточный слой (диаллагито-габбровый) уничтожен. Если этот вывод справедлив, то под гранитоидными толщами антиклинориев располагаются гипербазитовые массы, интенсивно нарушенные и серпентинизированные, т. е. разуплотненные. В таком случае находит объяснение расхождение в оценке мощности «гранитного слоя» по геологическим и геофизическим данным. В свете сказанного антиклинорные поднятия на Южном Урале следует рассматривать как горстовые выступы хромитоносных подкоровых масс, на которые налегают поднятые и разорванные в своей сплошности образования фундамента Уральской геосинклинали. Соответственно этому прогибы выступают как участки грабеновых — рифтовых впадин между перидотитовыми выступами, дно которых выполнено образованиями, покрывающими перидотитовый слой, т. е. нехромитоносным «базальтовым слоем». Судя по характеру пород, развивающихся в верхах тектонически нарушенного дунит-гарцбургитового субстрата, эти образования соответствуют породам диаллагит-габбровой формации Урала с преобладанием в ней габбро.

Средний Урал. По геологическому строению этот район принципиально отличается от Южного Урала. Наиболее широко развиты в нем гранитоидные толщи, представленные преимущественно гнейсами и огнейсованными амфиболитами с реликтовыми телами габбро и амфиболитов. Иными словами, данный район представляет собой область интенсивного проявления гранитизации основных пород с широким развитием исходного субстрата. По-видимому, именно эта особенность является причиной того, что глубинные массы этого участка обладают скоростями, аномально высокими для «гра-

нитового слоя» и более типичными для «базальтового» (7,7 км/сек). Сочетание этих особенностей приводит к представлению о том, что собственно «гранитовый слой» данного участка имеет ничтожную мощность и представлен своим нижним горизонтом — переходным от «базальтового», реликты которого в нем присутствуют. Поэтому естественно ожидать расположение здесь на глубине «базальтового слоя» и малую вероятность гипербазитового, т. е. малую вероятность присутствия хромитоносных горизонтов.

Северный Урал. Разрез проходит через массивы дунит-диаллагит-габбровой формации, последовательно с запада на восток рассекая габбро, диориты, плагиограниты (или сиениты), а затем эффузивы Тагильского синклинория. На востоке породы синклинория вновь граничат с образованиями, аналогичными по составу породам восточных районов диаллагит-габбровой формации. Восточнее расположены гранитоидные массивы антиклинория, по краям окаймленные гипербазитовыми массивами Серовско-Кацбахского (с запада) и Алапаевско-Татищевского (с востока) поясов, отделенных от гранитоидов зоной переходных пород дунит-диаллагит-габбровой формации. Над антиклинорием, на поверхности, сложеной гнейсо-гранитовым комплексом с максимальной плотностью 2,6—2,65 г/см³, наблюдается необъяснимая для этих пород значительная гравиметровая аномалия. Учитывая вышесказанное, автор считает возможным принять мнение А. Н. Тимофеева (1963) о малой мощности здесь гранитовых образований, сменяющихся на глубине габброидными, т. е. очевидно, что строение этого участка сходно со строением среднеуральского. Аналогичные соотношения наблюдаются и восточнее.

Таким образом, данный разрез характеризуется расположением на глубине значительных масс основных пород, что свидетельствует об увеличении здесь мощности «базальтового слоя». В восточных частях разреза намечаются выступы хромитоносных гипербазитовых масс, обнаженные в виде Серовско-Кацбахского, Алапаевско-Брединского и других поясов, которые, судя по геофизическим данным, уходят корнями в подкоровые глубины (Соболев, 1968). В этой части Урала особенно резко проступает его блоковое строение. В западной части несомненно более глубокое залегание «подкорового слоя» и развитие мощного «базальтового слоя», в своих верхних горизонтах переходящего в низы «гранитового»; восточнее, в зонах нарушения сплошности «базальтового слоя» отмечаются выступы «подкоровых» масс.

Сравнение рассмотренных разрезов обнаруживает их разнотипность. Самый южный из них характеризуется наличием грабенообразных выступов подкорových масс с полным исчезновением в таких участках покрывающих их пород дунит-диаллагит-габбровой формации («базальтовый слой»). Остатки этого слоя сохранились лишь в грабеновых долинах между горстовыми выступами, т. е. в синклинорных структурах. По мнению А. А. Пронина (1965), развитие этих структур определялось рифтовым обрушением фундамента Уральской геосинклинали. В антиклинорных выступах гипербазиты тектонически граничат преимущественно с гранитоидами, а промежуточные породы дунит-диаллагит-габбровой формации либо отсутствуют, либо развиты крайне незначительно. Эти факты заставляют полагать, что, помимо вертикальных, Южный Урал испытывал мощные горизонтальные движения, уничтожившие базальтовый покров поднятых участков подкорových масс и надвинувшие на них горизонт более высоких гранитоидов. К северу амплитуда глубинных дислокаций, по-видимому, уменьшается и к Среднему Уралу затухает. Вследствие этого здесь подкоровой слой расположен ровным глубинным фронтом, сменяющимся кверху последовательно «базальтовым» и низами «гранитового», обнаженного в виде гнейсовых и гранитовых комплексов Среднего Урала. Еще севернее вновь прослеживаются рифтовые обрушения кровли, однако амплитуда их переменна. В долготном разрезе намечается крайне постепенное воздымание «подкорового» и «базальтового слоев» с реликтами покрывающих гранитоидов, а в широтном отмечается чередование «базальтоидных» и перидотитовых блоков, причем, в отличие от Южного Урала, верхние части «базальтоидных» поднятий покрыты образованиями нижних горизонтов «гранитового слоя».

Таким образом, фемический характер Уральской геосинклинали не случаен и определяется близостью подкорových масс, отдельные выступы которых, поднятые непосредственно к дневной поверхности, обнажены в виде хромитоносных поясов гипербазитов. Выступы слагают глубинные части антиклинорных структур Урала, верхние горизонты которых в истории геосинклинали развития Урала играли роль срединных масс (Пронин, 1965; Соболев, 1968).

Древний возраст хромитоносных гипербазитов относительно образований не только Уральской геосинклинали, но и разлома, обусловившего ее становление и специфику структуры, приуроченность главных разломов к выступам подкорových

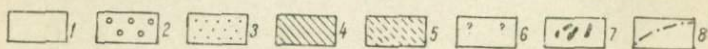
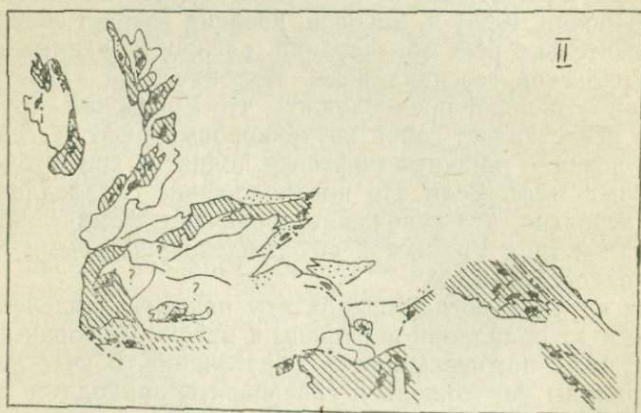
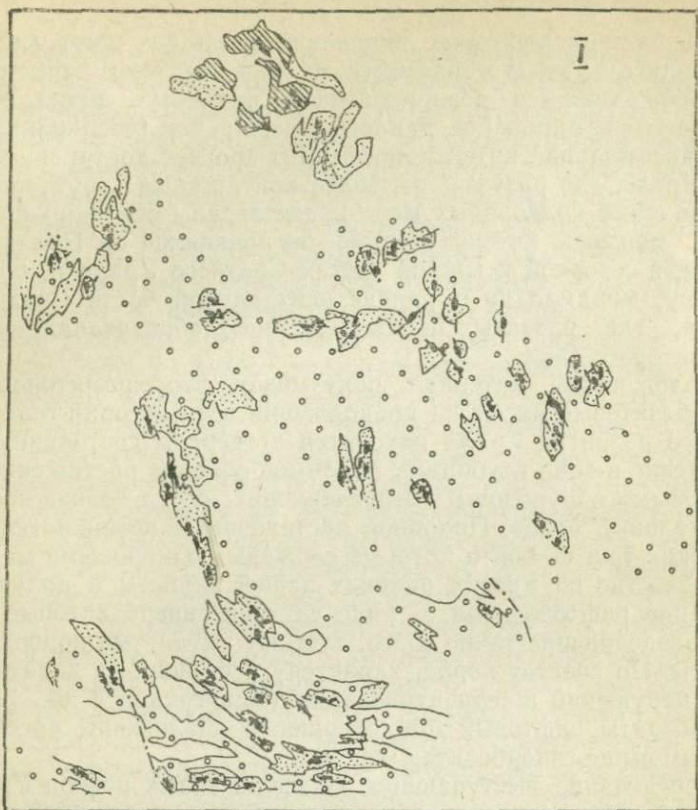
масс и наличие рифтовых обрушений вдоль них дают основание полагать, что, по-видимому, именно подъемом этих масс, сопровождавшимся возникновением рифтовых долин, обусловлено формирование данного региона как геосинклинали.

Максимальной интенсивности этот процесс достиг на Южном Урале, где развиты наиболее контрастные структуры, а производные подкоровых масс представлены особенно широко. С меньшей интенсивностью он проявился на Полярном Урале, в северной и южной частях Среднего Урала и, по-видимому, минимально в районе центральной части Среднего Урала, где развиты преимущественно образования низов «гранитового слоя».

Изложенный материал показывает, что хромитоносные гипербазитовые массы на продолжении всей истории геологического развития Урала находятся в твердом состоянии. Их появление в зоне глубинных разломов обязано растяжению и рифтовым обрушениям вышележащих слоев, обнаживших «подкоровый слой». Подобное растяжение с возникновением глубоких трогов, борта которых сложены подкоровыми масса-ми, известно во многих районах нашей планеты и получило название рифтовых зон. В ряде случаев гипербазитовые пояса, разделяющие такие трог, слагают вытянутые подводные хребты. По составу пород, характеру и степени их динамических нарушений и серпентинизации (Виноградов и др., 1969) гипербазиты рифтовых зон совершенно аналогичны рассмотренным выше гипербазитам Урала.

Чередование выступающих гипербазитовых поясов Урала с троговыми долинами, образующими его мегасинклинали, бесспорные доказательства рифтового происхождения таких долин (Пронин, 1965) и, наконец, древний возраст гипербазитов относительно всех образований, распространенных в пределах Уральской геосинклинали, тектонический характер их контактов позволяют предположить, что Уральская структура в целом представляет собой внутрикоровый рифт, а гипербазитовые пояса — типичные рифтовые поднятия хромитоносных подкоровых масс. Если это предположение справедливо, то вполне вероятно, что заложение первичных фемических геосинклиналей типа Уральской обусловлено рифтовыми поднятиями подкоровых масс.

В тех случаях, когда гипербазиты покрыты вышележащими слоями доуралид, они нарушены и метаморфизованы в той же мере, что и покрывающие их образования. В участках же, где доуралиды уничтожены и гипербазиты приходят в сопри-



косновение с уралами, гипербазиты несут на себе следы интенсивных тектонических нарушений и регионального метаморфизма. Каждая складчатость способствовала очередному дроблению гипербазитовых масс и их хромитовых залежей. Зоны дробления подвергались особенно интенсивному низкотемпературному метаморфизму преимущественно зеленосланцевой фации (серпентинизация). Вследствие этого гипербазиты и хромитовые руды, лежащие среди более молодых образований, нарушены и серпентинизированы значительно интенсивнее тех их участков, которые обнажены в срезам древних пород.

На примере Урала выявляется, что интенсивная тектоническая нарушенность и серпентинизация хромитоносных гипербазитов являются следствием вовлечения их в сферу геосинклинального процесса или, иными словами, отражением геосинклинального состояния хромитоносного гипербазитового вещества.

В ходе геосинклинального процесса его выступающие части разбиваются на блоки и в дальнейшей геологической истории региона имеют характер срединных масс. Каждая складчатость способствует новому дроблению твердых гипербазитовых масс, уменьшению размеров отторгнутых блоков, их разрыхлению и обводнению. На этом основании геосинклинальный процесс применительно к подкоровым хромитоносным массам следует рассматривать как процесс физического рассеяния и уничтожения наиплотнейшего глубинного материала, в том числе рудного.

С целью сравнения рассматриваются гипербазитовые пояса некоторых других складчатых областей.

Тектоническое положение хромитоносных гипербазитов других регионов

КАЗАХСТАН

В Казахстане размещение гипербазитовых поясов повторяет генеральный план размещения главнейших разломов (рис. 2, I). Последние имеют почти концентрическое распо-

Рис. 2. Схема тектонического положения хромитоносных гипербазитов Казахстана (I) и Алтае-Саянской области (II).

1—покров мезозойских и кайнозойских отложений; 2—области герцинских эвгеосинклиналей; 3—области каледонских эвгеосинклиналей; 4—срединные массы; 5—области интрагеоантисинклиналей в раннем и начале среднего кембрия; 6—области неясного строения в раннем и начале среднего кембрия; 7—пояса дунит-гарцбургитовой формации (хромитоносной); 8—глубинные разломы.

женне, как бы повторяя границы области герцинской складчатости, которая в каледонскую эпоху представляла собой срединный массив докаледонского возраста. Подавляющее большинство гипербазитовых поясов этого региона приурочено к областям развития каледонской складчатости, значительно меньше их в областях герцинской складчатости, где сами пояса и слагающие их массивы мельче, а степень измененности гипербазитов больше. Структурно гипербазитовые пояса Казахстана приурочены к границам антиклинорий, в ядрах которых расположены выходы более древних складчатостей.

Древние блоки Казахстана значительно меньше уральских; тяготеющие к ним гипербазитовые тела также значительно меньше (квадратные километры — десятки квадратных километров). Учитывая неоднократное интенсивное дробление слагающих их гипербазитов, полную неоднократную их серпентинизацию, нередко с последующей лиственитизацией и т. п., обычные тектонические контакты тел, можно заключить, что тела гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Казахстана представляют собой реликты оторванных и перемещенных во время образования складчатости блоков, т. е. образования, сходные с массивами внутренних и наиболее «молодых» поясов Урала.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Алтае-Саянской области (рис. 2, II), по мнению Г. В. Пинуса (1965), выделяется несколько типов глубинных разломов, к которым приурочены гипербазиты этой формации.

1. Глубинные разломы, расположенные на границе геосинклинальной области со срединными массивами. Последние отторгнуты от более древних складчатых сооружений, обрамляющих геосинклинальную область. К разломам этого типа приурочены Южно-Тувинский гипербазитовый пояс Тувы и Дзавханский пояс Монголии.

2. Глубинные разломы, расположенные во внутренних частях геосинклинальных областей, вдали от срединных масс и границ более древних складчатых структур, на границе глубоких геосинклинальных прогибов и смежных с ними геосинклинальных поднятий. К разломам этого типа приурочены Каахемский пояс Восточной Тувы, а в сопредельных Юго-Западном Прибайкалье и Северо-Западной Монголии — Джиндинский и Цаган-Шибитинский гипербазитовые пояса.

3. Глубинные разломы, разделяющие разновозрастные складчатые зоны, например древнекаледонские (салаирские) и собственно каледонские. К ним относятся северная и южная ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса, Толбунурский разлом Северо-Западной Монголии; Теректинский и Восточно-Алтайский пояса Горного Алтая.

4. «Сквозные» разломы, проникающие из геосинклинальных зон в более древние жесткие, ранее консолидированные системы. К ним относятся Ийско-Тагульский и Красноярский гипербазитовые пояса Восточного Саяна.

Таким образом, в этом регионе структурная позиция серпентинитовых поясов последних двух типов сходна с позицией внутренних поясов Урала, и лишь пояса первого и отчасти второго типов близки по своему положению к внешним, восточноуральским поясам, что сопровождается соответствующими чертами сходства в размерах тел, степени их раздробленности, метаморфизма и т. д.

В Альпийско-Гималайской складчатой области, протягивающейся через всю Южную Европу и Азию, частично — западную Африку, также широко развиты пояса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Однако месторождения хромита среди них известны лишь в трех узлах, которые целесообразно рассматривать как хромитоносные рудные провинции — Южно-Азиатскую (турецко-пакистанская ветвь), Кавказскую и Балканскую.

Южно-Азиатская хромитоносная провинция расположена в пределах Иранского складчатого пояса, граничащего на юге с Аравийской плитой. Гипербазитовые пояса состоят из цепочек линзовидных тел, окаймляющих выступы допалеозойских и палеозойских блоков. Соответственно простираению главнейших разломов, идущих вдоль границ древних выходов, в Турции пояса и слагающие их массивы вытянуты субшироко на северо-запад (van Kaaden, 1959), а в Пакистане — на северо-восток (Bilgrami, 1964). Общая протяженность турецких поясов превышает 120 км, ширина их от 3 до 30 км, вертикальная мощность гипербазитовых тел не менее 2,5 км (van Kaaden, 1959). Ван Кааден для турецких месторождений и С. А. Билграми для пакистанских считают необходимым подчеркнуть, что вмещающие их гипербазиты обладают тектоническими контактами с окружающими толщами и серией нарушений расчленены на блоки, смещенные относительно друг друга по вертикали до 1000 м. По мнению А. Хельке (Helke, 1962), гипербазиты этих поясов представляют собой не интруз-

зни расплавленной магмы, а диапировые внедрения твердых масс.

На Кавказе, по данным Э. А. Морозовой 1969 г., гипербазитовые пояса приурочены только к зонам, прошедшим стадию глубоководного эвгеосинклинального прогиба.

Большая часть гипербазитовых поясов приурочена к глубинным разломам, обусловившим становление и развитие геосинклинали Кавказа. Среди последних выделяются два типа: а) разломы, не испытывавшие многократного обновления, возобновления подвижек и т. д. (Срединный глубинный разлом Большого Кавказа, Мровдагский и Лачин-Башлыбельский на Малом Кавказе). В их зонах обнажены наиболее крупные для Кавказа гипербазитовые массы, представленные в области Срединного разлома Большого Кавказа Малкинским, Беденским, Бескесским и другими массивами, в области Мровдагского и Лачин-Башлыбельского разломов — Севано-Амассийским поясом; б) разломы, испытывавшие многократное обновление на последующих геосинклинальных этапах. Примером их является Пшекши-Тырныузский глубинный разлом. В зоне его развития гипербазиты сохранились в виде мелких тектонических клиньев в полосах разрывов и зажаты между клино- или блокообразными участками пород разного возраста, соприкасающимися по тектоническим контактам.

Меньшая часть гипербазитов приурочена к глубинным разломам, отграничивающим или древние блоки (Бечасынский блок Бечасынской зоны), или ядра горст-антиклиналей (Блыбская горст-антиклиналь Передового хребта). В пределах этих разломов развиты короткие цепочки мелких тел (от нескольких до сотен квадратных метров) гипербазитов, многократно серпентинизированных, лиственитизированных и т. п.

Таким образом, по тектонической позиции и степени последующих изменений ультраосновных пород гипербазитовые пояса Кавказа аналогичны двум типам поясов Урала — внешним восточноуральским, опоясывающим срединные массы, и внутренним, расположенным в антиклинальных поднятиях антиклинорий и синклинориев.

Балканская хромитоносная провинция объединяет различные по объему и качеству руд месторождения Албании, Югославии, Болгарии и Греции. Хромитовые месторождения этих стран расположены в пределах гипербазитовых поясов, окаймляющих срединные массивы и крупные выступы допалеозой-

ских и палеозойских толщ (Динариды, Мирдит, Родопы и т. д.).

По данным ряда авторов (Hiessleitner, 1951; Gr̄sev, 1963, Ramić, 1964, и др.), гипербазитовые тела представляют собой тектонические блоки и несут следы интенсивных тектонических нарушений, со смещением отдельных частей до 1000 м. Особенно интенсивно дробление в краевых частях тел. В центре же их породы и руды монолитны и относительно слабо изменены.

В зонах меланжа, т. е. в участках интенсивнейшего дробления и шарьяжа, описанного рядом авторов для различных частей Альпийско-Гималайской зоны (Bailey and Mc. Callien, 1953; Пейве, 1969, и др.), хромитовые месторождения, судя по сводке Ф. Роста (Rost, 1959), отсутствуют.

Изложенный материал показывает, что в пределах Альпийско-Гималайской складчатой области хромитовые месторождения обнаружены только в тех гипербазитовых поясах, которые сложены сравнительно крупными, относительно слабо дислоцированными гипербазитовыми телами, обнажающимися в разломах, окаймляющих срединные массивы и выступы древнейших толщ. Совершенно очевидно, что и здесь степень измельченности и метаморфизма гипербазитовых масс и заключенных в них хромитовых руд прямо пропорциональна степени тектонической нарушенности области их распространения. Поэтому естественно, что в области меланжа хромитовые концентрации наиболее разубожены, чем и вызвано отсутствие в них месторождений.

В кайнозойских тектонических зонах восточной части Тихоокеанского кольца наиболее известны хромитовые месторождения Индонезии (острова Лусон, Кото, Палаван и др.) и Японии.

Месторождение Лусон залегает в гипербазитах, расположенных в зоне разлома, отделяющего поднятый блок древних пород от геосинклинальных образований мезозоя (?). Гипербазиты, содержащие месторождение Палаван, расположены вдоль границы позднекайнозойского грабена Палаван и антиклинория, сложенного средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими толщами.

Хромитовые месторождения Японии вытянуты вдоль разлома, отделяющего антиклинорий Срединного хребта, сложенный древними толщами (РСт—Мз), от глубокого кайнозойского прогиба.

Южнее, на Новой Гвинее, где также в ряде участков обнаружены месторождения хромита, содержащие их гипербазиты приурочены к крупнейшим разломам, отделяющим антиклинории, сложенные мощными толщами древних образований (PSt—St), от обширных четвертичных впадин.

В пределах более северных частей рассматриваемой тектонической зоны, образованных Корякской и Камчатско-Курильской складчатыми системами, также известны рудопроявления хромита.

Согласно А. Ф. Михайлову (1960), гипербазиты здесь образуют два пояса — Западно- и Восточно-Камчатский, из которых дунит-гарцбургитовыми, т. е. хромитоносными, являются гипербазиты только Западно-Камчатского пояса. Из материалов А. Ф. Михайлова (1960, и др.) видно, что гипербазиты этого пояса приурочены либо к границам сложнопостроенных антиклинориев Корякского нагорья с Пенжинским и Таловским четвертичными молассовыми прогибами, и тогда они сложены крупнейшими массивами слабо измененных пород (Усть-Бельский, Пенжинский), либо к ядрам антиклинориев, где слагают мелкие тела серпентинитов. Таким образом, в областях наиболее молодых складчатостей сохраняются те же особенности расположения хромитоносных гипербазитов, которые устанавливаются и в более древних, а именно — крупные массы наименее дислоцированных и слабо измененных пород образуют пояса, отделяющие выступы древних пород от областей последней складчатости, а мелкие тела интенсивно дислоцированных и полностью серпентинизированных гипербазитов приурочены к ядрам антиклинальных поднятий и горст-антиклинориев, сложенных наиболее древними образованиями выступов. В первом случае гипербазитовые массивы содержат рудопроявления и месторождения хромита, а во втором они их лишены.

В Америке хромитовые месторождения локализуются в гипербазитовых поясах Калифорнии, Аппалач, Кубы и Бразилии. В Калифорнии и Аппалачах хромиты образуют мелкие рудопроявления, залегающие в серпентинизированных и лиственитизированных гипербазитах. Мелкие тела последних расположены в ядрах антиклиналей, т. е. аналогичны гипербазитам внутренних поясов Урала.

По данным Талиаферро (Taliaferro, 1943), Тайера (Thayer, 1966) и других авторов, массивы представляют собой несомненные тектонические блоки более ранних образований. Аналогичные особенности типичны и для хромитовых месторожде-

ний Кубы, детально изученных Тайером (Thayer, 1942). А. Л. Книппер и М. Пуиг-Рифа отмечают, что они расположены в зонах дробления на границе антиклинорных и синклинорных структур Кубы, а по типу вмядения аналогичны кавказским, образуя несомненные протрузии.

В допалеозойских складчатых областях существуют те же категории гипербазитовых поясов, что и в рассмотренных выше системах неогей. В силу более длительной геологической эволюции древних областей в них в настоящее время выделяются пояса только III категории.

В пределах таких поясов, фиксирующих реликты древних геосинклиналей, гипербазитовые тела представлены либо тектоническими блоками, перемещенными вдоль разломов (Vat-teu, 1960; Салоп, 1964), либо реликтами крупных масс, подвергшихся процессам регионального метаморфизма и гранитизации (Наливкина, 1964; Салоп, 1966), охватившей породы региона (Балтийский щит, Украина, Забайкалье, Индостан). В силу всех этих причин хромитовые месторождения допалеозойских областей, крайне незначительные по размерам, обладают невысоким качеством руд, например, Капитановское месторождение на Украине, мелкие месторождения района Кеми в Финляндии (Veltheim, 1962), месторождения Индии (Митра, 1962). Возможно, что к этому же типу относятся мелкие рудопроявления Чарского пояса Казахстана.

Кажущимся исключением является Великая Дайка Южной Родезии, содержащая крупнейшие в мире месторождения высококачественных металлургических руд. Она залегает среди образований верхнего архея (Worst, 1960). Во всех окружающих ее осадочных породах присутствует материал размыта гипербазитов и продуктов их изменения. Возраст же гипербазитов, определенный Rb—Sr методом Оллсоппом (Allsopp, 1965), не менее 3500 млн. лет, что соответствует катархею. Сопоставление таких данных дает основание полагать, что гипербазиты Великой Дайки древнее окружающих их толщ. Наличие же тектонических контактов и периклинального залегания окружающих пород (Worst, 1960) свидетельствует о том, что гипербазиты Дайки, по-видимому, аналогично гипербазитам Кемпирсайского пояса Урала испытывали длительное воздымание. Однако отсутствие в последующие эпохи в данном районе геосинклинальной обстановки способствовало сохранности ее пород и руд, вследствие чего здесь, в отличие от других древнейших областей мира, уцелели крупнейшие залежи хромитовых руд.

Закономерности размещения хромитоносных гипербазитов в складчатых областях

Изложенный материал свидетельствует о том, что особенности структурной позиции хромитоносных гипербазитов и, следовательно, связанных с ними хромитоносных месторождений принципиально сходны в различных регионах мира. Вместе с тем все многообразие структурного положения хромитоносных гипербазитов можно свести к трем главным типам поясов. В пределах каждого из них гипербазиты обладают определенной потенциальной хромитоносностью.

I. Пояса, фиксируемые первичным Главным глубинным разломом региона и выступающие либо среди древнейших толщ, либо на границе их с геосинклинальными образованиями, имеют региональное протяжение и состоят из непрерывной цепи крупнейших массивов (сотни—тысячи квадратных километров).

Породы и руды поясов этого типа отличаются сравнительно слабой дислоцированностью и отсутствием полной серпентинизации. Для внутреннего строения сложенных ими массивов типична сохранность элементов прототектоники дунит-гарцбургитов, преобладание редких, преимущественно линейных зон дробления над мозаичными, совпадение ориентировки зон дробления с простираем линейного — Главного регионального плана (Кемпирсайско-Кракинский тип массивов).

В геофизических полях массивы проявлены неотчетливо, и интерпретация геофизических данных над ними дискуссионна. Типичные линейные положительные аномалии ΔT свойственны лишь зонам разлома, но чаще невысоки, аномалии Δg переменны. Гипербазиты этих поясов представляют собой относительно слабо переработанные борта рифтовых долин, лежат *in situ*, слабо метаморфизованы и потому содержат наименее разубоженное эндогенное оруденение. Поэтому зоны их развития обладают более высокой потенциальной хромитоносностью. В пределах этих поясов наиболее перспективны участки, скрытые под сиалическим «фундаментом» геосинклинали и выступающие в их антиклинорных ядрах. На территории СССР представителями этого типа являются южная и полярноуральская части Кемпирсайского пояса с его западной впадиной — Кракинским поясом. Аналогом Кемпирсайского пояса за рубежом является Великая Дайка Южной Родезии.

II. Пояса, окаймляющие срединные массы эвгеосинклинальных областей, непрерывной цепи не образуют. Их протя-

женность определяется размерами срединных масс. Обычно размер массивов здесь меньший, слагающие их породы по сетке интенсивно тектонически нарушены. Это способствует появлению блокового строения, а в зонах дробления — интенсивной серпентинизации с возникновением хризотил-асбеста, вследствие чего пояса этого типа наиболее асбестоносны. В случае интенсивного дробления происходит сочленение и отрыв отдельных блоков. Контакты массивов преимущественно тектонические, однако нередко через диалагиты и габбро постепенными переходами они связаны с плагиигранитами рамы. Такие пояса, в целом лежащие *in situ*, но с нарушенной непосредственной связью с мантией, в своих верхних горизонтах менее перспективны на хромитовое оруденение. В глубинных же частях, менее дислоцированных и метаморфизованных, их потенциальная хромитоносность близка поясам первого типа. Глубина геосинклиальной переработки для разных регионов различна, но может быть определена глубиной залегания разуплотненных (серпентинизированных) гипербазитов геофизическими методами. В геофизических полях пояса этого типа характеризуются высокими положительными линейными аномалиями ΔT и отрицательными Δg . Над отдельными массивами геофизической съемкой фиксируется мозаичный характер полей (все «внешние» восточноуральские пояса, Веденский и Севано-Амасийский пояса Кавказа, Южно- и Восточно-Тувинские пояса, Дзабханский пояс Монголии, пояса Камчатской зоны; возможно, сюда же входят Усть-Бельский массив Северо-Востока, а также пакистанская, турецкая и балканская части Альпийско-Гималайского пояса, гипербазитовые пояса Японии, Индонезии, Новой Каледонии, возможно, Кубы).

III. Пояса, расположенные в геоантиклинальных поднятиях, в подавляющем большинстве случаев локализуются непосредственно в пределах поднятий, нередко — в их горст-антиклиналях и располагаются, как правило, среди наиболее древних пород. Обычно это короткие пояса, состоящие из мелких массивов (от квадратных метров до квадратных километров) небольшой вертикальной мощности, с отчетливыми тектоническими контактами. Породы интенсивно и неоднократно раздроблены, серпентинизированы, нередко лиственитизированы, оталькованы и т. д., т. е. нарушены и метаморфизованы сильнее окружающих геосинклинальных образований.

По типу внедрения они представляют собой несомненные тектонические блоки, а по типу эволюции — реликты много-

кратно нарушенных и переработанных гипербазитовых масс. В силу этих причин не только гипербазиты и их эндогенное оруденение (хромит), но и вторичное их оруденение (асбест) крайне разубожены, и потому гипербазитовые пояса этого типа рассматриваются автором как наименее перспективные с точки зрения потенциальной хромитоносности.

Массивы этих поясов сложены серпентинитами, большей частью без надежных реликтов исходных пород или с незначительными реликтами. В силу этого первичная прототектоника, взаимоотношения минералов и другие особенности в них либо отсутствуют, либо ненадежны. Геофизическая съемка фиксирует отрицательные значения Δg при переменных, чаще слабо положительных ΔT .

К этому типу относятся внутренние пояса Урала, подавляющая часть гипербазитовых поясов Кавказа, Казахстана, Алтае-Саянской области, Северо-Востока, Калифорнии и Аппалач, области альпийского меланжа Альпийско-Гималайского пояса.

Таким образом, на примере рассмотренных областей выявляются следующие закономерности.

1. Расположение и масштабность хромитоносных гипербазитовых поясов контролируются определенными типами глубинных разломов, причем наиболее крупные гипербазитовые массы (первой категории) вскрываются разломами высшего порядка, т. е. наиболее глубокими и протяженными.

2. Непосредственной связью с мантией и, следовательно, наименьшей разубоженностью хромитовых концентраций обладают гипербазитовые пояса первой категории, представляющие собой борта рифтовых долин. Эти пояса наиболее хромитоносны.

3. В процессе геосинклинального развития происходит не подъем хромитоносных гипербазитовых масс, а лишь их механическое измельчение и низкотемпературные изменения. Каждая последующая складчатость способствует новому дроблению и рассеиванию перидотитового — подкорового материала. Поэтому в полициклических областях наиболее «молодые» гипербазиты представлены наименьшими по размерам, интенсивно серпентинизированными телами, наименее хромитоносными.

4. Наиболее полно гипербазитовый цикл проявлен на Урале, где можно проследить весь ход появления и эволюции хромитоносного гипербазитового материала, тогда как в других складчатых областях наблюдаются лишь отдельные, при-

том более поздние его звенья. Именно этой причиной обусловлена большая сохранность хромитового оруденения, т. е. больший объем хромитовых масс на Урале, чем в других регионах СССР.

Изложенное показывает, что в складчатых областях для оценки потенциальной хромитоносности того или иного региона необходимо проводить анализ тектонического положения развитых в нем гипербазитовых поясов с целью выявления гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, наименее измененных геосинклинальными процессами.

Совершенно особый тип представляют хромитовые месторождения так называемых стратиформных комплексов, известные только за рубежом. К ним относятся месторождения Бушвелда (Африка), Китайской платформы и Стиллуотера (Сев. Америка). Они приурочены к ядрам древних платформ, не испытывавших впоследствии геосинклинальных нарушений. Хромитовые тела в них представлены пластинами, протягивающимися вдоль всего обнаженного горизонта на десятки километров. Тектоническая нарушенность и серпентинизация, хлоритизация и низкотемпературный метаморфизм слоев, свойственные породам геосинклинальных областей, здесь отсутствуют. В СССР этот тип месторождений не обнаружен.

III. ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выше было показано, что в складчатых областях потенциально хромитоносными являются гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации. Анализ региональных закономерностей размещения хромитоносных гипербазитов позволил выделить регионы, а в их пределах — гипербазитовые пояса, потенциально более или менее благоприятные для отыскания в них хромитового оруденения. Однако даже в одном регионе, поясе или массиве потенциально хромитоносной формации разные участки хромитоносны в разной мере. Поэтому следующей задачей является разработка критериев для выделения в пределах конкретных поясов дунит-гарцбургитовой формации зон или участков, наиболее благоприятных на возможность присутствия в них хромитового оруденения.

Петрологический критерий реальной хромитоносности потенциально хромитоносных гипербазитов

Критерий оценки степени хромитоносности конкретных массивов. Установлено, что материнскими породами хромитового оруденения являются дуниты (Бетехтин, 1937; Соколов, 1948, и др.). Исследованиями автора уточнено, что хромитоносны не все дуниты, а только относящиеся к дунит-гарцбургитовой формации и являющиеся наиболее ранними из всех других разновидностей дунитов.

С учетом этой поправки можно было бы, несколько уточнив, принять положение Ф. А. Соколова (1948) о том, что наиболее хромитоносными являются массивы дунит-гарцбургитовой формации со значительным развитием дунитовых фаций. Однако обнаруживается, что в ряде массивов этой формации, где дунитовые фации развиты достаточно широко, хромитовое оруденение либо отсутствует (массив Нурали, Урал; массивы Пиренеев, Апеннин, Швейцарских Альп), либо представлено незначительно (массивы Хабарнинский, Халиловский, Крака, Восточно-Тагильский на Урале и др.), в то время как в массивах, сложенных значительными массами гарцбургитов и пород, промежуточных между ними и дунитами, существуют крупнейшие залежи хромита (массивы Кемпирсайский и Сарановский на Урале, Гюлеман и Кюндикан в Турции, Zhob Walley в Пакистане и др.). Следовательно, необходимо проведение еще более тонких различий и выявление скрытых закономерностей образования хромитовых руд, знание которых поможет выявить интервалы образования хромитовых концентраций, т. е. петрорудные ассоциации, являющиеся поисковым признаком наличия среди них хромитовых залежей.

В поисках таких тонких различий группой ВИМСа под руководством Н. Д. Соболева в течение 5 лет проводилось сравнительное петрохимическое изучение двух крупных массивов хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации Урала, один из которых (Кемпирсайский) содержит крупнейшие хромитовые месторождения, а другой (Восточноуральский) промышленно нехромитоносен. Несмотря на большой размах работ и огромное количество химических и спектральных анализов, пересчитанных по различным методикам, различно математически систематизированных и дифференцированных, выявить критерии их различной хромитоносности не удалось (Соболев

и др., 1970). В то же время оказалось, что петрохимически массивы тождественны. Следовательно, при общем валовом химизме существуют дополнительные факторы, стимулирующие в одном случае рассеяние хрома в породах, а в других — его сегрегацию и образование скоплений, т. е. месторождений. С целью выявления этих факторов и разграничения пород, благоприятных на наличие в них хромитовых концентраций и заведомо бесплодных, автор счел необходимым изучить поведение элемента — хрома и минерала — хромшпинелида во всех разновидностях пород дунит-гарцбургитовой формации, начиная от бесхромистых энстатитов и кончая рудными скоплениями, т. е. провести геолого-петрологическое исследование для выяснения генезиса пород и руд. В итоге этих работ, разные звенья которых оевещались автором ранее (Москалева, 1966, 1969а, 1969б, 1970), было установлено следующее. Образование скоплений хромшпинелида является следствием оливинизации безоливинового энстатитового субстрата. Этот процесс вызван привнесом в энстатит магния и хрома, вначале закрепляющихся в решетке энстатита и максимально ее насыщающих, а позже, при повышении их концентрации, образующих самостоятельные соединения — оливин и хромшпинелид. Более высокая концентрация магния способствует тому, что оливин кристаллизуется раньше хромшпинелида, вследствие чего появляются оливиновые энстатиты, позднее переходящие в гарцбургиты. Концентрация хрома на этих стадиях столь низка, что он не образует самостоятельной минеральной фации и лишь закрепляется в решетке ортосиликатов, особенно энстатита. Поэтому в оливиновых энстатитах и гарцбургитах с низким содержанием оливина хромшпинелид отсутствует. Только при содержании в гарцбургите 50—60% оливина начинается кристаллизация хромшпинелида, который вначале выделяется в виде неправильных вростков в энстатите, а при 60%-ном содержании оливина образует самостоятельные зерна. Как правило, эти зерна редки, бедны хромом, поэтому гарцбургиты с содержанием 50—60% оливина не могут являться материнскими породами скоплений хромшпинелида. Примерами таких «бесплодных» поясов являются гипербазитовые тела Альп и Саксонии. Продолжающийся привнос магния и хрома способствует увеличению количеств и оливина, и хромшпинелида, постепенно вытесняющих энстатит, вследствие чего гарцбургит сменяется дунит-гарцбургитом, гарцбургит-дунитом и при полном исчезновении энстатита — дунитом. При этом про-

цессе происходит не только исчезновение энстатита, но и появление среди полиминеральной породы участков, вначале мелких, затем все более крупных, сложенных почти мономинеральными скоплениями оливинового и хромшпинелидового состава. По мере исчезновения энстатита происходит увеличение количества и размера таких скоплений, вследствие чего среди широкого поля гарцбургитов с повышенным содержанием оливина обособляются незначительные прослой дунит-гарцбургитового и дунитового состава и тяготеющие к ним прослой рудной вкрапленности, локально переходящей в участки сплошной.

Этот этап процесса фиксируется в виде ареалов рассеянной рудной вкрапленности, но крупных скоплений сплошных и густовкрапленных руд он не дает. Поэтому поля богатых оливинном гарцбургитов ($En - 20-30\%$, $Ol - 80-70\%$) с незначительными прослоями дунитов не могут быть перспективными на крупные ареалы сплошных руд. Ярким примером этого типа являются породы хребтов Салатим на Северном Урале, Северного, Среднего, Узянского и большая часть Южного Крака на Южном Урале, ряд албанских массивов, описанных Л. М. Колмаком и др.

Дальнейший привнос магния и хрома способствует не только полному исчезновению энстатита и кристаллизации дунита, но и увеличению размера возникших новообразований, а также их дифференциации с тенденцией к возникновению существенно мономинеральных скоплений — оливинитовых, максимально насыщенных магнием, и хромититовых, максимально обогащенных хромом, вытесняющим чуждые ему элементы. Именно этот этап процесса наиболее благоприятен для возникновения крупных рудных концентраций хромшпинелида. Поэтому широкие ареалы дунитов или близких им по составу гарцбургит-дунитов ($En - 5-15\%$, $Ol - 95-85\%$) наиболее вероятны на существование среди них крупных залежей высококачественных концентрированных рудных хромитовых масс. Ярким примером этого типа является рудное поле южной части Кемпирсайского массива на Южном Урале.

Из сказанного видно, что далеко не все дунитсодержащие массивы дунит-гарцбургитовой формации хромитоносны в равной мере. Вместе с тем, автор считает возможным предложить следующие прогнозные критерии оценки степени хромитоносности конкретных массивов.

1. Наиболее перспективными на присутствие крупных концентраций высококачественных хромитовых руд являются такие массивы дунит-гарцбургитовой формации, которые содержат крупные дунитовые или гарцбургит-дунитовые поля с подчиненными прослоями собственно гарцбургитового состава.

2. Массивы существенно гарцбургитовые, с мелкими, хотя и частыми прослоями дунитов перспективны на рассеянную рудную вкрапленность, требующую значительного механического обогащения.

3. В массивах, состоящих только из гарцбургитов, маловероятно присутствие хромитовых залежей.

Критерии оценки качества руд. Условия образования предопределяют возможность возникновения рудных скоплений при строго определенных соотношениях состава материнских пород, с одной стороны, и концентрации хрома в породе — с другой. Поэтому состав рудообразующего хромшпинелида в этап возникновения рудных скоплений соответствует составу акцессорного хромшпинелида в дуните. На этом основании следовало бы ожидать, что состав рудных концентраций должен быть близок составу акцессорного хромшпинелида в дуните и может варьировать лишь за счет большего или меньшего количества цемента, влияющего на соотношения MgO , FeO , Cr_2O_3 . Между тем, качество не только самих руд, но и слагающих их рудообразующих хромшпинелидов одинаково только в пределах одного рудного поля. Анализируя эту особенность, автор установил, что определяемый ныне состав рудообразующего хромшпинелида и, следовательно, качество хромитовых руд обусловлены только процессами пострудного метаморфизма, охватившего то или иное рудное поле. А. Г. Бетехтиным, С. А. Кашиным, А. А. Луйком, П. М. Татариновым, П. Вийкерслотом и другими исследователями неоднократно подчеркивалось, что все процессы метаморфизма, охватывающие гипербазиты, в полной мере и изофациально отражаются на хромитовой руде. В то же время устанавливается, что каждый из этих процессов изменяет химизм определенным образом.

Серпентинизация, обусловленная привнесением H_2O и выносом изобъемных количеств MgO , FeO и Cr_2O_3 из пород и руд, в слабом проявлении значительного изменения состава руды не вызывает и отражается лишь в появлении магнетитовой каймы вокруг хромшпинелида, в жилах серпентина и т. д. На примере Урала устанавливается, что этот тип изменений

характерен для массивов, претерпевших относительно слабый динамометаморфизм (южные части Кракинского и Кемпирсайского поясов).

При более интенсивной серпентинизации, завершающейся появлением хризотил-асбеста, хромшпинелид нацело замещается продуктами изменения, что в участках их максимального развития способствует его исчезновению. Поэтому зоны асбестообразования и усиленной неоднократной серпентинизации неблагоприятны для сохранения в них рудных хромитовых концентраций. На Урале к ним относятся зоны асбестообразования Алапаевско-Татищевского пояса и мелкие массивы более восточных поясов.

Хлоритизация, обусловленная привнесом Al_2O_3 в водную среду и выносом изобъемных количеств MgO и Cr_2O_3 , способствует обогащению хромшпинелида глиноземом, изоморфно замещающим Cr_2O_3 . Чем интенсивнее этот процесс, тем в большей степени руда обогащена Al_2O_3 и обеднена хромом. Поэтому области интенсивной хлоритизации неблагоприятны на присутствие в них высококачественных металлургических руд и характеризуются присутствием лишь высокоглиноземистых руд. Типичным примером этого является Сарановское месторождение (Урал).

Диопсидизация вызвана привнесом CaO и всегда ему сопутствующего Al_2O_3 . Привнос сопровождается выносом изобъемных количеств Cr_2O_3 , MgO , FeO из руд и пород и возникновением вновь образованного диопсида, количество которого постепенно возрастает, что способствует диопсидизации дунитов и гарцбургитов.

При диопсидизации гарцбургитов на промежуточной стадии возникают лерцолиты. Редкие выделения хромшпинелида, присущие гарцбургитам, обогащаются глиноземом, становясь еще более низкохромистыми. Так как значительные скопления хромшпинелида гарцбургитам не свойственны, то в продуктах их изменения — лерцолитах — они отсутствуют. Поэтому лерцолиты потенциально нехромитоносны, и, следовательно, зоны и участки широкого их развития не перспективны на хромитовое оруденение. Примерами таких массивов на Урале является Нуралинский, а также лерцолитовые пояса Сихотэ-Алиня, западная ветвь Средиземноморского пояса и т. д.

Интенсивная диопсидизация дунитов и дунит-гарцбургитов (гарцбургит-дунитов) приводит к появлению диаллаго-

вых дунитов и диаллагосодержащих дунит-гарцбургитов, возникающих по хромитоносным породам и нередко содержащих рудные залежи. В этом случае происходит вынос из руд Cr_2O_3 , FeO , MgO с заменой их на CaO и Al_2O_3 , что в итоге обуславливает значительное понижение качества руд. Поэтому в таких участках руды представлены низкохромистыми разновидностями. Примерами могут служить Батамшинское рудное поле Кемпирсайского массива, обогащенные диопсидом поля массивов Крака, Хабарнинского, Халиловского, месторождения Югославии и др.

Интенсивная диопсидизация дунит-гарцбургитового субстрата способствует его полному уничтожению и формированию диаллагитов — главных и наиболее ранних пород дунит-диаллагит-габбровой формации. В итоге этого процесса исчезает эндогенное оруденение дунит-гарцбургитов — хромит, а выделившийся хром частично в незначительных количествах связывается в диопсиде, т. е. рассеивается. Диопсидизация дунит-гарцбургитов способствует выделению и избыточного магния, который связывается в виде вновь образующихся оливина или энстатита II генерации. Эти новообразованные минералы развиваются в диаллагите и, последовательно его замещая, в итоге создают дуниты и энстатиты II генерации, которые, как показано выше, не являются хромитоносными и во многом отличаются от дунитов и энстатитов I генерации (см. табл. 2). Избыток хрома, не вошедший в диопсид, связывается в виде хромшпинелида, всегда присутствующего в этих породах и нередко образующего в них скопления, которые ассоциируются с платиной, являющейся продуктом дунитов II генерации. Так как эти скопления формируются за счет бедного хромом диаллагитового субстрата, то концентраторами крупных масс хромита они являться не могут. Наиболее типичными их представителями в СССР являются мелкие месторождения в дунитах г. Соловьевой, рудопроявления во вторичных энстатитах Халиловского массива на Южном Урале и во вторичных дунитах Войкаро-Сыннинского массива на Полярном Урале. К этому же типу относятся некоторые руды Бушвельда и Стиллуотера. Обычно сколько-нибудь значительных скоплений хромита этот процесс не дает, вследствие чего дуниты II генерации, потенциально платиноносные, содержат лишь непромышленную вкрапленность хромшпинелида. Их примером являются такие значительные по размерам дунитовые тела, лишенные промышленных скоплений хромита, как Вересовый и Светлый Бор в Исовском массиве Урала,

Желтая Сопка Денежкина Камня на Урале, дуниты Станового хребта, Аляски, о. Борнео и т. д.

Габброизация обусловлена привнесом глинозема в безводную среду. Ее развитие способствует вначале обогащению всех минералов изменяемого субстрата глиноземом, затем появлению типичных глиноземсодержащих фемических минералов (группа эпидота—цоизита) и, наконец, возникновению плагиоклаза, что вызывает формирование собственно габбро и как итог процесса — анортозитов.

Хромшпинелид, являющийся частью изменяемого субстрата, претерпевает изофациальные превращения. Вначале, на стадии «сосюритовых» и полевошпатовых гипербазитов, он обогащается глиноземом, что в той или иной мере снижает его качество (Батамшинское и Степнинское поля Кемпирсайского массива, хромитовые горизонты Бушвельда, месторождения Кубы, Кото, Палаван и др. в Индонезии). Поэтому такие поля интенсивной сосюритизации и фельдшпатизации существенно дунитовых или дунит-гарцбургитовых масс хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации хотя потенциально и благоприятны на возможность присутствия хромитовых руд, но качество последних в них будет низкое. Интенсивная габброизация, способствующая полному исчезновению реликтов дунит-гарцбургитового субстрата, приводит к уничтожению и его хромитового оруденения. Поэтому в таких районах поиски хромитового оруденения бесперспективны.

Все указанные процессы охватывают руды любой концентрации. Поэтому в пределах того или иного рудного поля качество руд определяется не густотой вкрапленности, которая может быть изменена механическим обогащением, а характером и интенсивностью метаморфизма всего рудного поля.

Изложенное показывает, что по составу пород того или иного объекта можно оценить не только возможность присутствия, но и качество ожидаемых руд.

Закономерности размещения хромитовых тел в гипербазитовых массивах

Существуют два типа рудных тел: а) ареалы рассеянной бедной и убогой вкрапленности; б) линзовидные рудные тела, сложенные средне-, густовкрапленными и сплошными рудами.

Ареалы бедной и убогой вкрапленности залегают в дунитах или близких к ним по составу дунит-гарцбургитах

(Еп — 5—15%, ОI — 95—85%). Форма рудных тел в этом случае тяготеет к полосчатой. Простираение полос, вытянутых скоплений и слагающих их зерен хромшпинелида всегда согласно прототектонике гипербазитов, вмещающих данное рудное поле. Внутреннее строение таких рудных тел характеризуется наличием в их центральных частях мелких участков густой и сплошной вкрапленности, постепенно к периферии сменяющейся все более редкой и последовательно переходящей в дунит с аксессуарным хромшпинелидом. Вследствие этого контакт их с боковой породой постепенен. Размеры рудных тел этого типа различны и, как правило, зависят от размеров вмещающего дунита: чем больше масса последнего, тем крупнее ареалы вкрапленных руд. Состав хромшпинелида таких руд обычно близок составу аксессуарного хромшпинелида вмещающей породы. В случае слабого метаморфизма последней он характеризуется высоким содержанием Cr_2O_3 (до 60—63%) и потому руды благоприятны для механического обогащения. В связи с этим очевидно, что значительные ареалы рассеянной рудной вкрапленности в зонах слабого метаморфизма представляют несомненный интерес. В пределах СССР областями широкого развития месторождений этого типа являются ареалы рассеянных руд массивов Ключевского, Крака, юго-восточной части Кемпирсайского на Урале, а также области рассеянной вкрапленности в массивах Южно- и Восточно-Тувинских поясов, о. Карагинского на Дальнем Востоке. За рубежом такие тела типичны в Албании, Турции, Пакистане.

Линзовидные рудные тела залегают не только в дунитах, но и в гипербазитах любого состава. Контакт их с боковой породой резкий, четкий, без переходных зон. Внутреннее строение их закономерно, и постепенное изменение густоты вкрапленности их от центра к периферии отсутствует. Между отдельными составными частями рудных тел иногда наблюдается резкий контакт. Внутренняя структура линзовидных тел нередко гармонична со структурой гипербазитов, вмещающих данное рудное поле. Линзовидные тела образуют преимущественно цепочки, реже — столбы линз. И линзы, и образованные ими цепочки ориентированы большей частью дискордантно прототектонике вмещающих гипербазитов, но всегда согласно простираению зон наиболее интенсивных и ранних нарушений последних. Таким образом, внутреннее строение тел этого типа, в отличие от первого, резко дисконформно их контактовой поверхности. Размер линзовидных рудных тел колеблется от сантиметров до 2000 м по длинной

оси. Как правило, он не связан с объемом дунитовых масс в массиве. В то же время более крупные линзы свойственны гипербазитовым массивам, не претерпевшим интенсивного дробления и блоковых смещений. Их примером являются тела Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Урал) и Великой Дайки Южной Родезии. Массивы, претерпевшие многократное дробление с отчленением и смещением отдельных блоков, содержат и более мелкие рудные линзы. Это рудные тела Алапаевского, Верблюжьегогорского и других массивов восточных поясов Урала, мелкие линзовидные тела в массивах Казахстана, Алтае-Саянской области, Кавказа, хромитовые линзы Калифорнии, Аппалач, Балканского полуострова.

Существует мнение, что бедная рудная вкрапленность и высококонцентрированные руды возникают в разные этапы кристаллизации гипербазитов, причем бедная вкрапленность формируется в ранний этап, до кристаллизации дунитов (сегрегационный тип), а высококонцентрированные руды — в поздний этап, кристаллизуясь после формирования дунита из остаточного рудного расплава (гистеромагматический тип). Однако исследование характера взаимоотношений хромшпинелида с оливином показывает, что и бедная рудная вкрапленность формируется после кристаллизации оливина. В связи с этим возникает вопрос о факторах, влияющих на столь резкие различия в условиях залегания и размещения обоих типов тел.

Тейер (Thayer, 1964), например, полагает, что изучение линзовидных хромитовых тел, выделенных им в особый класс месторождений (*podiform chromite-deposits*), и выявление причины их линзовидности представляет важную экономическую проблему. Однако решения вопроса он не дает.

Таким образом, очевидно, что главный вопрос составляет выяснение закономерностей, влияющих на размещение рассеянных вкрапленных руд, густовкрапленных и сплошных. В результате его разрешения автор пришел к следующим выводам:

1. Рассеянная рудная вкрапленность залегает *in situ*. Закономерности ее размещения определяются элементами протектоники.

2. Линзовидные рудные тела (*podiform chromite-deposits*) возникают в процессе дробления и будинажа высококонцентрированных рудных залежей. Их размещение контролируется пострудной тектоникой.

Специальные исследования, предпринятые для выяснения рассматриваемого вопроса, показали следующее. Вдоль контактовых зон линзовидных хромитовых тел и непосредственно вмещающей их породы всегда располагаются зеркала скольжения, зоны дробления, милонитизации и т. п., что отчетливо свидетельствует о тектонической природе контактов. Исследование же рудных линз и тектоники вмещающего гипербазита обнаруживает, что линзовидная форма таких рудных тел возникает в процессе будинажа рудной массы. Разлинование рудной массы происходит в направлении Главного регионального разлома, простираение которого определяется ориентировкой гипербазитовых поясов и слагающих их массивов. На Урале это направление субмеридионально, на Кавказе субширотно и т. д.

На примере Кемпирсайского, Халиловского и других южноуральских массивов установлено, что будинажу подвергаются только сплошные, средне- и густовкрапленные руды, тогда как бедновкрапленные этим процессом не затронуты и лежат *in situ*. Специальные петрофизические исследования помогли установить, что этот факт не случаен и определяется степенью различной компетентности пород и руд. Так, плотность (σ) гипербазита в зависимости от степени его серпентинизации меняется в пределах 3,2—2,4 г/см³; плотность сплошных, средне- и густовкрапленных руд в зависимости от количества цемента — от 4,3 до 3,4 г/см³, а плотность бедновкрапленных руд в зависимости от степени серпентинизации их цемента меняется от 3,2 до 2,5 г/см³, т. е. так же, как и в дуните.

Естественно, что при явлениях сдавливания и растяжения более плотные и крупные сплошные, густо- и средневкрапленные руды обособляются в линзы будин, облекаемых менее плотным гипербазитом. Бедновкрапленные руды, по компетентности равные дуниту, не обособляются и перемещаются одновременно с материнской породой. Именно этими причинами определяется дискордантность залегания рудных линз при полной гармоничности их внутренней структуры с протектоникой вмещающих полей, дисконформность внутреннего плана и отсутствие приконтактных переходов.

Определение направления и амплитуды будинажа рудной массы чрезвычайно важно, так как дает возможность установить первичное залегание и мощность рудного тела. В ходе такой реконструкции выявляются недостающие звенья, что способствует отысканию скрытых рудных тел.

Однако на примере ряда массивов, и особенно Кемпирсайского, устанавливается, что реконструкция будинированных тел весьма затруднена постбудинными блоковыми смещениями, охватывающими крупные массы гипербазитов. В Кемпирсайском массиве такие нарушения рассекли гипербазитовую массу на несколько блоков, сдвинутых по вертикали относительно друг друга с разной амплитудой. Наиболее поднятым оказался блок, составляющий Главное рудное поле, в верхних частях сложенный хромитоносным горизонтом. Рудный горизонт блока поднят относительно такого же горизонта более южного блока, скрытого под покровом амфиболитов St и плагиогранитов Pt_3 (?) на 800—1000 м. Северный, восточный и западный блоки вскрывают более высокие горизонты гипербазитовых масс; в их пределах особенно отчетливы явления динамометаморфизма и метасоматических преобразований (хлоритизация, диопсидизация, габброизация), приводящих к измельчению и разубоживанию руд.

Судя по тому, что эти явления в более южных (глубинных) блоках отсутствуют, можно предположить, что блоковые перемещения происходили после динамометаморфизма и метасоматических преобразований. Различие же вскрытых уровней, обусловленное амплитудой блоковых перемещений, предопределило различие в составе и строении вскрытых участков, т. е. специфику состава и строения того или иного рудного поля массива. Таким образом, различие рудных полей массива обусловлено блоковой тектоникой, поэтому особенности состава и строения, выявленные для одного рудного поля, не могут быть механически перенесены на другое рудное поле. Прежде всего это относится к исследованию структур и реконструкции будинированных рудных масс.

Блоковые смещения амплитудой в сотни и тысячи метров установлены во многих массивах Кемпирсайского пояса Урала — Хабарнинском и Халиловском на Южном Урале, Войкаро-Сыньинском (Морковкина, 1967; Савельев, Савельева, 1969) на Полярном Урале, в массивах восточноуральских поясов (Шарыпов, 1966), а также на месторождениях хромита Турции (Helke, 1962) и Пакистана (Bilgrami, 1964). Скорее всего, они типичны для многих складчатых областей. Однако нет сомнений в том, что наиболее отчетливы такие смещения в массивах, лежащих *in situ*, т. е. в массивах, фиксирующих пояса первой и, в меньшей степени, второй категорий. В поясах же третьей категории, состоящих из отдельных отчле-

ненных блоков, следы блоковой тектоники искать вряд ли целесообразно.

Так как наиболее перспективными на хромитовое оруденение являются пояса первой и второй категорий, то для них изучение блоковой тектоники необходимо — оно может способствовать выявлению погребенного рудного горизонта. В связи с этим встает вопрос о принципах выделения маркирующих горизонтов. На основе изучения Кемпирсайского массива Урала представляется, что одним из критериев является характер метаморфизма боковых пород. В этом массиве для рудоконтролирующего горизонта (Главное рудное поле) типична сравнительная свежесть гипербазитов. Изменения заключаются лишь в серпентинизации, варьирующей в массивных участках в пределах 40—80%. Некоторое значение имеет хлоритизация, однако ее проявления ограничиваются возникновением серпентино-хлорита. Диопсидизация и амфиболизация локальны и не превышают отдельных минералогических проявлений. В области, расположенной непосредственно к востоку от Главного рудного поля, хромитовое оруденение в верхних горизонтах отсутствует, вследствие чего эта область в современном представлении нерудоносна. Исследование петрографических особенностей слагающих ее пород показывает, что здесь, помимо серпентинизации, широко проявились хлоритизация, диопсидизация, амфиболизация, протекающие обычно в более высоких горизонтах, чем рудоносный. Однако степень проявления этих процессов здесь такова, что может свидетельствовать об их начальных стадиях и, следовательно, об относительной маломощности области, под которой залегает собственно рудоносный горизонт. Поэтому эта область вполне перспективна для ближайших поисков новых хромитовых проявлений, лежащих, по-видимому, на тех же глубинах, что и расположенные в ее пределах месторождения Молодежное — XI лет Казахстана.

Аналогичная картина прослеживается непосредственно к северу и западу от Главного рудного поля. Однако на незначительном удалении в этих направлениях на поверхности обнажаются горизонты интенсивных изменений, приводящих к формированию диаллагитов и габбро. Такой факт заставляет полагать, что среди указанных областей собственно рудоносный горизонт высококачественных хромитов залегает на очень значительных глубинах, вряд ли удобных для современной промышленной эксплуатации. Некоторая постепенность смены метаморфических изменений по мере удаления к северу,

западу и востоку от границ Главного рудного поля дает основание предполагать ступенчатый характер взброса блоков.

Помимо двух рассмотренных типов крупнейших нарушений, которые обусловили сначала появление цепочек рудных тел, а затем смещение крупных блоков, определяющее возникновение тех или иных рудных полей в массивах, гипербазиты и заключенные в них руды в пределах отдельных рудных полей (блоков) и их участков или отдельных тел подвергаются серии более мелких наложенных смещений, ориентированных, согласно данным П. М. Татарина (1945) и автора, преимущественно субмеридионально, реже — субширотно и в диагональных направлениях. Амплитуда таких смещений многообразна. В ряде случаев (Зимин, 1938; Татарин, 1945) она не превышает мощности самих рудных линз, вследствие чего возникают ступенчатые и мозаичные рудные скопления и т. д. Однако, судя по данным о Кемпирсайских месторождениях, амплитуда может достигать 300—400 м по вертикали и 100—300 м по горизонтали в пределах одной ступени. Многоступенчатость смещений частей одной рудной линзы, устанавливаемая на многих месторождениях, способствует тому, что вскрытые конечные их звенья оказываются удаленными друг от друга на 1000 м и более, оторванными от материнского дунита и внедренными в любую разновидность гипербазита. Именно этот тип нарушений обуславливает нахождение хромитовых тел в различных разновидностях гипербазита.

Нарушения этого типа имеют тенденцию к созданию прямолинейных параллелепипедальных блоков, нивелируя возникшую ранее линзовидную форму рудных тел. Поэтому обнаружение прямоугольных блоков с резкими отчетливыми контактами, залегающими к тому же в гарцбургите, является серьезным основанием для поиска в данном участке в непосредственной близости других таких же блоков. Изложенное свидетельствует о том, что размещение наиболее промышленно ценных рудных тел в хромитоносных гипербазитовых складчатых областях контролируется только пострудной тектоникой, проявления которой, нарушая целостность первичного рудного тела, способствуют механическому рассеянию тела или отдельных его частей. Это рассеяние подчиняется строгой закономерности, которая может быть выявлена путем последовательного структурного анализа. Итогом этой сложной и трудоемкой работы является реконструкция первичного залегания рудной массы, при которой восстанавливаются все слагающие ее части, т. е. скрытые рудные тела.

На основе изучения ряда хромитоносных массивов Урала автор предлагает следующую методику этих работ.

1. Выявить характер прототектоники и главные черты (направление, амплитуду) вторичной тектоники гипербазитового массива, т. е. составить структурную карту массива.

2. На основе комплекса геологических, геофизических и петрографических данных оконтурить различные блоки — возможные рудные поля массива. По составу маркирующего горизонта, методика выделения которого показана выше, оценить возможную амплитуду смещения блоков для обнаружения глубины залегания погребенных хромитовых масс.

3. В пределах отдельного блока на основе анализа последних, обычно наиболее мелких, нарушений восстановить характер залегания линзовидных рудных тел и их цепочек. После этого, сопоставив прототектонику рудных линз и боковых пород рудного тела, наметить направление первичного простиранья рудной массы и приступить к реконструкции ее первоначального простиранья и мощности.

IV. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАК ОСНОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При изучении региональных и локальных закономерностей размещения хромитовых месторождений ценные сведения дает геологическая интерпретация геофизических данных. Для более надежной интерпретации их нами разработан петрофизический анализ геофизических полей, который дает возможность: а) разграничить погребенные массы хромитоносной дунит-гарцбургитовой и нехромитоносной дунит-диаллагит-габбровой формаций и б) выделить в пределах дунит-гарцбургитовой формации участки, более перспективные на наличие хромитового оруденения.

1. Главным характерным петрофизическим свойством гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации является то, что они не могут давать одновременно сосуществующих положительных аномалий ΔT , Δg и V . Вследствие серпентинизации их породы большей частью обладают малыми плотностями, что обуславливает отрицательные и низкие положительные значения полей Δg и пониженные скорости упругих волн. Магнитные аномалии имеют переменный характер, мозаичное и зональное строение.

Для массивов дунит-диаллагит-габбровой формации типично совпадение положительных аномалий ΔT , Δg и V . При

этом аномалии ΔT и Δg имеют обычно широко площадной характер.

Знание этих особенностей позволяет оценить возможную формационную принадлежность погребенных гипербазитовых масс, т. е. их потенциальную хромитоносность.

2. Решение вопроса о размещении хромитовых тел внутри гипербазитового массива тесно связано с выяснением его структуры. В этих случаях геофизические данные имеют очень важное значение. В пределах хромитоносных массивов все физические свойства пород (χ , σ , V) находятся в прямой зависимости от степени дробления и последующей серпентинизации, приводящих к понижению значений σ и V , но возрастанию χ .

Зная эти свойства, можно выяснить характер и степень раздробленности и серпентинизации, простирание зон дробления и будинажа и т. д., оконтурить разнородные блоки и предварительно оценить амплитуду их смещений.

Хромитовые руды, так же как и материнские гипербазиты, обладают переменными физическими параметрами. Свежие хромиты немагнитны, при серпентинизации гипербазитов они приобретают повышенную магнитную восприимчивость, в целом возрастающую при усилении серпентинизации первой стадии, но снижающуюся при повторной серпентинизации.

Плотность хромитовых руд непостоянна, что обусловлено разными причинами. Минералогическая плотность хромшпинелида равна $4,8 \text{ г/см}^3$. Поэтому принципиальная плотность хромитовой руды, заключенной в неизменном гипербазите ($3,2\text{—}3,3 \text{ г/см}^3$), определяется густотой вкрапленности. Вследствие этого в сплошных, густо- и средневкрапленных рудах, в зависимости от густоты вкрапленности значение σ варьирует от 3,4 до $4,8 \text{ г/см}^3$. Серпентинизация, понижающая плотность цементирующей массы до $2,4 \text{ г/см}^3$, в этом случае роли не играет. В бедновкрапленных рудах, где преобладающая масса сложена цементом, плотность определяется только свойствами цемента и потому, в зависимости от степени его серпентинизации колеблется от 3,2 до $2,5 \text{ г/см}^3$.

Все эти свойства руд определяют и характер физических полей над ними. Так как хромитоносные гипербазиты всегда в той же или иной степени серпентинизированы, то лежащие среди них руды обладают повышенной магнитной восприимчивостью, большей, чем окружающие породы. На фоне разуплотненных серпентинизированных гипербазитов они выделяются и большей плотностью, обуславливая появление локальных положительных максимумов.

Таким образом, комплекс положительных магнитных и гравитационных аномалий над менее магнитной и менее плотной гипербазитовой массой может свидетельствовать о наличии погребенного хромитового тела. Однако многократная серпентинизация, а также гематитизация, мартитизация способствуют исчезновению магнетита и, следовательно, снижению значения σ и породы, и руды. Точно так же сравнительно маломощные рудные тела даже сплошных руд, погребенные под мощной толщей разуплотненных гипербазитов, в гравитационных полях не проявляются. Поэтому отсутствие гравитационных или магнитных аномалий в потенциально хромитоносных гипербазитовых массивах не может являться доказательством отсутствия погребенных хромитовых руд. В то же время к наличию положительных гравитационных аномалий следует подходить с осторожностью, так как в хромитоносных массивах они могут быть вызваны интенсивной диопсидизацией, габброизацией серпентинитов, поля проявления которых фиксируются повышением значений ΔT и особенно Δg .

Геологическая интерпретация геофизических данных, даже комплекса величин κ , σ и V , над гипербазитовыми телами должна производиться крайне осторожно, на основе всех имеющихся геологических данных, с учетом всех возможных геофизических факторов, могущих повлиять на эти параметры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал дает возможность выделить региональные и локальные критерии прогноза хромитовых месторождений.

Региональные критерии прогноза предусматривают оценку потенциальной хромитоносности регионов. В этом случае после констатации наличия в регионе ультраосновных пород необходимо выяснить их формационную принадлежность. Хромитоносными являются гипербазиты только дунит-гарцбургитовой формации. Поэтому наличие пород этой формации является первым и обязательным условием потенциальной хромитоносности регионов.

Следующей задачей является выяснение возможного масштаба проявления гипербазитов хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации и оценка степени сохранности в них хромитового оруденения. Так как последняя является функцией тектонической эволюции дунит-гарцбургитовых масс, то

очевидно, что решение второй задачи возможно лишь на основе анализа структурной позиции гипербазитовых поясов региона.

К наиболее перспективным (первая категория) относятся пояса, расположенные на границе сочленения эвгеосинклинали с крупными тектоническими структурами высшего порядка (платформа, щит), испытывавшими устойчивый режим воздымания на протяжении мегацикла. Такие пояса сложены наиболее крупными гипербазитовыми массами. В пределах поясов этой категории на крупные хромитовые залежи наиболее перспективны участки, лежащие под «фундаментом» геосинклинали или вскрытые среди наиболее древних толщ. Особенно благоприятны участки, испытавшие наименьшее геосинклинальное воздействие и наименее измененные.

К менее продуктивным (вторая категория), но широко распространенным относятся пояса, окаймляющие срединные массы или геоантиклинальные поднятия внутри эвгеосинклинали, на тех или иных стадиях развития данной области вовлеченные в геосинклинальную историю. Гипербазиты в них представлены более мелкими массивами, которые нередко представляют собой блоки, отчлененные от погребенных дунит-гарцбургитовых масс и интенсивно метаморфизованные. Вследствие этого потенциальная хромитоносность в пределах таких поясов имеет тенденцию увеличиваться с глубиной. В современном эрозионном срезе гипербазиты этих поясов могут быть представлены мелкими массивами. Однако их структурная позиция является достаточным основанием для проявления бдительности в зоне их распространения с целью обнаружения возможных более крупных масс со значительным хромитовым оруденением.

К наименее перспективным (третья категория) относятся пояса, состоящие из коротких цепочек мелких тел, обнаженных в антиклинальных поднятиях антиклинориев и синклинориев.

Пояса двух первых категорий представляют несомненную практическую ценность. Поэтому при наличии в них даже единичных или мелких массивов зоны их развития должны тщательно изучаться с целью обнаружения невыявленных гипербазитовых масс.

Локальные критерии прогноза заключаются в оценке степени хромитоносности конкретных объектов, расположенных в пределах того или иного пояса, его района, массива или отдельных частей последнего. В то время как региональные кри-

терии предусматривают преимущественно потенциальную хромитоносность, локальные критерии могут быть использованы при прогнозной оценке как потенциальной, так и реальной хромитоносности пояса, массива, участка и т. д.

К факторам прогноза потенциальной хромитоносности относится оценка степени вероятности присутствия рудных концентраций в данном поясе, массиве, участке и т. д. Первым из них является присутствие пород дунит-гарцбургитовой формации. Среди них собственно хромитоносными являются только дуниты или близкие им по составу дунит-гарцбургиты. В то же время исследования показывают, что для возникновения промышленных концентраций хромита важно не только значительное присутствие дунитов или дунит-гарцбургитов, но и образование ими значительных площадей. Так, широко развитые, но маломощные дунитовые (и дунит-гарцбургитовые) прослои среди гарцбургитов (кракинский тип) не могут создать крупных рудных скоплений, тогда как крупные локализованные массы гарцбургит-дунитов и дунит-гарцбургитов (кемпирсайский тип) являются материнскими для крупнейших концентраций хромита.

Учитывая все это, автор считает, что второй фактор потенциальных локальных критериев прогноза должен быть сформулирован следующим образом: среди массивов дунит-гарцбургитовой формации наиболее благоприятным на присутствие хромитовых месторождений является массив, содержащий значительные площади дунитов (или близких им по составу дунит-гарцбургитов) собственно дунит-гарцбургитовой формации. В массивах, сложенных собственно гарцбургитами и продуктами их неполной диопсидизации — лерцолитами — маловероятно присутствие промышленных концентраций хромита (например, Нуралинский массив Урала, пиренейская и швейцарская части Средиземноморского пояса и т. д.). Поэтому с точки зрения потенциальной хромитоносности такие массивы наименее перспективны.

К факторам прогноза реальной хромитоносности массивов или их частей относятся оценка реального объема и качества руд, а также размещение рудных тел внутри массивов.

Как уже указывалось, на качество руд и степень их сохранности влияют два фактора — дробление и последующий метаморфизм. Дробление способствует измельчению хромитоносных массивов и заключенных в них рудных тел. Поэтому в мелких телах — блоках трудно ожидать сохранения крупных концентраций. Процессы метаморфизма способствуют

вначале снижению качества руд, а затем и полному исчезновению последних. Так, например, хлоритизация, диопсидизация, габброизация в начальных проявлениях способствуют выносу хрома с замещением его алюминием, что снижает качество хромита, обуславливая переход его из класса высококачественных металлургических руд в более низкокачественное сырье для химической и огнеупорной промышленности. При более интенсивном развитии этих процессов и возникновении собственно диаллагитов, габбро и т. д. происходит полное разрушение хромшпинелида, ведущее к уничтожению сложенных им руд. Поэтому области широкого распространения диаллагитов и габбро неблагоприятны для сохранения среди них значительных рудных концентраций. Точно так же, если слабая серпентинизация (лизаритовая стадия) не оказывает значительного влияния на качество хромитовых руд, то более интенсивная, приводящая к появлению асбеста, и тем более позднейшая способствуют уничтожению хромитовых залежей. Поэтому области собственно асбестообразования и еще более поздней наложенной серпентинизации малоперспективны на возможность сохранения в них крупных рудных скоплений.

Таким образом, в зависимости от степени дробления, характера и интенсивности наложенных метасоматических преобразований реальная хромитоносность потенциально хромитоносных объектов может оказаться ничтожной. Поэтому при прогнозировании реальной хромитоносности необходимы точные данные об элементах вторичных структур и составе пород, слагающих массивы или их участки.

Исследование вторичных структур и их соотношения с прототектоникой позволяет решить вопрос о закономерностях размещения рудных тел в массивах. Наиболее ценные сплошные, густо- и средневкрапленные руды залегают не *in situ*, а в зависимости от пострудной тектоники. Намечается, что их размещение контролируется движениями трех типов: 1) ранними, способствующими будинажу рудной массы; 2) более поздними блоковыми смещениями, сдвигающими разлинзованные руды и вмещающие их боковые породы на 1000 м и более. Эти движения обуславливают различие рудных полей в пределах одного массива; 3) частотными, приводящими к мелким, нередко многоступенчатым смещениям рудных тел, отрывающим их от материнской породы.

Смещения первого типа, как правило, происходят в направлении Главного глубинного разлома региона и могут быть рассчитаны при прогнозировании. Движения второго и

третьего типов своеобразны для каждого региона и каждого массива и потому выявляются лишь на основе анализа структурных данных по конкретным массивам.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, ч. I. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Безруков Г. Н. Закономерности размещения тальковых месторождений различных генетических типов в Миасской тальконосной провинции. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Бетехтин А. Г., Красновский Г. М., Рудин А. А., Татаринов П. М. Методика поисков, разведок опробования и подсчета запасов месторождений хромистого железняка. М., Госгеолгиздат, 1941.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1969.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., ГОНТИ, 1961.

Желязкова-Панайотова М. Рассуждения о метаморфизме хромшпинелидов. В кн. Геол. реферативн. бюллетень болгарской научн. литературы. ГосСУ, ГГФ 57, 1962/63, 1964 (Деп. 1965).

Зимин И. А. Сарановское хромитоворудное месторождение. Тр. Уральского научно-исслед. ин-та геол. разв. и исслед. мин. сырья, вып. 2, 1938.

Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Хромиты СССР, ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Малахов А. Е., Пуркина Т. А., Телегин Б. А. Хромитоносность ультрабазитов Среднего Урала. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1969.

Меренков Б. Я., Хмара А. Я. Особенности метаморфизма гипербазитов Сысертско-Ильменогорского кристаллического комплекса и связь с ним антофиллит-асбестовой минерализации. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1969.

Минкин Л. М. Карта метаморфизма Урала. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1969.

Митра С. Месторождения хромита в окрестностях Саруабиль, Орисса (Индия). Бюлл. научно-технич. информ., № 8 (42), 1962.

Михайлов А. Ф. Некоторые особенности гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. В кн. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., ГОНТИ, 1960.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Наука, 1967.

Москалева С. В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. В сб. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. М., 1960.

Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании хромита и хромитсодержащих пород. В сб. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Москалева С. В. Принципы классификации и проблемы соотношения гипербазит- и базитсодержащих формаций. В сб. Геологические формации. Л., 1968.

Москалева С. В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в складчатых областях СССР в связи с проблемой верхней мантии. В сб. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., 1969а.

Москалева С. В. Влияние вторичных изменений на физические свойства ультраосновных пород. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1969б.

Москалева С. В. К проблеме генезиса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала. ЗВМО, ч. 98, вып. 3, 1969в.

Москалева С. В. Роль процессов метасоматоза в образовании полезных ископаемых гипербазитовых формаций складчатых областей. В сб. Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970а.

Москалева С. В. О контактах гипербазитовых тел дунит-гарцбургитовой формации. ДАН СССР, т. 193, № 1, 1970б.

Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., Недра, 1964.

Павлов Н. В., Соколов Г. А. Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела. В сб. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., ГОНТИ, 1963.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1968.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М., Наука, 1965.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1969.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., Недра, 1964.

Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. В сб. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968.

Соболев И. Д. Глубинное строение и магматизм Урала. В сб. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1969.

Соболев Н. Д., Уханов А. В., Смирнова Т. А., Алиева О. З. Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитоносностью. Советская геология, № 1, 1970.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГН СССР, вып. 97, № 12, 1948.

Стенли Р. Месторождения хромитов в Южной Родезии. Бюлл. научно-техн. информ., № 8 (42), 1962.

Таврин И. Ф. Использование магнитометрии при картировании внутренней структуры гипербазитовых массивов Южного Урала. Тез. докл. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1966.

Таврин И. Ф., Чашухин И. С. Возможности магнитометрии при картировании внутренней структуры массивов Южного Урала. В сб. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1969.

Тайер Т. П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. Тр. XXI сессии МГК, вып. II. М., Изд-во ИЛ, 1963.

Татаринов П. М. Сырьевая база по хромистому железу в СССР и задачи ее изучения. Проблемы советской геологии, № 6, 1936.

Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, серия регион. петрограф., вып. 9, 1940.

Татаринов П. М. Генетические типы месторождений хромита и методика поисково-разведочных работ. Советская геология, № 4, 1941.

Татаринов П. М. Послерудная тектоника хромитовых залежей Урала и ее значение для разведки последних. Советская геология, № 7, 1945.

Татаринов П. М. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям хромитов. М., ГОНТИ, 1954.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во ИЛ, 1960.

Тимофеев А. Н. и Беллавин О. В. О глубинном геологическом строении Урала по данным геофизики. В кн. Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. М., 1961.

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 49, 1952.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970.

Царицын Е. П. Метаморфизм акцессорных хромшпинелидов в гипербазитах Южного Урала. Матер. конф. молод. ученых. Баш. фил. АН СССР, Уфа, 1969.

Шарипов А. С. О геологической структуре дунитов Ключевского массива. Тез. докл. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1963.

Allsopp H. L. Rb—Sr and K—Ar age measurement on the Greath Dyke of Southern Rhodesia. *Geophys. Res.*, N 4, vol. 70, 1965.

Bailey E. B., Mc Gallen W. I. Serpentine lavas the Ankara melange and the Anatolian thrust. *Trans. Roy. Soc. Edinburg*, 62/21, 1953.

Banerjee S. Genesis of the chromite ores of Iojohatu, Singhbhum district, Bihar, India with a note on their mineralogy. *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, vol. 26, N 1, 1960.

Batthey M. H. Observations on the peridotites and pyroxenites of the Jotunheim complex in Norway. 21 *Int. Geol. Congr.* 1960.

Bilgrami S. A. Mineralogy and Petrology of the central part of Hindubagh Igneous Complex (Hindubagh mining district). Zhob Valley. West Pakistan. *Rec. Geol. Eur. Pakistan*, 1964.

Donath M. Die metallischen Rohstoffe, *Chrom.* 4, Bd. 1962.

Griggs D., Turner F., Heard H. Deformation of rocks at 500—800° C. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 79, 1960.

Grčev K. Application of Petrological Methods in explorations for concealed chromite ore bodies in the Ljuboten peridotite massiv Macedonia. Yugoslavia, 1963.

Helke A. The metallogeny of the chromite deposit — of the Guleman district Turkey. *Econ. Geol.*, vol. 57, N 6, p. 954—962, 1962.

Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 80, 1960.

Hiessleitner G. Serpentin und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teils von Kleirasien. *Ib. Geol., Bundesanstalt. Sonderband 11*, Wien, 1951.

Flint D. E., Albear J. F., Cuild Ph. W. Geology and Chromite deposits of the Camaguey district. Cuba. U. S. Dept. *Int. Geol. Surv.*, Bull. 13, 1954.

Jackson E. D. Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex Montana. Washington, U. S. Govt. Print, Off., 1961.

Kaaden G. van. On relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in the peridotite bodies in the SW of Turkey. M. T. A. Bull., N 52, Ankara, 1959.

Krause H. Erzmikroskopische untersuchungen an tuskischen chromiten. Neues Jahrb., mineral Abhande, N 90, 1957.

Lombaard B. V. On the differentiation and relationships of the rock of the Bushveld complex. Geol. Soc. S. Africa Trans, N 37, 1935.

Pamic I. Magmatske i tektonske strukture u ultramafitima Bosanske serpentinske zone. Geological savod u Sarajevu, 1964.

Petraschek W. I. Intrusiver und extrusiver Peridotit-magmatismus in alpinotypen Bereich. Geol. Rundschau, N 48, 1959.

Raleigh C. B. Structure and Petrology of an Alpine Peridotite on Cypress Island Washington, U. S. A. Beitrage zur Mineralogy und Petrographie, N 11, 1965.

Rost F. Problem ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freiburger Forschungsh. C.-58, 1959.

Taliaferro N. L. Franciscan-Knoxville problem. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., N 27, 1943.

Thayer T. P. Chrome Resources of Cuba. Geol. Surv. Bull., 935. A. 1942.

Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman. Soridag district, Turkey—Econom. Geol., vol. 59, N 8, 1964.

Thayer T. P. Chromite. Mineral resources of California. Bull., N 191, 1966.

Veltheim V. On the Geology of the Chromite deposit at Kemi North Finland. Bull. de la Commission geologique de Finland, N 194. Helsinki, 1962.

Wells F. G., Smith C. T., Ryneanson G. A. and Livermore J. S. Chromite deposits near Seiad and Mc Cuffy Creeks, Siskiyou County, California. U. S. Geol. Surv. Bull., 948-B, 1949.

Willemse J. The floor of the Bushveld Igneous Complex and its relationships. Geol. Soc. S. Africa, N 62, 1959.

Willemsse J. A brief outline of the geology of the Bushveld Igneous Complex. Geol. Soc. S. Africa, N 2, 1964.

Wijkerslooth P. de. Einiges über die Entstehung von Chromitconcentrationen und Chromerzlagerstätten an Hand von neuen Beobachtungen in Anatolien. N. Jb. Miner. Abh., 9, 1954.

Worst B. J. The Great Dyke of South Rhodesia. South Rhodesia Geol. Surv. Bull., N 47, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
I. Формационный анализ гипербазитов как фактор выявления комплекса хромитоносных пород	8
II. Региональные закономерности размещения хромитоносных гипербазитов в складчатых областях	29
III. Локальные закономерности размещения хромитовых месторождений	61
IV. Петрофизический анализ как основа геологической интерпретации геофизических данных при прогнозировании хромитового оруденения	75
Заключение	77
Литература	81

Светлана Владимировна Москалева

Региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений

ВЫПУСК 7

Редактор *Н. И. Домнич*
Техн. редактор *А. А. Иванова*

Художник *А. М. Гиман*
Корректор *В. А. Митракова*

М-26660 Подп. к печати 30/XI 1971 г. Объем 5 $\frac{1}{2}$ п. л. уч.-изд. л. 5,20
Формат бумаги 60×84 $\frac{1}{16}$ Тираж 600 экз. Цена 52 Заказ 388

Типография № 3 УПЛ. Ф. 2. Ленинград. Московский пр., 26.

895

- В ы п . 1. Региональные и локальные закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений.
- В ы п . 2. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений.
- В ы п . 3. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений.
- В ы п . 4. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных флюоритовых месторождений.
- В ы п . 5. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений
- В ы п . 6. Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений.
- В ы п . 7. Региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений.
- В ы п . 8. Региональные и локальные закономерности размещений месторождений асбеста.
- В ы п . 9. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза.
- В ы п . 10. Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза.
- В ы п . 11. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений флогопита.
- В ы п . 12. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений вермикулита.

НЕДРА