

55
17367

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ
ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БОРА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ
ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БОРА



МОСКВА, «НЕДРА», 1979

367

Геохимические критерии поисков месторождений бора/Э. К. Буренков, А. Д. Горшенин, И. П. Заревич и др. М., Недра, 1979, 155 с.

Книга посвящена распределению бора в осадочных, метаморфических и интрузивных (гранитоидных) породах в связи с формированием эндогенных и экзогенных ореолов бора скарновых месторождений магнезиальной и известковой формаций. Приводится оригинальный аналитический материал, даются геохимические критерии по эндогенным и экзогенным ореолам рассеяния бора, рекомендации по проведению поисковых работ.

Книга рассчитана на геологов, геохимиков, занимающихся поисками месторождений бора.

Табл. 62, ил. 16, список лит.— 136 назв.

Авторы: Э. К. Буренков, А. Д. Горшенин, И. П. Заревич, В. А. Сухов, И. С. Шейнин.

Ответственный редактор член-корреспондент АН СССР
Л. Н. Овчинников

Выпущено по заказу Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

Г 20806—470
043(01)—79 . 1904050000

© Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ)
1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие геохимии (в особенности прикладной) за последнее десятилетие и внедрение геохимических методов в практику поисково-разведочных работ на различные полезные ископаемые обусловлены постановкой работ по разработке методики геохимических поисков борных месторождений различных типов и главным образом эндогенных месторождений известково-магнезиально-скарновой формаций.

Проблема поисков бора в настоящее время не потеряла своей актуальности. Достаточно сказать, что, поскольку за последние годы не выявлено ни одного сколько-нибудь значительного борного месторождения, внедрение в практику поисковых работ новых геохимических методов становится настоятельно необходимым.

В настоящей работе обобщаются результаты геохимических исследований, проведенных сотрудниками Ревизионно-тематической партии № 15 Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ, представляющие почти десятилетний труд специалистов-геологов, геохимиков, почвоведов, биогеохимиков и геоботаников.

Изложенные в работе материалы собраны по различным регионам: Камчатке, Приморскому и Хабаровскому краям, Читинской и Иркутской областям, Бурятской АССР, Казахстану, Средней Азии, Северному Кавказу, Закавказью, Горной Шории, югу Красноярского края, Закарпатыю и др., охватывающим большую часть ландшафтных зон СССР (мерзлотно-таежную, южно-таежную немерзлотною, смешанных и широколиственных лесов, степную и полупустынную). Геохимические работы заключались в изучении закономерностей распределения микроэлементов и бора в рудах и околорудном пространстве, водах, растениях, почвах, потоках рассеяния и корах выветривания. По итогам этих исследований разработана методика прогнозно-оценочных работ и геохимических поисков борных месторождений по эндогенным и экзогенным ореолам рассеяния, выявлены элементы-индикаторы борного оруденения, разработаны поисковые критерии и рекомендуются методы рациональ-

ного комплексирования при проведении поисковых работ.

В сборе и отработке фактического материала, помимо авторов, участвовали: В. Ф. Борисов, Н. Я. Игумнов, Е. В. Кубышкина, К. И. Кузина, Л. А. Лебедева, Л. Е. Леонова, А. Г. Лыхин, Г. Г. Меркулова, Н. И. Несвижская, В. И. Потапова, Ю. Е. Саэт, М. А. Федорова, А. В. Федоткин, Г. А. Фридман, И. В. Чернышева, В. А. Чижевская, А. Б. Шкарин, Б. С. Шустерман. Использован материал К. П. Атабекьянца, Э. Н. Баранова, А. А. Головина, О. С. Ключева, Э. С. Кравченко по распределению содержания бора в неборных типах месторождений.

В процессе обработки материала, его подготовки к печати авторы неоднократно пользовались советами Э. Н. Баранова, А. С. Зверева, А. Е. Лисицына, И. Н. Резникова, Ю. Е. Саета, А. А. Тарасова, К. М. Тесленко, Л. И. Шабынина.

Всем перечисленным товарищам авторы выражают глубокую признательность и благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

Бор широко используется в различных областях народного хозяйства: в атомной, химической, стекольной и керамической промышленности, металлургии, медицине, сельском хозяйстве и др. Однако сфера его применения может быть значительно расширена при условии использования более дешевого сырья, что возможно лишь в результате вовлечения в сферу промышленности новых крупных месторождений в экономически освоенных районах, характеризующихся рудами, не требующими обогащения (или легко обогатимыми) при простой и дешевой технологии извлечения из них бора.

В настоящее время известно более 120 борных минералов, из которых 80 составляют бораты, значительно меньшее распространение имеют боросиликаты, алюмоборосиликаты и совсем редки борфториды, борхлориды, борфосфаты.

Вопрос о выделении промышленных типов является одним из актуальных в практической геологии. При отнесении минерального типа к промышленному различные исследователи и геологи-практики применяют весьма разнообразные критерии, главными из которых являются масштабы оруденения, геологическое положение, глубина залегания, наличие апробированных технологических схем обогащения, географо-экономические условия и пр. В отношении месторождений бора преобладает генетический подход к классификациям при выделении промышленных типов (Курман, Мельницкий, 1955; Горбов, 1960; Сердюченко, 1960; Берлин, Перцев, 1961; Шабынин, 1961; Шабынин и др., 1964; Лисицын и др., 1966; Саэт и др., 1973; Шабынин, 1974; Лисицын, 1974). Это обусловлено тем, что усиленный интерес промышленности к бору и соответственно к поискам и освоению борсодержащих руд активизировался сравнительно недавно, в последние 15 лет, а генетические классификации несомненно играют главенствующую роль при поисковых работах. В этом смысле генетическая классификация эндогенных месторождений бора А. Е. Лисицына (1974) является наиболее полной. Нами в классификации месторождений бора (табл. 1) выделены только минеральные типы, для руд которых существуют экономические рентабельные схемы обогащения; они отрабатываются промышленностью или близки к промышленному освоению.

Мировая борная промышленность в настоящее время базируется преимущественно на месторождениях вулканогенно-осадочного типа. Между тем месторождения магнезиально-скарновой формации (курчатовит-сахантовые, людвигитовые и др.) в

Классификация промышленных типов месторождений бора

Геотектический тип	Минеральный тип ²	Ассоциирующие минералы бора	Сопутствующая рудная минерализация
Галогенно-осадочный Соляной калийно-магнезиальный	Преображенскитовый Ашаритовый Гидроборацинтовый	Калиборит, борацинт, гидроборацинт, ашарит, хильгардит, джиджорит, пиннонт, кургантаит Гидроборацинт, улуксит Ашарит, улуксит	Калийные соли * *
Элювиальные гипсовые коры выветривания соляных куполов Вулканогенно-осадочный Погребенный	Колеманитовый Тинкал-кернитовый Пандермитовый Бура-улукситовый	Улуксит, говлит, пробертит, терричит, гидроборацинт, иньонит, мейергофферит, пандермит Тинкалконит, пробертит, говлит, улуксит, колеманит, бура, витчит Сассолин, гидроборацинт, курнаковит, иньонит Тинкалконит, сирлезит, колеманит, пандермит	Минералы Sz, As, гипс Сульфиды Fe, As, Sb Минералы Li, гипс Минералы As Sb, Li, гипс, калийные соли, селитра, трона, сода и др.

Скарновый Магнезильной формации ¹	Суанитовый Котонтовый Людвигитовый Ссайбелинитовый Сахант-курчатови- товый	Людвигит, котонг, ссайбелинит, флюоборит, варвикит, аксинит, турмалин Суанит, людвигит, ссайбелинит, флюоборит, варвикит, аксинит, турмалин Суанит, ссайбелинит, флюоборит, сингалит, серендибит, турмалин Суанит, людвигит, флюоборит Людвигит, суанит, котонг, флюоборит, варвикит, ссайбелинит-суссексит, фроловит, пентагидроборацит, вимсит, солонгоит, джимбонит, канит, даголит, боркарит, сибирскит, данбурит, турмалин	Оловянная, железная Оловянная, полиметаллическая, золотая Магнетитовая, оловянная Магнетитовая, висмутовая Магнетитовая, медная, оловянная, цинковая, золотая, кобальтовая, молибденовая, вольфрамовая
Известковой фор- мации	Даголитовый Данбуритовый	Данбурит, аксинит, турмалин Даголит, аксинит, турмалин	Полиметаллы, молибденовая, зо- лотая, кобальтовая, медная, же- лезная Оловянная

¹ В тип магnezильной формации включены также минеральные ассоциации, характерные для интенсивного известково-скарнового наложения.
² Минеральный тип определяется преобладающим минералом бора.

ближайшем будущем могут сыграть существенную роль в общем балансе борных месторождений.

Для бора характерно многообразие непромышленных скоплений, среди которых выделяются: а) находки отдельных минералов и минеральных ассоциаций, имеющие только минералогический интерес; б) значительные скопления минералов бора, для которых не отработаны экономически эффективные схемы обогащения и извлечения. Первой группе посвящено порядка 90% публикаций по борсодержащим минералам. Они охватывают все известные генетические типы рудных и нерудных полезных ископаемых. Вторая группа значительно более ограничена в количестве минеральных видов и генетических типов. Это ассоциации: турмалиновая, аксинитовая, дюмортьеритовая, данбуритовая.

Турмалиновая ассоциация образует несколько генетических типов, где содержания его составляют первые проценты: 1) турмалинизированные изверженные породы, где акцессорный турмалин достигает 10,6% (граниты лейкократовые, по Ляховичу, 1968); 2) турмалиновые сланцы, известные в древних толщах Алдана, Якутии, Средней Азии и др.; 3) турмалин в скарнах борных месторождений, где он образует значительные по объему индивидуализированные рудные тела с содержанием B_2O_3 до 7—10%; 4) турмалинсодержащие зоны разных типов грейзенов, кварц-турмалиновые брекчии золоторудных месторождений. Здесь содержание турмалина также значительно, до 1% B_2O_3 .

Аксинитовая ассоциация интенсивно развивается, достигая значительных объемов и содержаний B_2O_3 , до 5—7%, в известковоскарновых месторождениях бора и некоторых других металлов, локализуясь, как правило, в терригенно-вулканогенно-карбонатных ритмичных толщах.

Дюмортьеритовая ассоциация развита в значительном объеме в формации вторичных кварцитов (Акташский тип, Средняя Азия); здесь содержания бора достигают 1% на значительной площади.

Данбуритовая ассоциация весьма широко развита в разнообразных типах эндогенных ассоциаций (Лисицын, 1974). Здесь следует подчеркнуть широкое развитие акцессорного данбурита в месторождениях калийных солей типа Тюбе-Гатан в Средней Азии, где содержания данбурита достигают 8—10% и он распространен на значительной площади; примером могут служить также верхнеюрские отложения ангидритовой подсвиты гаурдакской свиты, где, по данным Ю. Е. Саета и Г. А. Фридмана, содержание B_2O_3 достигает 1,22%.

Изучение ореолов бора и сопутствующих элементов должно базироваться на закономерностях распределения содержаний химических элементов в породах, почвах и т.д., не затронутых рудными процессами. В связи с этим в настоящей работе при-

водится раздел по распределению бора как основного компонента в различных типах изучаемых объектов.

В работе использованы результаты спектральных анализов более чем 80 000 геохимических проб. Ориентировочно по объектам опробования они распределены следующим образом: породы 25 000, почвы 36 000, растения более 15 000 и воды более 7 000 проб.

Все анализы на бор выполнены в лаборатории физических методов Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ спектральным количественным методом, а на другие элементы — спектральным приближенно-количественным методом. Данные по чувствительности анализов проб пород и почв, проводимых в лабораториях ИМГРЭ, приведены в табл. 2.

Анализ бора в водных и кислотных вытяжках, а также в водах и сухом остатке проводился в лаборатории партии химическим методом с «кристаллическим фиолетовым» по методике И. А. Блюма (1959). Замеры плотности производились на фотоэлектроколориметре ФЭК-М-56. При низкой плотности холодной пробы (буферный раствор) достигалась чувствительность определения бора, равная $(1-2) \cdot 10^{-5}\%$.

Таблица 2

Чувствительность определений химических элементов (в %) в породах, почвах, растениях в лабораториях ИМГРЭ

Элемент	Алюмосиликаты	Карбонаты	Растения
Барий	1×10^{-2}	1×10^{-2}	3×10^{-2}
Бор	5×10^{-4}	1×10^{-3}	5×10^{-3}
Бериллий	1×10^{-4}	1×10^{-3}	3×10^{-4}
Ванадий	1×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-4}
Висмут	1×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-4}
Вольфрам	3×10^{-4}	3×10^{-3}	1×10^{-3}
Германий	1×10^{-4}	3×10^{-4}	—
Иттрий	3×10^{-4}	1×10^{-3}	1×10^{-3}
Иттербий	1×10^{-4}	1×10^{-4}	3×10^{-4}
Кадмий	3×10^{-4}	3×10^{-3}	—
Кобальт	3×10^{-5}	3×10^{-4}	5×10^{-4}
Литий	3×10^{-3}	1×10^{-2}	—
Марганец	3×10^{-4}	3×10^{-4}	1×10^{-3}
Медь	1×10^{-4}	1×10^{-4}	3×10^{-4}
Молибден	5×10^{-5}	1×10^{-4}	5×10^{-4}
Мышьяк	1×10^{-2}	3×10^{-2}	3×10^{-2}
Никель	1×10^{-4}	1×10^{-4}	—
Олово	1×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-4}
Свинец	1×10^{-4}	3×10^{-4}	3×10^{-4}
Серебро	5×10^{-6}	3×10^{-5}	5×10^{-5}
Стронций	3×10^{-3}	3×10^{-3}	—
Сурьма	3×10^{-3}	3×10^{-3}	—
Титан	5×10^{-4}	5×10^{-4}	5×10^{-3}
Хром	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-3}
Цинк	1×10^{-3}	1×10^{-2}	3×10^{-3}
Цирконий	1×10^{-3}	3×10^{-3}	3×10^{-3}

Часть I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПОРОДАХ, ПОЧВАХ, РАСТЕНИЯХ, ВОДАХ

В природе бор широко распространен, особенно в малых концентрациях (табл. 3). Помимо собственных минералов он об-

Таблица 3

Распространенность бора в литосфере и гидросфере, %

Литосфера и гидросфера	А. Е. Ферман, 1933, 1939	А. П. Виноградов, 1962	В. М. Гольдшмидт и Г. Петерс, 1932	Д. Грейв, 1969	Г. Харлер, 1965
Земная кора	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—
Морская вода	$1,5 \cdot 10^{-2}$	—	$1,5 \cdot 10^{-2}$	—	—
Осадочные породы	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	—	$8,5 \cdot 10^{-3}$
Магматические породы	—	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Почвы	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Растения (зола)	—	—	—	—	$7 \cdot 10^{-2}$

наруживается в виде изоморфной примеси или в сорбированной форме, входит в состав многих изверженных и осадочных пород, почв и растений. Кроме того, он присутствует в разнообразных водах, сопочных глинах и т. д. Имеющийся огромный фактический материал по распределению содержания бора в различных компонентах литосферы, гидросферы и биосферы распылен в различных изданиях, частично неопубликован. В рамках данной работы не представляется возможным изложить хотя бы большую его часть. В связи с этим авторы сочли необходимым привести лишь основные закономерности распределения его содержания.

Глава 1

БОР В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Распространенность бора в осадочных породах, по мнению большинства авторов, характеризуется величиной порядка $110-120 \text{ млн}^{-1}$. Содержания бора в различных литологических разностях варьируют в широких пределах — от единиц в известняках до 1000 млн^{-1} в глинах, достигая 3000 млн^{-1} в глауконитовых песках.

На степень концентрации бора в осадочных породах влияют многочисленные и разнообразные факторы, такие как литологический и минеральный состав, фациально-генетические условия осадконакопления, соленость и химизм водного бассейна, наличие и количество пирокластического материала, присутствие органических соединений, формы нахождения бора, сортированность материала и гранулометрический состав, характер и степень диагенетических и эпигенетических изменений и др. Ниже рассмотрим некоторые из них. Влияние минерального состава на бороносность пород весьма убедительно доказано Г. Хардером (1965). Отметим, что содержания бора в осадочных отложениях существенно изменяются и находятся в зависимости от количества и состава иллитовой составляющей, отличающейся наиболее высокими содержаниями бора по сравнению с большей частью породообразующих минералов.

Наиболее существенные и стабильные различия в содержаниях бора (табл. 4) устанавливаются при сравнении литологических разностей пород. Наблюдается четкая тенденция к возрастанию его содержания по мере уменьшения зернистости пород, т. е. от гравия и песков к алевролитам и глинам, а в известняках отмечается резкое снижение его концентраций.

Эта закономерность проверена на многочисленных разрезах отложений разного возраста, происхождения и состава (использованы данные по районам Закарпатья, Закавказья, Камчатки и некоторые другие). При этом величины содержаний и степень контрастности устанавливаемых различий могут значительно изменяться. Например, отложения морского происхождения обычно характеризуются более высокими содержаниями бора по сравнению с однотипными разностями пород озерного генезиса. Для последних выявляется и более сглаженный характер кривой распределения бора по литологическим типам пород, т. е. меньшая, чем для морских отложений, контрастность изменения содержаний, что является следствием худшей сортировки терригенного материала в озерных фациях.

Проследить такую закономерность можно на разрезе песчано-глинистых отложений. Так, в песчаных разностях по мере их перехода от крупнозернистых к тонкозернистым или от песчаников к глинистым песчаникам во всех случаях наблюдается повышение содержаний бора, хотя и не всегда значительное. Безусловно, это относится только к тем отложениям, где собственно борные минералы отсутствуют.

Для осадочных отложений из вулканогенно-осадочных толщ (главным образом глин и песчаников) характерны понижения содержания бора (табл. 5). Появление пирокластического материала в известняках или известковистых разностях пород с низкими содержаниями бора может привести и к повышению его содержаний. Несмотря на это максимальные содержания бора по-прежнему отмечаются в глинистых и алевролитистых раз-

Средние содержания бора в песчано-глинистых и известковистых разностях пород неогенового возраста, млн⁻¹

Структура, возраст отложений	Песчанники			Алевролиты			Глины, аргиллиты			Известняки			Лигниты
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	
Закавказье													
Гурийская впадина	19	45	26-86	—	—	—	19	74	32-100	—	—	—	—
Арагатская долина	19	42	20-90	42	61	20-150	33	67	33-110	2	34	—	—
средний сармат	9	32	10-60	21	64	20-100	15	64	30-100	—	—	—	—
нижний сармат	7	46	20-100	9	47	38-80	5	60	30-80	—	—	—	—
чокрак-конк	3	64	40-90	7	86	40-150	—	—	—	2	34	—	—
Ленниканская впадина	10	32	—	—	—	—	86	59	—	1	19	—	—
Приреванский бассейн	23	45	—	—	—	—	41	84	—	3	17	—	—
Карталинская депрессия	166	48	23-210	—	—	—	205	120	24-350	18	14	9-24	—
верхний сармат	104	55	25-150	—	—	—	149	110	37-220	—	—	—	—
средний сармат	10	41	23-70	—	—	—	18	98	58-160	3	11	9-13	—
нижний сармат	2	38	—	—	—	—	21	180	92-300	2	18	14-22	—
караган-конк	4	44	31-66	—	—	—	6	170	78-350	4	15	9-17	—
чокрак	5	130	80-210	—	—	—	9	140	24-200	—	—	—	—
сакараул-коцахур	41	21	13-37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Озерные фации													
Севанская впадина	26	18	7-33	4	37	30-50	25	35	7-70	5	16	10-30	—
Абастуманский район	23	26	15-36	—	—	—	6	41	33-54	—	—	—	123
Урут-Шамбская впадина	52	29	—	60	30	—	56	46	—	—	—	—	—
Кисатибское месторождение	27	29	7-100	—	—	—	4	35	7-61	—	—	—	44
Закарпатье (в целом)	150	60	12-180	131	89	18-220	346	95	20-260	—	—	—	—

Примечания: 1. Морские отложения Карталинской депрессии представлены в относительно глубоководных фациях по сравнению с отложе-

ностях пород. Однако различия в содержаниях между основными разностями пород менее контрастны. Так, песчаники из толщ характеризуются весьма близкими, а глины — резко пониженными содержаниями бора по отношению к его кларку.

Как отмечалось выше, на бороносность отложений существенно влияют фациальные условия их образования (см. табл. 4). Все без исключения литологические разности пород, образовавшиеся в морских условиях, обогащены бором по сравнению с отложениями озерного происхождения, причем содержания в них выше почти в два раза. Эти различия более контрастны при сравнении континентальных образований с морскими отложениями без значительной примеси туфогенного материала, присутствие которого, как указывалось выше, сопровождается снижением содержаний. При общей тенденции к накоплению бора в породах морского генезиса различия в его содержаниях возрастают по мере увеличения зернистости пород (максимальны в известняках.)

Полученные результаты хорошо согласуются с данными Г. Хардера (1965), установившего, что иллиты генетически различных глин характеризуются следующими содержаниями бора: соленосные глины свыше 1500 млн^{-1} , морские глины порядка нескольких сотен млн^{-1} , озерные глины — значительно меньшими величинами. Иллиты из доломитов более обогащены бором (300 млн^{-1}) по сравнению с иллитами из известняков (200 млн^{-1}).

Полученные сравнительные данные по бороносности песчано-глинистых отложений морского происхождения дают основание утверждать об определенно существующем повышении содержаний бора в глинах, образовавшихся в относительно глубоководных условиях, по сравнению с глинами прибрежных частей этих же бассейнов. Для песчанистых разностей может наблюдаться и обратная зависимость. Изучение в многочисленных разрезах, охватывающих полный цикл осадконакопления от начала трансгрессии до конца регрессии, показало неоднородный характер распределения содержаний бора. На общем фоне выделяется повышенная бороносность отложений базального горизонта. Для глинистых разностей отмечается рост содержаний снизу — вверх, достигающий максимальных значений в горизонтах, образовавшихся в период максимальной трансгрессии моря и стабилизации бассейна. С наступлением регрессии моря проявляется тенденция, заключающаяся в понижении содержаний бора. Аналогичную закономерность, но при меньшей контрастности изменения содержаний можно проследить на примере одного горизонта, сложенного только песчаниками. Так, в песчаниках близкого минерального состава сакараул-коцахурского возраста (Карталинская депрессия) отмечается повышение содержаний бора в средней пачке (всего их выделено три), образовавшейся в период максимального погружения дна бассейна. В

Средние содержания бора в основных разностях осадочных пород

Регион	Песчаники			Алевролиты		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Закавказье:						
Ахалцихский р-н	109	27	7—45	—	—	—
Сисианский р-н	52	29	—	60	30	—
Закарпатье	46	47	7—300	6	49	25—78
Камчатка	108	15	6—26	55	18	10—100

песчаниках верхней и нижней пачек содержания бора снижаются, причем по содержаниям кислотнорастворимого бора отмеченные различия более контрастны.

С целью получения более представительного материала, включающего влияние различного состава терригенного материала, подобраны пробы из одних и тех же стратиграфических горизонтов, представленные чередованием слоев глин (43 пробы) и песчаников (34 пробы) различной мощности, что всегда можно наблюдать в пределах одного законченного цикла осадкообразования.

Глины и песчаники из глинистых пачек с прослоями песчаников характеризуются более высокими концентрациями бора по сравнению с теми же разностями пород из песчанистых пачек с маломощными прослоями глин (табл. 6). Такое изменение

Т а б л и ц а

Средние содержания бора в глинах, песчаниках из переслаивающихся горизонтов различной мощности

Соотношение мощностей слоев глин и песчаников в разрезе	Содержание бора, млн ⁻¹	
	в глинах	в песчаниках
Мощность глин значительно превышает (более чем в 10 раз) мощность слоев песчаников	100	60
Мощность глинистых прослоев значительно меньше (более чем в 5 раз) мощности песчаников	56	49

содержаний бора является вполне закономерным, так как породы в монотонных мощных горизонтах лучше отсортированы, причем с уменьшением мощности слоев отмечается снижение содержания бора в глинах в результате увеличения в них песчаного материала.

диз вулканогенно-осадочных толщ неогенового возраста, млн⁻¹

N	Глины		Диатомиты	Туфоидиатомиты	Диатомовые глины
	\bar{X}	Пределы содержания			
78	42	30—61	13	22	—
56	46	—	21	—	35
13	69	19—180	—	—	—
3	24	22—30	—	—	—

Таким образом, фациальные условия (морские, озерные) образования отложений не влияют на общий характер распределения бора по профилю, а лишь обуславливают его абсолютные содержания и определяют степень различий в содержаниях между однотипными разностями пород. На дифференциацию глинистых отложений по содержанию в них бора указано в работе А. А. Левинсона и Д. К. Людвига (1967), где отмечается постепенное изменение содержания бора в глинистых осадках по мере продвижения от устья реки к открытому океану, что соответствует изменению размерности глинистых частиц.

Характер распределения бора в осадочных отложениях, изученных по отдельным разрезам, пачкам, толщам и т. д., не изменяется и подтверждает лишь выводы, полученные по обобщенным выборкам (району, стратиграфическому горизонту).

По мнению В. В. Вировца (1966), существует зависимость содержания бора в осадочных породах от количества его в продуктивных бассейнах. Максимальные содержания бора приурочены к фациям соленосных водоемов, лагун и убывают в направлении фаций открытого моря.

Г. Хардером (1965) отмечался рост содержания бора по мере увеличения соленосности бассейна в период осадконакопления. Впервые на этот факт обратил внимание С. Ландергрэн (1964). При сравнении данных Г. Хардера с полученными результатами по различным регионам СССР выясняется, что в подавляющем большинстве случаев имеющиеся в нашем распоряжении результаты в два и более раза ниже. Так, например, по данным С. М. Корневского и К. Б. Донченко (1963), в соленосных отложениях Предкарпатья установлены содержания бора в пределах 10—290 млн⁻¹; количество его прямо пропорционально количеству нерастворимого остатка породы. В растворимой части пород бор не был обнаружен. В целом для соленосных образований содержания бора в растворимой части составляют 300 млн⁻¹, а в нерастворимой 1200—2150 млн⁻¹, а для нормальных морских 80—100 млн⁻¹ против 100—220 млн⁻¹

бора. И только для отложений Соликамско-Березниковской района результаты имеют близкое значение.

Наличие существенно различных содержаний бора в глинах разного генезиса приводит к мысли о возможности расчленения осадочных пород, образовавшихся в неодинаковых условиях, по содержаниям в них бора. Эта идея высказана С. Ландергреном и В. М. Гольдшмидтом. В дальнейшем она на основании фактического материала была четко сформулирована Э. Дегенсом (1967), который утверждает, что среди рассеянных элементов служащих критериями для распознавания, скажем, морских или пресноводных осадков, в настоящее время наиболее хорошо изучен бор. Далее он считает, что неуверенность в надежности бора как критерия среды возникает там, где континентальные коренные породы уже обогащены им, или там, где в результате наземной вулканической деятельности образуется большое количество борной кислоты. Г. Хардер (1965), указывая на этот факт, отмечает, что, кроме солености, содержания бора в осадочных породах в значительной мере обуславливаются происхождением слагающего их материала и размерами его зерен. Следует лишь добавить, что смена направления или источника сноса терригенного материала приведет также к изменению (и некоторых случаях весьма существенному) содержания бора в осадке.

Некоторые авторы, в частности Д. П. Сердюченко и др. (1967), указывают на уменьшение боросодержания от древних к более молодым геологическим отложениям (например, для глинистых пород от 100 до 30 млн⁻¹ В₂О₃). Анализируя материалы различных исследователей по отдельным геологическим формациям, приходится констатировать, что отмеченная закономерность имеет локальный характер и, как правило, не проявляется в других регионах. Так, по данным С. Ландергрена, приводимым Г. Хардером (1965), максимальными содержаниями (выше 100 млн⁻¹) бора характеризуются глины кембрия и карбона. Все это находит подтверждение в работах по Среднему Предуралья А. А. Оборина и И. Э. Залкинд (1964), по Приэльбрусью Ю. А. Будзинского (1965), по Донецкому бассейну М. А. Карасик и др. (Литология и полезные ископаемые, 1964), по Предкарпаты С. М. Кореневского и К. Б. Донченко (1963), по Тяньшаню В. Д. Отрощенко (1967), по Средней Азии В. В. Вировиц и М. Ф. Зенина (1966).

В практической деятельности часто приходится иметь дело с карбонатными разностями глин и песчаников, где карбонатный материал служит цементом или находится в виде обломков. Полученные данные по неогеновым отложениям Карталинской депрессии (Закавказье) свидетельствуют о значительном снижении содержаний общего бора по мере роста карбонатной составляющей (табл. 7). Различия в содержаниях бора более контрастны в глинах по сравнению с песчаниками (табл. 8).

Таблица 7

Средние содержания общего бора в глинах и песчаниках различной степени карбонатности, млн⁻¹

Фация	Возраст отложений	Литологические разности	Содержание карбоната кальция в породе, %					
			До 30		30—50		>50	
			\bar{X}	Пределы содержания	\bar{X}	Пределы содержания	\bar{X}	Пределы содержания
Морская Континентальная	Чокрак Верхний сармат	Глины Песчаники	124	58—200	24	10—30	—	—
			108	52—180	80	50—130	—	—
			58	47—80	48	30—76	31	26—34

Таблица 8

Средние содержания бора в кислотных вытяжках из глин и песчаников различной степени карбонатности, млн⁻¹

Фация	Возраст отложений	Литологические разности	Содержание карбоната кальция в породе, %					
			До 30		30—50		>50	
			N	\bar{X}	N	\bar{X}	N	\bar{X}
Континентальная	Верхнесарматский	Глины Песчаники	25	26	10	40	—	—
			9	20	7	30	3	40
Морская	Среднесарматский	Песчаники	2	25	11	17	—	—
	Нижнесарматский, чокракский	Глины	22	52	23	22	—	—

Влияние гранулометрического состава глин на концентрацию в них бора (табл. 9) можно проследить на примере морских от-

Таблица 9

Средние содержания бора в различных фракциях миоплиоценовых глин, млн⁻¹

Район	Размер частиц, мм				
	<0,005	0,01—0,005	0,05—0,01	0,1—0,05	0,25—0,1
Карталинский	137	76	59	49	—
Гурийский	67	59	50	37	19
Севанский	27	36	31	28	25

ложений караган-конка и нижнего сармата районов Гурийской впадины и Карталинской депрессии, а также озерных глин сарматской толщи (Севанский участок). В пределах одного района глинам, отобраным из различных стратиграфических горизонтов, присущ более постоянный гранулометрический состав, хотя в Гурийской впадине различия существенны. Наблюдается снижение содержания бора по мере роста размеров частиц. Во всех трех районах наиболее высокие его концентрации установлены в тонких ($<0,005$), а низкие — в грубых (0,25—0,1) фракциях. Аналогичная закономерность в распределении бора отмечена для глин из различных стратиграфических горизонтов. Глины Карталинской депрессии по сравнению с глинами Гурийской и особенно Севанского участка обогащены бором. Это усиливается как по общему его содержанию, так и по содержанию в различных гранулометрических фракциях: чем лучше отмыт и отсортирован материал, слагающий породу (глины Карталинской депрессии), тем выше ее бороносность и тем значительнее различия в содержаниях между наиболее тонкими и грубыми фракциями.

Г. Хардер (1965) отмечает два максимума концентраций бора. Один из них расположен в чрезвычайно тонкозернистых фракциях, а другой — в песчаных. В последнем случае повышение содержания бора обусловлено наличием турмалина. В тонких фракциях повышенные содержания бора объясняются адсорбцией глинистыми минералами.

В последние годы изучению форм нахождения элементов уделяется большое внимание. Они играют существенную роль в концентрации и распределении элементов в породах различного генезиса. Условия образования отложений определяют соотношение в них различных форм нахождения элементов и, в частности, бора. На примере осадочных отложений миоцена Карталинской депрессии изучены водно- и кислоторастворимые соединения бора и определена их доля в общем балансе (Буренков, Зорин, 1973). Установлены содержания сорбированного бора и лишь по крайней мере большей его части.

Бороносность глин и песчаников одного горизонта, толщины и т. д. при постоянном минеральном составе терригенного материала находится в прямой зависимости от степени его сортированности. Чем лучше отмыты разности пород, тем выше дисперсия содержания бора, повышающихся в глинах и снижающихся в песчаниках.

Установление соотношения изучавшихся форм нахождения бора в песчаниках и глинах приводит к выводу, что бор в них в основном присутствует в кислоторастворимых соединениях, также в сорбированной и изоморфной формах. Воднорастворимые соединения существенно не влияют на бороносность пород. Значительная доля сорбированного бора в общем балансе и переход его части в солянокислую 2%-ную вытяжку доказаны а

борами экспериментально. Аналогичные результаты изложены В. Хардером (1961 г.).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. 1. Степень концентрации бора в осадочных отложениях во многом определяется их литологическим и соответственно минеральным составом. Максимальные концентрации установлены в глинах и лигнитах, а минимальные — в известняках. Песчаники и более грубые разности занимают промежуточное положение. Существенное влияние на концентрацию бора оказывает состав цемента. 2. Содержание бора зависит от изменения фациальных условий осадкообразования. Морские фации (по сравнению с озерными) во всех литологических разностях пород обогащены бором, причем морские относительно глубоководные фации более обогащены им, чем прибрежные. 3. В пределах одного законченного цикла осадкообразования наиболее высокие содержания бора отмечаются в отложениях средней части разреза. В однотипных отложениях снижение содержаний наблюдается по направлению к подошве и кровле изучаемого горизонта. 4. Однотипные литологические разности пород, образовавшиеся в сходных условиях, могут характеризоваться различными содержаниями бора. По мере увеличения мощности прослоев глиен отмечается рост содержаний бора. Для песчаников устанавливается обратная зависимость. Частое переслаивание маломощных прослоев глиен и песчаников приводит к инвелировке содержаний бора в результате перемешивания и худшей сортировки как глинистого, так и песчанистого материалов. Сравнительные данные по различным стратиграфическим горизонтам отложений показывают, что с увеличением содержаний бора в глинах снижается его концентрация в песчаниках на того же горизонта. 5. Повышение карбонатности отложений сопровождается снижением содержаний в них общего бора, которое проявлено более контрастно для глиен, чем для песчаников. Содержания бора, извлекаемые 2%-ной кислотной вытяжкой, возрастают наряду с ростом карбонатности в отложениях континентальных и озерных фаций и снижаются в отложениях морского генезиса. 6. Общее содержание бора в изученных породах осадочного генезиса в основном определяется наличием кислоторастворимых его соединений, количеством сорбированного бора и изоморфно входящего в другие минералы. Содержание воднорастворимого бора не превышает 10% общего содержания. 7. Распределение бора в различных гранулометрических фракциях глиен отражает закономерности, установленные на основании анализа общих содержаний. Увеличение размеров частиц сопровождается снижением содержаний бора. Во фракции $< 0,005$ мм наиболее высокие содержания бора установлены в тюрингите, монтмориллоните и лепидокроките, а каолинит и гидрослюды характеризуются более низкими его содержаниями.

БОР В ВУЛКАНОГЕННЫХ
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Данные по распределению бора в вулканогенных породах приведены в ряде работ: С. М. Александров, В. А. Барсук, В. В. Щербина (1968), В. И. Влодавец (1958), М. Х. Кадыр (1968), С. Р. Нокколдс и др. (1958), В. Д. Отрощенко (1968) и др. По Г. Хардеру (1965), основные интрузивные и эффузивные породы имеют близкое содержание бора (соответственно 7 и 5 млн⁻¹), в то время как кислые интрузивные породы содержат меньше бора, чем эффузивные разности того же химического состава (10 и 30 млн⁻¹ соответственно).

На распределение бора в эффузивных и пирокластических породах существенно влияют процессы дифференциации магм, переплавления и ассимиляции осадочных горных пород, а также процессы гидротермального и гипергенного изменений. В одних и тех же типах изверженных пород в областях современного молодого вулканизма содержания бора существенно различаются. В наибольших количествах бор отмечается в эффузивах развитых в пределах Тихоокеанского окраинно-континентального и Альпийско-Гималайского внутриконтинентального орогенных поясов (70—150 млн⁻¹), в то время как в эффузивах срединноокеанических хребтов оно почти в 10 раз меньше, равно примерно 5 млн⁻¹ (не более 10 млн⁻¹).

Существует мнение, что изверженные породы основного состава обеднены бором относительно кислых и средних разностей. Наш фактический материал свидетельствует о том, что для эффузивных и пирокластических пород такое соотношение не всегда выдерживается и существуют более сложные зависимости (табл. 10). Продукты вулканизма различных тектоно-магматических этапов и комплексов характеризуются различными содержаниями бора (табл. 11, 12, 13).

Рассматривая бороносность отдельных свит, можно заметить относительное обеднение бором всех без исключения эффузивных пород алнейской серии, при этом в последней содержания бора оказываются практически не зависящими от химического состава пород. Причина этого явления заключается, по-видимому, в том, что все породы алнейской серии несут следы интенсивного химического выветривания, в то время как эти же породы березовской и паратунской свит имеют более свежий облик. Это согласуется с историей геологического развития района, поскольку алнейская серия формировалась в субаэральных и поверхностных условиях, когда извержения вулканов чередовались с более спокойными периодами жизни нарождавшейся суши. В этих условиях интенсивная денудация суши сопровождалась естественным выносом различных элементов и, в первую очередь, бора.

Средние содержания бора
в вулканогенных продуктах молодого вулканизма, млн⁻¹

Порода	Закавказье			Камчатка			Закарпатье		
	N	\bar{X}	Пределы содержаний	N	\bar{X}	Пределы содержаний	N	\bar{X}	Пределы содержаний
Лавы основного состава	92	12	6—47	162	16	5—89	27	20	11—55
Лавы среднего и кислого состава	161	11	6—58	167	12	6—30	111	25	8—96
Суффы (преимущественно среднего состава)	1243	18	6—70	345	19	9—380	396	31	6—210

Распределение содержаний бора в эффузивных породах трех регионов носит пестрый характер и зависит не только от химического состава пород и принадлежности к определенному магматическому циклу (фазе, этапу), но, как показывает более детальное изучение, и от принадлежности к тому или иному вулканическому аппарату.

Установлено, что большей степени изменения пород соответствует больший вынос бора. Так, по данным А. Озола, содержания бора уменьшаются следующим образом: от 42 и 16 млн⁻¹ соответственно в измененных андезито-базальтах и андезитах до 3 и 5 млн⁻¹ в пропилитизированных разностях; от 21—25 млн⁻¹ в андезито-базальтах и андезитах Курил до 13—14 млн⁻¹ в частично измененных породах и до 2—2,5 млн⁻¹ в нацело преобразованных (каолинизированных и алунизированных) породах; от 42 до 5—6 млн⁻¹ в дацитах; от 155 до 80 млн⁻¹ в кислых породах о-ва Вулкано. В липаритовой лаве Новой Зеландии содержания бора уменьшаются от 25 до 13 млн⁻¹ в гидротермально измененных разностях и до 3 млн⁻¹ в более сильноизмененной (каолинизированной) породе, от 24 до 9 млн⁻¹ в обсидиане и от 23 до 2 млн⁻¹ в пемзе. Следовательно, при гидротермальных изменениях континентальных эффузивов из них выносятся до 90% бора.

В отличие от континентальных эффузивов гидротермальные изменения в океанических базальтах не сопровождаются выносом бора. Его содержание в толеитовых базальтах Срединно-Атлантического хребта и в образующихся за счет них хлорит-актинолит-эпидот-альбитовых метабазальтах примерно одинаковое (несколько млн⁻¹).

Таблица 11

Средние содержания бора
в эффузивных и пирокластических образованиях Закарпатья, млн⁻¹

Порода	Неогенный тектоно-магматический цикл												
	В целом			I фаза			II фаза			III фаза			
	N	\bar{X}	Пределы содержания	Гельветский этап		Тортонский этап		Сарматский этап		Позднеплиоценовый этап			
				N	\bar{X}	N	\bar{X}	N	\bar{X}	N	\bar{X}		
Лавы	27	20	11-55	—	—	3	39	22-55	—	—	24	18	11-47
	78	24	8-96	—	—	—	—	—	—	—	36	20	8-96
	8	18	11-27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Линпаритовые	104	30	13-100	—	—	12	34	13-59	—	—	92	30	14-100
	292	31	6-210	44	77	9-210	34	32	8-120	183	20	6-96	28

Таблица 12

Средние содержания бора в эффузивах Закарпатья

Порода	Ахалакский комплекс			Киситбская свита			Манчарский лавовый покров			Неоген в целом		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Базальты, андезит-базальты	45	10	6-18	46	13	7-47	1	16	—	92	12	6-47
Линпариты, дациты, андезиты	5	16	14-17	151	11	6-58	3	16	7-98	11	11	6-58

Средние содержания бора в вулканических
и вулканогенно-осадочных породах Камчатки, млн⁻¹

Порода	Неоген в целом			Анавайская серия			Аллеейская серия		
	N	\bar{X}	Пределы содержа- ний	N	\bar{X}	Пределы содержа- ний	N	\bar{X}	Пределы содержа- ний
Лавы		162	5-89	154	16	10-89	8	11	5-21
	Базальты и андезито-базальты	110	6-29	108	12	6-29	2	10	10
	Андезиты	21	6-30	18	16	6-30	3	12	10-15
	Андезито-дациты и дациты Липариты	36	6-23	6	14	6-22	30	12	8-23
ТUFFы		225	3-380	210	22	3-380	15	12	6-17
	Базальтовые и андезито-базальтовые	84	6-43	73	15	6-43	11	11	6-14
	Андезитовые	26	5-27	26	11	5-27	—	—	—
	Андезито-дацитовые и дацитовые Липаритовые	10	5-18	10	10	5-18	—	—	—
Вулканогенно-осадочные		15	13-20	12	17	13-20	3	17	15-18
	Туфоконгломерат	13	11-18	—	—	—	13	9	11-18
	Туфогравелиг	108	6-26	85	15	6-26	23	13	10-18
	Туфопесчаник	55	10-100	55	19	10-100	—	—	—
	Туфоалевролит Туфопелит	13	22-30	13	25	22-30	—	—	—

На распределение бора в пирокластических образованиях влияют те же факторы, что и в эффузивах. Содержания его в туфах почти всегда более высокие, чем в лавах. Боросодержания различных комплексов приведена в табл. 14 и 15.

Таблица 14

Средние содержания бора в пирокластолитах различных комплексов Закавказья, млн⁻¹

Порода	Неоген в целом			Кисатибская свита			Ахалкалакский комплекс			Сарыкаинский толща		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Туф Туфобрекчия	615	19	6—70	598	19	6—70	11	53	46—63	6	24	13—
	476	16	6—34	476	16	6—34	—	—	—	—	—	—

Таблица 15

Средние содержания бора в пирокластических породах кисатибской свиты, млн⁻¹

Участок	Туф			Туфобрекчия		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Годердский	42	16	6—41	30	16	8—2
Кисатибский	122	19	9—56	12	11	7—1
Долина р. Паравани	49	27	10—60	19	17	8—3
Вардзийский	335	18	9—70	392	16	6—3
Район с. Ацквита	29	13	8—20	8	11	8—1
Толошский	21	23	18—35	15	17	14—2

Детальное изучение распределения концентраций бора в туфах Вардзийского участка позволило выявить, что в пелитовых, алевроитовых и псаммитовых туфах по мере увеличения размера частиц содержание бора имеет тенденцию к снижению (табл. 16).

Бор в туфах различной структуры распределен также неравномерно (табл. 17.).

Таблица 16

Средние содержания бора
в туфах, сложенных
различным по крупности
обломочным материалом, млн⁻¹

Тип туфа	N	\bar{X}	Пре- делы содер- жаний
дацитовый	11	17	11—27
андезитовый	7	16	10—25
ламмитовый	6	14	8—24

Таблица 17

Средние содержания бора
в туфах
различной структуры, млн⁻¹

Тип туфа	N	\bar{X}	Пре- делы содер- жаний
Витрокластический	5	25	13—47
Кристаллокластический	8	13	11—17
Литокластический	12	17	10—25
Смешанный	8	17	8—27

Максимальные содержания бора в витрокластических туфах объясняются, по-видимому, хлоритизацией и оглиниванием стекла, составляющего значительную их часть. Кристаллокластические туфы наименее бороносны. Основные породообразующие минералы этих туфов (плагноклаз, гиперстен и роговая обманка) имеют свежий облик и не являются концентраторами бора. Смешанные и литокластические туфы по содержанию бора занимают промежуточное положение между витро- и кристаллокластическими. По данным 53 полных силикатных анализов, среди туфов бора выделяются дацитовые, андезито-дацитовые и андезитовые разновидности. Среднее содержание бора в дацитовых и андезитодацитовых разновидностях составляет 18 млн⁻¹ (17 проб, от 8 до 27 млн⁻¹), а в андезитовых 22 млн⁻¹ (36 проб, от 10 до 56 млн⁻¹). Среди андезитовых туфов выделяются гиперстеновые и слюдяные разновидности. Различия в средних содержаниях бора в них практически отсутствуют (соответственно составляют 22 и 21 млн⁻¹).

Основным концентратором бора в излившихся и пирокластических породах областей современного и молодого вулканизма является стекло (Хардер, 1965); содержание в нем бора достигает сотен млн⁻¹ (например, в стекле туфов Чилино, Италия, 20 млн⁻¹); в обсидианах содержание бора достигает 140—160 млн⁻¹. Следовательно, в процессе излияния лав бор почти не попадает в порфиновые вкрапленники, а накапливается преимущественно в остаточном расплаве, дающем при остывании борсодержащее стекло. При раскристаллизации эффузивов бор концентрируется в продуктах их автометасоматической переработки: в основных породах — в эпидоте; в кислых и средних — в сериците. Анализ водных вытяжек из туфов Камчатско-Курильской вулканической гряды показал содержания в них бора — 5 млн⁻¹, что примерно соответствует количеству воднорастворимого бора в породах Анд.

Распределение бора в вулканогенно-осадочных породах сет черты осадочного литогенеза; концентрации бора в этих родах, как правило, уменьшены. Эта закономерность установлена ранее Э. К. Буренковым (1973) и проявляется в увеличении средних содержаний бора от грубых к более тонким разностям пород. В Закарпатье (табл. 18) нормальное распределение

Таблица

Средние содержания бора
в вулканогенно-осадочных образованиях Закарпатья, млн⁻¹

Порода	Неоген			Левантин			Паннон		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Туффит	71	40	10—200	15	27	13—75	3	153	60—
Туфогравелит	3	31	20—38	2	37	36—38	—	—	—
Туфопесчаник	41	41	7—300	28	29	13—52	3	200	100—
Туфоалевролит	13	69	19—180	3	26	20—31	—	—	—
Туфопелит	6	49	25—78	6	49	25—78	—	—	—

Продолжение табл.

Порода	Сармат			Торгон		
	N	\bar{X}	Пределы содержания	N	\bar{X}	Пределы содержания
Туффит	16	44	10—96	37	36	10—6
Туфогравелит	1	20	—	—	—	—
Туфопесчаник	7	34	7—70	3	12	11—1
Туфоалевролит	5	29	10—42	5	134	72—1
Туфопелит	—	—	—	—	—	—

бора, т. е. увеличение его концентраций от более грубых к более тонким осадкам, нарушается (особенно это относится к туфопелитам). Причины такого явления следует искать, во-первых, в сравнительно высоких (относительно других районов) содержаниях бора в вулканогенных разностях (особенно в туфах), во-вторых, в очень сильной туфогенности исследованных туфопелитов.

Глава 3

БОР В ИНТРУЗИВНЫХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ

Интрузивные породы. Геохимию бора в интрузивных породах Советского Союза изучали В. Л. Барсуков (1958, 1964), Н. Г. Родзянко с соавторами (1968, 1971 гг.), В. Д. Отрошенко

авторами (1965), В. А. Дунаев (1959), Р. В. Гетлинг и Е. Н. Сафонова (1959), А. Е. Лисицын и В. Г. Хитров (1963), М. Г. Руб (1967 г.), В. В. Ляхович (1965, 1967, 1972), А. С. Емельяненко (1967), Я. А. Косалс и М. П. Мазуров (1968), О. Д. Ставров и Г. Хитров (1960), А. Г. Лыхин и Е. В. Кубышкина (1970) и др. Наиболее полной сводкой данных по этому вопросу является диссертационная работа А. Г. Лыхина (1968 г.), а за рубежом — соответствующий раздел в работе Г. Хардера (1965) «Геохимия бора».

Ниже рассматриваются следующие частные аспекты геохимии бора в интрузивных породах: связь содержаний бора в породах с их составом, возрастом, глубиной становления интрузивных массивов, принадлежностью к разным фазам последних и их рудогенностью в отношении бора.

Характер распределения бора в основных типах магматических пород в зависимости от содержания в них кремнезема изучен слабо. Это обстоятельство подчеркивает и М. Шоу (1969), относя бор к группе малоизученных в этом отношении элементов наряду с Ge, Ga, W, Sn, Sr, Mn. Однозначной связи содержаний бора с составом пород не установлено. Так, кларковые содержания бора в главных типах магматических пород проявляют тенденцию к уменьшению с увеличением основности пород, а с близкими содержаниями элемента в кислых и средних породах (табл. 19). По сообщению А. Г. Лыхина, увеличение

Таблица 19

Средние содержания бора в магматических породах, млн⁻¹

Абсолютные	Породы			Литературный источник
	основные	средние	кислые	
3	5	9	10	К. Турекян, К. Ведеполь (1961 г.) А. П. Виноградов (1962) Г. Хардер (1965)
1	5	15	15	
—	7	—	10	

основности гранитоидов сопровождается увеличением содержания бора: граниты лейкократовые 12,4 млн⁻¹, граниты нормальные 13,4 млн⁻¹, гранодиориты 22,8 млн⁻¹, диориты 33,8 млн⁻¹.

Данные по некоторым бороносным районам Советского Союза (табл. 20) показывают либо близость содержаний бора в кислых, средних и основных породах (Восточная Горная Шория), либо увеличение содержания бора от кислых пород к средним (Казахстан, Западная Горная Шория, Юго-Западное Забайкалье). В то же время в пределах отдельных массивов в четырех случаях из пяти более основные породы I фазы обогащены бором по сравнению с породами II фазы (табл. 21). И, наконец,

Средние содержания бора
в интрузивных породах бороносных районов, млн⁻¹

Регион	Породы					
	основные		средние		кислые	
	N	\bar{X}	N	\bar{X}	N	
Центральный Казахстан	—	—	23	23	259	1
Киргизия	—	—	25	47	35	3
Западная Горная Шория	—	—	13	16	87	1
Восточная Горная Шория	49	9	18	8	252	1
Хакассия	18	10	55	5	217	
Юго-Западное Забайкалье	—	—	33	43	105	2

Таблица

Средние содержания бора в интрузивных массивах
с краевой фацией гибридных пород повышенной основности, млн⁻¹

Регион	Интрузивный массив	Порода	N	
Киргизия	Джалгизурукский	Гранодиориты	29	3
		Кварцевые диориты, диориты	25	4
Западная Горная Шория	Тельбесский	Граниты, гранодиориты	30	
		Диориты	16	3
Восточная Горная Шория	Чезимский	Граносиениты, кварцевые сиениты	20	2
		Диориты, кварцевые габбро-биотитсодержащие	21	1
Хакассия	Западно-Сонский	Диориты	26	<
		Габбро биотит-роговообманковые меланократовые	6	

в породах краевых гибридных фаций бор либо накапливает (Киргизия, Западная Горная Шория), либо проявляет стабильность средних содержаний по сравнению с более кислыми породными породами центральных частей массивов (см. табл. 2).

А. Г. Лыхин, рассмотрев распределение бора по интрузивным породам разного возраста, отметил увеличение содержаний элемента от более древних пород к более молодым (докембрийские)

млн⁻¹, кембрий-силур 15 млн⁻¹, девон 16,4 млн⁻¹; карбон-пермь 3 млн⁻¹; мезозой, кайнозой по 21,6 млн⁻¹). Кроме того, установлена обратная связь между содержаниями бора и глубиной становления гранитоидных интрузивных массивов. Так, среднее содержание бора в гранитоидах абиссальной фации глубинности составляет 9,1 млн⁻¹, мезоабиссальной 17,2 млн⁻¹, гипабиссальной 21,4 млн⁻¹.

В распределении бора по фазам интрузивной деятельности существует единая закономерность. В табл. 22 приведены со-

Таблица 22

Средние содержания бора
по фазам формирования интрузивных массивов, млн⁻¹

Регион	Интрузивный массив	Порода	Фаза	N	\bar{X}
Южная Горная Шория	Тельбесский	Диориты и габбро-диориты Граниты, гранодиориты Гранодиорит-порфиры	I	3	16
			II	30	8
			III	7	17
Восточная Горная Шория	Ортоцкий	Плагиограниты Аплитовидные граниты Пегматоидные граниты	II	67	9
			III	20	14
			III	19	13
Северная Шория	Западно-Сонский	Габбро роговообманковые Диориты Сиениты щелочные	I	10	11
			II	26	<5
			III	44	5
	Средне-Ербинский	Габбро Сиениты Граносиениты	I	2	14
			II	33	22
			III	25	6
Юго-Западное Забайкалье	Кутомарский	Диориты Граниты, гранодиориты Граниты лейкократовые	I	4	90
			II	25	46
			III	15	63
	Шахтаминский	Диориты Гранодиориты, граниты	I	17	40
			II	18	18

содержания бора в многофазных интрузивных массивах, где первые фазы представлены диоритами или габбро, вторые (главные по масштабу проявления) — гранитами, гранодиоритами, сиенитами, реже — плагиогранитами и диоритами, а третьи представляют дополнительные интрузии, сложенные порфировидными, пегматоидными и аплитовидными гранитами, как правило, более лейкократовыми и щелочными, чем породы II фазы. В распре-

делении бора между породами II и III фаз установлены все возможные варианты: накопление бора в породах III фазы (Тельбесский и Ортонский массив Горной Шории, Кутомский — в Забайкалье); стабильность содержания бора в породах обеих фаз (Западно-Сонский массив в Хакасии) и обеднение пород III фазы (Средне-Ербинский массив в Хакасии).

Не установлена также единая закономерность в распределении бора в породах нерудогенных и рудогенных интрузивных массивов, в связи с которыми известны месторождения эндогенного бора. Мнения исследователей о характере проявления геохимической специализации на бор интрузивных пород и возможности ее использования для прогноза и поисков расходятся. Т. В. А. Барсуков (1964) отмечает, что в гранитоидах, с которыми генетически связаны боропоявления, содержания бора в 8—10 раз выше, чем в тех, где нет генетически связанных месторождений. В то же время А. Е. Лисицын, С. В. Малинко и Е. В. Орлова (1966) считают, что повышенные содержания бора в интрузивных породах (в 3—5 раз больше среднего) не могут служить положительным поисковым критерием на эндогенные борные месторождения, а лишь указывают на потенциальную боронасыщенность тех или иных интрузий. В некоторых интрузиях, рудогенных на бор, содержания бора близки к кларковым или несущественно превышают последние. Однако А. Д. Горшенин (1966) на примере отдельных районов показал, что аномально высокие содержания бора в породах таких массивов может выявляться сравнением не с кларком бора в литосфере, а с содержаниями его в других массивах рудного района или региона. Это же мнение придерживается А. Е. Лисицын (1974 г.). Такое сравнение проводится по породам главных фаз формирования интрузивных массивов, в то время как использование содержания бора в породах гибридных фаций, даек и дополнительных интрузий менее надежно.

Характеристика уровня бороносности рудогенных на бор и нерудогенных интрузивных массивов приведена в табл. 23. Содержания бора в рудогенных интрузиях могут быть выше, чем в нерудогенных массивах (Восточная Горная Шория, Хакасия) или ниже (хр. Джугджур) или близкими по значениям (Киргизская Западная Горная Шория, Забайкалье). Таким образом, признак повышенного содержания бора в породах рудоносных массивов не выдержан и проявляется в каких-то определенных условиях.

А. Г. Лыхин и Е. В. Кубышкина (1970) в качестве критерия потенциальной бороносности интрузивных массивов предлагают использовать повышение содержания бора в породах краевых частей массивов по сравнению с центральными, что характерно для ряда рудогенных на бор массивов Джугджура и Западной Горной Шории (табл. 24). Однако, по данным Г. И. Баранова и Н. Г. Родзянко (1971 г.), повышенные содержания бора в краевых

Средние содержания бора в породах главных фаз интрузивных массивов районов месторождений эндогенного бора, млн⁻¹

Грудогенность интрузивных массивов на бор	Показатель	Регион							
		Киргизия	Западная Горная Шория	Восточная Горная Шория		Хакасия	Юго-Западное Забайкалье	Центральное Забайкалье	Хр. Джугджур
				кислые породы	средние и основные породы				
эндогенные	Число массивов	2	1	1	1	3	2	2	2
	N	76	30	20	21	62	62	60	49
	\bar{X}	40	8	23	19	18	43	11	10
	X_{\min}	27	—	—	—	18	40	11	9
	X_{\max}	53	—	—	—	19	47	12	12
грудогенные	Число массивов	2	1	6	4	3	4	3	4
	N	35	8	203	66	91	114	5	67
	\bar{X}	33	9	12	9	7	29	8	14
	X_{\min}	32	—	9	7	<5	18	7	13
	X_{\max}	35	—	14	10	8	47	10	17

их и апикальных частях минераловодских лакколитов далеко не всегда характерны для наиболее бороносных интрузивных массивов.

Таким образом, рассмотрение закономерностей распределения бора в интрузивных породах, по данным анализов породы в целом, показывает, как правило, многовариантность связи содержания бора с характеристиками пород. Объяснение некоторых особенностей поведения бора возможно с привлечением форм нахождения элемента в породах описываемой группы.

Основными минералами-носителями бора в гранитоидах являются прежде всего плагиоклазы, а затем роговые обманки (табл. 25), причем роль последних, очевидно, возрастает в более основных породах. Низкие содержания бора в бестурмалиновых лейкократовых и аляскитовых гранитах объясняются наличием в них плагиоклазами и темноцветными минералами, т. е. в этих породах бор находится в основном в составе кварца и полевого шпата, кристаллохимически неблагоприятных для концентрации этого элемента. Данные табл. 26 подтверждают характерность повышенных содержаний бора в рого-

делении бора между породами II и III фаз установлены все возможные варианты: накопление бора в породах III фазы (Тельбесский и Ортонский массив Горной Шории, Кутомский — в Забайкалье); стабильность содержания бора в породах обеих фаз (Западно-Сонский массив в Хакасии) и обедненности пород III фазы (Средне-Ербинский массив в Хакасии).

Не установлена также единая закономерность в распределении бора в породах нерудогенных и рудогенных интрузивных массивов, в связи с которыми известны месторождения эндогенного бора. Мнения исследователей о характере проявления геохимической специализации на бор интрузивных пород и возможности ее использования для прогноза и поисков расходятся. Т. В. А. Барсуков (1964) отмечает, что в гранитоидах, с которыми генетически связаны боропоявления, содержания бора в 8—10 раз выше, чем в тех, где нет генетически связанных месторождений. В то же время А. Е. Лисицын, С. В. Малинко и Е. В. Орлова (1966) считают, что повышенные содержания бора в интрузивных породах (в 3—5 раз больше среднего) не могут служить положительным поисковым критерием на эндогенные борные месторождения, а лишь указывают на потенциальную боронасыщенность тех или иных интрузий. В некоторых интрузиях, рудогенных на бор, содержания бора близки к кларковым или несущественно превышают последние. Однако А. Д. Горшенин (1966) на примере отдельных районов показал, что аномально высокие содержания бора в породах таких массивов может выявляться сравнением не с кларком бора в литосфере, а с содержаниями его в других массивах рудного района или региона. Это же мнение придерживается А. Е. Лисицын (1974 г.). Такое сравнение проводится по породам главных фаз формирования интрузивных массивов, в то время как использование содержания бора в породах гибридных фаций, даек и дополнительных интрузий менее надежно.

Характеристика уровня бороносности рудогенных на бор и нерудогенных интрузивных массивов приведена в табл. 23. Содержания бора в рудогенных интрузиях могут быть выше, чем в нерудогенных массивах (Восточная Горная Шория, Хакасия), ниже (хр. Джугджур) или близкими по значениям (Киргизия, Западная Горная Шория, Забайкалье). Таким образом, признак повышенного содержания бора в породах рудоносных массивов не выдержан и проявляется в каких-то определенных условиях.

А. Г. Лыхин и Е. В. Кубышкина (1970) в качестве критерия потенциальной бороносности интрузивных массивов предлагают использовать повышение содержания бора в породах краевых частей массивов по сравнению с центральными, что характерно для ряда рудогенных на бор массивов Джугджура и Западной Горной Шории (табл. 24). Однако, по данным Г. И. Баранова, Н. Г. Родзянко (1971 г.), повышенные содержания бора в краевых

Средние содержания бора в породах главных фаз интрузивных массивов районов месторождений эндогенного бора, млн⁻¹

Показатель	Регион							
	Киргизия	Западная Горная Шория	Восточная Горная Шория		Хакасия	Юго-Западное Забайкалье	Центральное Забайкалье	Хр. Джугджур
			кислые породы	средние и основные породы				
Число массивов	2	1	1	1	3	2	2	2
<i>N</i>	76	30	20	21	62	62	60	49
\bar{X}	40	8	23	19	18	43	11	10
X_{\min}	27	—	—	—	18	40	11	9
X_{\max}	53	—	—	—	19	47	12	12
Число массивов	2	1	6	4	3	4	3	4
<i>N</i>	35	8	203	66	91	114	5	67
\bar{X}	33	9	12	9	7	29	8	14
X_{\min}	32	—	9	7	<5	18	7	13
X_{\max}	35	—	14	10	8	47	10	17

их и апикальных частях минераловодских лакколлитов далеко не всегда характерны для наиболее бороносных интрузивных массивов.

Таким образом, рассмотрение закономерностей распределения бора в интрузивных породах, по данным анализов породы в целом, показывает, как правило, многовариантность связи содержания бора с характеристиками пород. Объяснение некоторых особенностей поведения бора возможно с привлечением форм нахождения элемента в породах описываемой группы.

Основными минералами-носителями бора в гранитоидах являются прежде всего плагиоклазы, а затем роговые обманки (табл. 25), причем роль последних, очевидно, возрастает в более основных породах. Низкие содержания бора в бестурмалиновых лейкократовых и аляскитовых гранитах объясняются редностью их плагиоклазами и темноцветными минералами, т. е. в этих породах бор находится в основном в составе кварца и полевого шпата, кристаллохимически неблагоприятных для концентрации этого элемента. Данные табл. 26 подтверждают характерность повышенных содержаний бора в рого-

Средние содержания бора
в центральных (ц) и краевых (к) частях рудогенных
и нерудогенных на бор интрузивных массивов, млн⁻¹

Регион	Массив или комплекс (рудоносность на бор)	Порода	
Центральный Казахстан	Балкашинский и Золо- тоношский (нерудо- носный)	Лейкократовые граниты (ц)	1
		То же (к)	
	Жолдыбайский (нерудо- носный)	Граниты (ц)	1
		Гранодиориты (к)	1
Западная Гор- ная Шория	Тельбесский (рудонос- ный)	Граниты, гранодиориты (ц)	
		Диориты, гранодиориты, граниты (к)	2
Хр. Джугджур	Джугджурский (нерудо- носный)	Граниты (ц)	1
		" (к)	1
	Верхнемеловой (рудо- носный)	" (ц)	
		" (к)	1

Таблица

Средние содержания бора
в главных породообразующих минералах гранитоидов, млн⁻¹

Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз		Калиевый полевой шпат	Кварц	Литературный источник
		альбит- олигоклаз	андезин- лабрадор			
51,5 (39)	2,8 (46)	32 (58)	59,7 (32)	7,2 (28)	3,4 (28)	А. Г. Лыхин (1968) В. В. Ляхови (1972)
26,0 (7)	11,6 (17)	—	20,1 (123)	9,4 (9)	6,3 (34)	

Примечание. В скобках — число анализов.

вых обманках и относительно низких — в биотитах, а также казывают возможность аномально высоких (до 22 млн⁻¹) содержания бора в кварце.

В отечественной литературе существует четко оформившееся представление о наличии прямой зависимости между содержаниями бора в плагиоклазах и основностью последних (Бел

Средние содержания бора
в породообразующих минералах гранитоидов
из районов месторождений эндогенного бора

Регион	Массив или комплекс	Порода	\bar{X} , млн ⁻¹		
			рого- вая об- манка	био- тит	кварц
Центральный Казахстан	Аиртаусский	Лейкократовый гранит	—	—	5
	Зерендинский	Гранит	—	—	2
Армения	Кармазарские гра- нитоиды	Гранодиорит	50	30	20
	Джалгизурыюкский	"	55	—	—
	Сандаалашский	"	20	30	—
Юго-Западное Сибирь	Листвянский	Гранит	40	10	—
	Запокровский	Диорит	—	11	—
	"	Гранит	—	6	—
	Шахтаминский	Диорит	60	7	—
	"	Гранодиорит	35	6	—
Джугджур	Джугджурский	"	41	2	16
	Верхнемеловой	Лейкократовый гранит	—	2	22

10; Барсуков, 1958; Лисицын, Хитров, 1963; Кузьмин, 1964 и др.). Это положение иллюстрируется данными табл. 25, согласно которым содержание бора в альбитах — олигоклазах составляет 32 млн⁻¹, а в андезилах — лабродорах 59,7 млн⁻¹.

Однако это предположение о прямой зависимости между содержаниями бора и основностью плагиоклазов выполняется далеко не всегда. Прежде всего обратная закономерность следует из сравнения кларковых содержаний бора в магматических породах литосферы (см. табл. 19). Сравнение содержаний бора в интрузивных породах разной основности в пределах отдельных рудоносных районов (см. табл. 20) и внутри интрузивных массивов (см. табл. 21) показывает, что обогащение бором более основных пород по сравнению с более кислыми проявлено только в 55% проанализированных случаев, в 35% уровень содержания бора не зависит от основности пород, а в 10% наблюдается обеднение бором более основных пород. Известны и конкретные различия основных и средних пород с низкими содержаниями бора: габбро, габбро-нориты и нориты Пистекского, Ахгольского, Бальксинского, Праводресвянского, Абаканско-

го и Охотничьего массивов в Восточной Горной Шере 8—9 млн⁻¹; гибридное меланократовое биотит-роговообманково-габбро Западно-Сонского массива в Хакасии 10—12 млн⁻¹; гибридное роговообманковое габбро и биотит-роговообманково-диориты того же массива 5 млн⁻¹. И, наконец, существуют многочисленные прямые данные о низком содержании бора в основных плагиоклазах у Г. Хардера (1965): анортит из анортозитового базальта Японии — бор не обнаружен при чувствительности анализа 1 млн⁻¹; лабрадор с острова Павла 4 млн⁻¹; то же, из Италии меньше 1 млн⁻¹; то же, из Норвегии около 3 млн⁻¹. Приведенные данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что содержание бора в интрузивных породах, по крайней мере, ряда гранит — диорит является в основном функцией состава пород, а первичного содержания элемента в магме в период становления интрузивного массива и конкретных геологических условий.

При оценке содержания бора в плагиоклазах, по данным анализа монофракций, не исключена возможность завышения этой характеристики за счет измененных разностей. По данным Г. Хардера (1965), известна повышенная бороносность мусковитов (в основном от 40—75 до 110—480 млн⁻¹ бора) и части серицитизированных плагиоклазов (до 100 млн⁻¹). Таким образом, вопрос о характере связи содержания бора в плагиоклазах с составом последних нельзя считать окончательно решенным.

Большое значение для интерпретации распределения бора в интрузивных породах имеет нахождение его в виде турмалина. Данные о средних содержаниях акцессорного турмалина в гранитоидах Советского Союза наиболее полно представлены в материалах В. В. Ляховича (1968 г.). Нет сомнения, что особенно высокие содержания турмалина в гранитоидах связаны с наложенной турмалинизацией, что и подчеркивает В. В. Ляхович. Турмалинизацией, вероятно, объясняется и часто отмечаемое резкое повышение уровня содержания бора в лейкократовых гранитоидах последних фаз становления интрузивных массивов, например в гранитоидах Мяо-Чана (Руб и др., 1964).

Послемагматическая турмалинизация вообще широко распространена в гранитоидах рудных районов как в связи с месторождениями эндогенного бора скарнового типа, так и в связи с месторождениями ряда других рудных элементов: олова в Северо-Востоке СССР, в Хабаровском и Приморском краях, меди (в некоторых месторождениях Казахстана); вольфрама, бериллия и др. Турмалинизация гранитоидов в связи с месторождениями бора широко распространена (Киргизия, Западная Горная Шория, Юго-Западное Забайкалье, некоторые районы востока СССР) и охватывает интрузивные массивы на площадях в десятки и сотни квадратных километров. Во многих случаях турмалинизация проявлена с разной степенью интен-

ости и более локально, явно тяготея к месторождениям бора (Центральный Казахстан, Восточная Горная Шория, Хакассия, северный Кавказ.). В последнем случае турмалинизация проявляется, как правило, только в интрузивных массивах, непосредственно примыкающих к месторождениям.

Отсутствие критерия отбраковки турмалинизированных разностей приводит к «волевому» подходу формирования выборок на характеристики интрузивных массивов, с которыми непосредственно пространственно и часто генетически связаны месторождения бора. Не случайно для районов, где турмалинизация проявилась особенно широко и интенсивно (Киргизия, Юго-Западное Забайкалье и др.), получены наиболее высокие значения содержания бора в породах массивов, с которыми связаны месторождения бора 27—53 млн⁻¹. Представляется, что повышенные содержания бора в интрузивных массивах, к которым приурочены месторождения бора, скорее всего связаны не с геохимической специализацией интрузивных пород (содержанием бора в магме в момент становления интрузии), а с широким площадным наложением гидротермальных боросодержащих растворов.

Влияние широкой площадной гидротермальной проработки интрузивных пород на их боросодержание можно подтвердить рядом примеров. Так, в районе одного из месторождений Забайкальского гранита в 20 км от месторождения характеризуются содержанием бора, равным 6 млн⁻¹, что можно принять за фон; в 1 км — 8 млн⁻¹; в 0,5 км (в массиве, с которым непосредственно связано месторождение) — 11 млн⁻¹; в 5—20 м от контакта рудоносной скарновой зоной — 24 млн⁻¹. Вполне вероятно и то, что обогащение бором краевых частей интрузивных массивов также связано с более интенсивным проявлением наложенной турмалинизации. Так, в регионе Юго-Западного Забайкалья содержания бора в центральных и краевых частях Кутомарского массива составляют соответственно 46 и 156 млн⁻¹; доверхнеюрских гранитоидов Быстринского массива — 47 и 280 млн⁻¹; археюрских гранитоидов того же массива — 40 и 220 млн⁻¹. Нет сомнения, что эта разница связана с турмалинизацией краевых частей интрузивных массивов. Однако известны случаи геохимической специализации интрузий на бор, например для гранитов Средне-Ербинского массива в Хакассии, с содержанием бора 23 млн⁻¹, что существенно (в два и более раза) превышает содержания бора в других массивах района.

Изложенная выше концепция предполагает, что обогащение интрузивных массивов бором обусловлено наложенными послегматическими процессами, а не первичным содержанием элемента в магме. В заключение следует отметить, что она не отрицает возможности использования данных по боросодержанию интрузивных пород в прогнозных и поисковых целях.

Метаморфизованные карбонатные породы. Карбонатные породы известкового и доломитового ряда играют значительную

роль как вмещающие породы эндогенных месторождений бора в особенности скарновых типов. Древние толщи карбонатных пород в ряде регионов СССР положительно оценивались исследователями с позиций поисков борных месторождений, например карбонатные отложения верхнего протерозоя Бурятии (А. Е. Лисицын, 1966 г.; А. Г. Лыхин, 1966 г.) или карбонатные породы кальцифиры Алдана (Шабынин и др., 1964; А. Е. Лисицын, 1966 г. и т. д.). Поэтому рассмотрение закономерностей распределения бора в карбонатных породах представляет интерес с позиций возможного решения различных генетических и поисковых задач. В табл. 27 помещены данные по метаморфизованным породам разного возраста, различной геологической позиции, разнообразной металлогенической спецификации различных регионов СССР.

Распределение средних содержаний бора в известняках характеризуется большей дисперсией по сравнению с доломитами, содержания бора в которых в целом выше, чем в известняках. Эта закономерность прослеживается в разрезах разновозрастных толщ конкретных районов, где представлены известковые и доломитовые разности пород (например, районы хр. Хамар-Дары различных участков Курбинского района Бурятии). В целом при очень низких значениях содержаний бора в карбонатных породах, близких к пределам чувствительности анализа (6 млн), удается проследить явную тенденцию повышения содержания бора по мере увеличения доломитовой составляющей в известковых разностях. Примером могут служить отложения верхнего девона района рудопроявления Сюрень-Ата (табл. 28). Максимальная частота встречаемости проб, в которых установлено содержание бора, отмечается для доломита и снижается пропорционально уменьшению MgO в породе.

Содержания бора в известковых разностях пород среднего и более молодого возраста в 1,5—3 раза выше по сравнению с более древними толщами и не зависят от наличия борных месторождений и рудопроявлений (см. табл. 27). 298 анализов карбонатных пород Бурятии показали равные количества бора (до 6 млн^{-1}) в районах с наличием борной минерализации (Кундуй, Орсок) и без таковой (Хасурта, Мата, Мысовка, Мишиха). Степень мраморизации карбонатных пород не влияет существенно на изменение содержаний бора. Примером могут служить доломитовые и кальцитовые разности пород, которые в районе месторождения Сюрень-Ата (Средняя Азия) представлены тонкозернистыми, афанитовыми и интенсивно мраморизованными разностями. Содержание бора в этих структурных разновидностях карбонатных пород не меняется. Существенное влияние на распределение бора оказывают контактово-метасоматические, скарновые и гидротермальные процессы, что будет показано ниже. Таким образом, имеющийся фактический материал противоречит выводам Д. П. Сер

Средние содержания бора
в метаморфизованных карбонатных породах, млн⁻¹

Районы	Возраст	Известняк		Доломит	
		N	\bar{X}	N	\bar{X}
Кавказское море: Дальнегорск Альмовский участок Петровский Филанский Цинкопентьевский	Tr _{1t}	15	<5	—	—
	Tr ₁	15	<5	—	—
	Pt ₃	35	14	—	—
	Pt ₃	20	10	—	—
	Pt ₁	6	12	—	—
Pt ₃	44	20	—	—	
р. Джугажур	Sn	—	—	28	19
Какасия	Cm ₁	13	5	—	—
Средняя Шория: Синдеевская серия Усинская свита	Pt	28	6	—	—
	Cm ₁	37	10	—	—
Южное Забайкалье: Быстринская свита Алтайская свита	Cm ₁ bs	18	6	—	—
	Cm ₁₋₂ alt	4	4	5	10
Алтайский край: Северный Центральный	A	—	—	13	20
	C ₁₋₂	7	20	—	—
Забайкалье, Бурятия: Мишюва Мишюва Мантуриха	Pt ₃	5	6	6	8
	Pt ₃	4	10	9	12
	Pt ₃	—	—	4	9
Завинский р-н	Cm ₁ ol	36	6	163	6
Курбинский р-н: Кундуй Хужертуй Могой Агха-Хуа Хасурга Майгота Ореок IV	Cm ₁ kb ₁	—	—	25	6
	Cm ₁ kb ₁	—	—	6	6
	Cm ₁ kb ₁₋₂	8	6	7	8
	Cm ₁ kb ₁	—	—	5	6
	Cm ₁ kb ₃	14	6	9	6
	Cm ₁ kb ₂₋₃	18	6	7	6
	Cm ₁ kb ₁₋₂	15	6	6	6
Средняя Азия: Гана Сюрень-Ата Мхтон Кок-су	C ₁	14	10	14	10
	D ₂₋₃	21	6	13	6
	O	66	6	18	6
	C ₂	5	6	—	—
Центр	P ₂ gn	14	10	—	—
	T ₁₋₃ kb	32	10	—	—

Зависимость содержаний бора
от количества доломитовой составляющей
в известковых разностях пород

Порода	N	Нерастворимый остаток, %	Минерал		Число проб, показавших содержания бора			
			кальцит, %	доломит, %	от следов до 6 млн ⁻¹	6 млн ⁻¹	> 6 млн ⁻¹	
Доломит	13	1,0	0,3	99,7	—	10	—	7
Известковистый доломит	30	3,0	18	76	4	16	—	6
Известковый доломит	9	1,0	42	55	—	4	—	4
Доломитовый известняк	6	3,0	58	38	—	2	—	3
Доломитистый известняк	18	2,5	75	22	—	5	—	2
Известняк	66	2,5	90	7	—	14	—	2
Измененный известняк	15	3,6—7,0	68	13	—	12	1	8
Измененный доломит	16	3,5—5,5	10	76	4	10	2	10
Скарноид	14	55—78,8	18	—	—	12	2	10

ченко (1967) об уменьшении содержаний бора от древних к более молодым геологическим отложениям, о существенном влиянии процессов перекристаллизации карбонатных осадков при региональном метаморфизме на содержание бора в метаморфических образованиях. Наши данные по средним содержаниям бора в известковых и доломитовых разностях карбонатных пород, а также о несколько большем количестве бора в доломитах по сравнению с известняками вполне согласуются с таковыми многими авторами (Хардер, 1959; Гетлинг, Савинова, 1959; Дунаев, 1961; Варлаков, 1961; Лисицын и др., 1963; Некрасов, 1966; Шабын, 1966 и др.).

Метаморфизованные песчаники, алевролиты, глины (глинистые и филлитовидные сланцы), мергели и кремнистые породы

Наиболее определенные выводы по имеющимся данным относятся к следующим: содержание бора возрастает от песчаников к глинам, намечается явное уменьшение содержаний бора в кластических породах и глинах в связи с увеличением их карбонатности. Характерны в этом смысле разрезы истыкской свиты Памира (район перевала Джамантал) и палеогеновых отложений Кавказа. Содержания бора в песчаниках разных районов близки, начиная от нижнего кембрия (Бурятия) до триаса, находятся в пределах 34—63 млн⁻¹. Содержания бора в глинистых осадках колеблются на 1—1,5 порядка, что скорее всего определяется разнообразным составом глин и различным содержанием в них хлоритов и минералов группы слюд, характеризующихся повышенной бороносностью (Хардер, 1959; Лисицын, 1966; Некрасов, 1966 и др.). В целом выводы о распределе-

содержаний бора в ряду кластических метаморфизованных пород: песчаники → алевролиты → глины (глинистые, филлитовидные сланцы) и влиянии карбонатности кластических пород на степень их бороносности не отличаются от данных по неметаморфизованным разностям.

Метаморфизованные, вулканогенные, метаморфические и контактово-метасоматические породы. Материал по вулканогенным породам изучен преимущественно на двух месторождениях (Амир и Забайкалье). В первом случае представлены кластические и вулканогенные породы, а также вулканиты основного состава пермо-триасового возраста, во втором — кластические и вулканогенные породы кислого (дацит-липаритового ряда) и основного — основного (андезит-диабазового ряда) состава нижнекембрийского возраста. Распределение бора в породах пермо-триасовых вулканогенных пород проявляет определенную тенденцию накопления в однотипных разностях пород от древних к более молодым, увеличиваясь примерно в два раза. Вулканогенно-кластические породы нижнего кембрия Бурятии характеризуются явным увеличением содержаний бора от кислых разностей к основным в три раза (от 22 до 70 млн⁻¹). В контактово-метасоматических роговиках, развивающихся по вулканогенно-кластическим породам кислого и основного состава, содержания бора не меняются и сохраняются в количествах, близких к первичной породе. Интересно, что содержания бора в амфиболитах изученных районов (Казахстан, Украинский кристаллический массив) показали наиболее низкие значения бора (10—15 млн⁻¹) из всех метаморфических и метасоматических пород.

Данные по метаморфическим и контактово-метасоматическим породам весьма разрознены и характеризуют комплексы метаморфических пород от архея до верхнего протерозоя; контактово-метасоматические породы представлены породами архейского — нижнеюрского возраста. Несмотря на это разнообразие возрастов и геологических позиций выявляется ряд общих особенностей. Для всех разновидностей гнейсов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев содержания бора колеблются в том диапазоне от 10 до 34 млн⁻¹, причем максимальные значения (20—34 млн⁻¹) принадлежат разновидностям пород, обогащенных слюдами и амфиболами. Исключение представляют глинистые гранито-гнейсы быстринской свиты Восточного Забайкалья (Стрѣб), где содержания бора составляют 560 млн⁻¹. Эти данные представляются завышенными в связи с возможным обогащением скарновородных процессов.

Рассмотрение контактово-метасоматических пород различных минеральных фаций роговиков показывает, что содержания бора увеличиваются максимум в два раза или остаются на прежнем уровне по отношению к содержанию бора в исходных кластических, пирокластических и других разностях пород, претерпевших процессы ороговикования. Изучение же конкретных

разрезом одного из месторождений (Бурятия) показало да небольшое уменьшение бора в роговиках по отношению к первичным породам (табл. 29). Определенное накопление бора четко устанавливается в скарновых контактах. В приведенных табл. 30 данных по обобщенным и частным скарновометасоматическим колонкам, изученным в различных регионах, наметаются следующие закономерности: 1. Максимально благоприятной для накопления бора является экзоскарновая зона. 2. Наблюдается резкое различие скарновородных и безрудных типов контактов. В первом типе значения содержаний бора резко уве-

Таблица

Средние содержания бора
в роговиках и метаморфизованных исходных породах
месторождения Забайкалья, млн⁻¹

Неметаморфическая порода	N	\bar{X}	Метаморфическая порода	N
Кварцевый порфир	10	11	Ороговикованный кварцевый порфир	10
Дацитовый порфир	30	25	Ороговикованный дацитовый порфир	42
Туф андезитового порфирита	35	42	Аповулканогенный роговик по туфам андезитовых порфиритов	30
Туф диабазового порфирита	26	65	Аповулканогенный роговик по туфам диабазового порфирита	10
Карбонатизированный туф среднего состава	13	26	Скарноид с реликтами туфа среднего состава	20
Сиенито-диорит	30	12	Скарнированный сиенито-диорит*	18
Доломит	30	6	Кальцифир (вне зоны развития оруденения)	30

* Сохраняются реликты интрузивной породы в гранат-эпидотовом агрегате.

чиваются от 10 до 100 раз и более в зоне кальцифиров (в скарнах магнезиальной формации) или в зоне волластонита (в скарнах известковой формации). В безрудных контактах магнезиальная (пироксеновая, форстеритовая, клиногумитовая и др.) зона и зона волластонита также являются наиболее богатыми, однако вариации содержаний бора в пределах отдельных зон и между конечными членами ее ряда не превышают 1,5—3 раз. В случаях контактов с вулканогенными породами основного состава накопление бора вообще не происходит. 3. Следует отметить, что во всех случаях в табл. 30 включен материал по породам, макро- и микроскопически не обнаруживающим борсодержащих минералов; поэтому повышенные содержания бора в определенных зонах скарнов, возможно, объ-

Средние содержания бора
в скариновых рудных и безрудных контактах, млн⁻¹

Контакты с борными и боросиликатными рудами			Безрудные контакты				
Порода	N	X	Типы разрезов	Порода	N	X	
							Доломит
Кальцифир	71	200	Брекчированный мрамор	87	7		
Феррерит-пироксен-клиногумитовый скарн	12	330	Волластонитовый скарн	5	16		
Гранат-пироксеновый скарн	18	180	Гранатовый скарн	32	8		
Гранат-эпидотовый скарн	4	21	Гранат-везувияновый скарн	21	17		
Граносеннит грейзенизированный	46	16	Граносеннит	15	12		
Граносеннит	50	11	8	Карбонатная порода	163	6	
Известняк	15	6		Аповулканогенный роговик	89	19	
Гранат-пироксеновый скарн	15	24		Вулканогенные породы основного состава	127	70	
Гранат-везувияновый скарн	15	490	9	Известняк	3	6	
Карбонатизированный туф	12	15		Гранат-пироксеновый скарн	1	10	
Доломит	4	6		Гранатовый скарн	1	37	
Кальцифир	1	23	10	Фельзит-порфир	1	42	
Магнезиальный скарн	1	2100		Доломит	1	13	
Пироксен-гранатовый скарн	1	2300		Кальцифир	1	28	
Аповулканогенный роговик по породам кислого состава	1	23		Магнезиальный скарн	1	40	
Туф дацитового порфирита	1	25		Роговообманково-плагиоклазовая близскарновая порода	1	18	
Доломит	1	6		Гранодиорит	1	17	
Слабоизмененный доломит	1	6	11	Известняк	1	10	
Кальцифир	1	200		Кварц-карбонат-гранатовая порода	1	14	
Магнезиальный скарн	1	2100		Волластонит-гранатовый скарн	1	35	
Околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода	1	17		Пироксен-гранатовый скарн	1	32	
Гранодиорит	1	12		Околоскарновая порода	1	5	

Контакты с борными и боросиликатными рудами				Безрудные контакты			
Типы разрезов	Порода	N	Σ	Типы разрезов	Порода	N	Σ
6	Известняк Волластонитовый скарн Везувиан-скаполитовый скарн Песчаник	1 1 1 1	6 3400 1000 25	13	Известняк Пироксен-гранатовый скарн Диорит	1 1 1	

няются высоким содержанием его в породообразующих минералах. Некоторые материалы о высказанных предположениях можно найти у А. Е. Лисицына (1963); Л. И. Шабынина и др. (1964); В. Л. Барсукова (1958, 1960) и др. На определенную геохимическую специализацию породообразующих минералов неоднократно указывали В. Л. Барсуков (1963), И. Я. Некрасов (1966), А. Е. Лисицын и В. Г. Хитров (1962), Л. И. Шабынин (1974), В. Д. Отрощенко (1968) и др. Возвращаясь к данным табл. 30, следует отметить, что именно в контактово-метасоматических породах различного состава наблюдаются наиболее значительные колебания содержания бора (от 5 до 7900 мг/т). Это, вероятно, связано с различным отношением скарных зон к наличию или отсутствию борного, боросиликатного и других типов борного оруденения.

Глава 4

БОР В ПОЧВАХ *

Среднее содержание бора в почвах, по А. П. Виноградову (1957), составляет 10 мг/т, несколько большие кларки приводят Н. Г. Зырин (1968) — 24 мг/т и К. И. Лукашев (1967) —

* При написании глав 4 и 5 и раздела, посвященного экзогенным ореолам рассеяния, по районам Киргизии, Хабаровского и Приморского краев, Восточного Забайкалья, Южного Прибайкалья, Якутии, Большого Кавказа, Армении, Туркмении, Казахстана, Украины, Красноярского края использованы материалы, собранные в различные годы Ю. Е. Саеом, В. Ф. Борисовым, Н. Я. Игумновым, К. И. Кузиной, Г. Макуниной.

млн⁻¹. По нашим расчетам среднее содержание бора в почвах СССР составляет 39 млн⁻¹. Однако эта величина может быть несколько завышена, так как основная часть материалов собрана в пределах известных рудных полей и провинций.

Данные о средних содержаниях бора в некоторых почвах СССР приведены в приложении. За основу выделения таксономических единиц принята классификация М. А. Глазовской (1972). Низкими концентрациями бора (в среднем 27—32 млн⁻¹) характеризуются почвы кислых ассоциаций, которые были изучены наиболее полно. Низкие содержания бора характерны для торфяных болотных почв и иллювиально-гумусово-железистых подзолов мерзлотно-таежной зоны (20—22 млн⁻¹). Содержания порядка 50 млн⁻¹ установлены в кислых дерновых почвах и буроземах. Большая часть этих данных подтверждает результаты, опубликованные ранее В. А. Ковдой и др. (1959), В. Григорьевой (1967), В. И. Головым (1969), В. В. Ковальским, Г. А. Андриановой (1970) и др.

Для большинства исследованных кислых субаэральных почв характерно накопление бора по сравнению с почвообразующими породами. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты кислых почв колеблются в среднем от 1,2 до 1,6. Главным фактором, определяющим различия содержания бора в почвах, является исходная бороносность почвообразующих пород. Сопоставление содержаний бора в кислых субаэральных почвах и породах, на которых они формируются, показало прямую зависимость между ними. По данным большинства исследователей (Обухов, 1968; Рабинович, 1969; Некоторые вопросы..., 1974), отмечавших аналогичную зависимость, коэффициент корреляции равен 0,5—0,9.

Влияние таких факторов, как изменение содержания гумуса, кислотности-щелочности условий, величины поглощающего комплекса и многих других приводит к тому, что колебания содержания бора в кислых почвах на одних и тех же породах довольно значительны. Коэффициент вариации для однотипных кислых почв составляет в среднем 40—50% и особенно велик (до 100—150%) в гумусовых горизонтах и почвах подчиненных ландшафтов. В целом в зонах распространения кислых почв контрастность содержаний как валовых, так и подвижных форм бора в зрелых ландшафтах довольно велика (табл. 31).

Наибольшей контрастностью содержаний бора в почвах автотрофных и подчиненных ландшафтов отличаются ландшафты южной тайги, смешанных и широколиственных лесов.

На миграционную способность бора в почвах существенно влияют такие физико-химические факторы, как кислотность-щелочность условия среды, содержания гумуса, подвижных оснований, механический состав. Между миграционной способностью бора в почвах и величиной рН установлена обратная связь: по мере роста рН миграционная способность бора в почвах пони-

Средние содержания бора
в почвах сопряженных ландшафтов, млн⁻¹

Род ландшафта				Тип (класс) ландшафта
Автономный	Транзитно-аккумулятивный	Супераккумулятивный	Аккумулятивный	
33 4,2	52 1,7	53 6,0	31 6,5	Мерзлотные ландшафты северной средней тайги (H ⁺)
27 2,5	31 2,8	53 3,8	15 7,4	Южнотаежные немерзлотные ландшафты и ландшафты широколиственных лесов (H ⁺)
22 1,5	—	30 1,2	26 2,5	Таежные ландшафты (H ⁺ — Ca ²⁺)
38 2,6	44 2,3	45 4,8	40 6,5	Степные ландшафты (Ca ²⁺)
135 —	—	160 —	—	Пустынные и полупустынные ландшафты (Ca ²⁺ — Na ⁺)

Примечание. В числителе приведено содержание валового бора, в знаменателе — воднорастворимого.

жается (миграционная способность бора в почвах оценивается коэффициентом водной миграции по Ю. Е. Саеу, 1966). Обратную связь между величиной рН и содержанием воднорастворимого бора указывают В. И. Голов (1969), О. А. Ивашко (1972), Г. П. Дубиковский (1973) и др. Существенным для почвенной миграции бора является его соотношение с подвижными катионами, которые в воднорастворимых соединениях могут являться ионами-осадителями бора (Валяшко, 1953; Эфендиев, 1955; Яржемский, 1958). Для всех генетических горизонтов почв между этими двумя показателями наблюдается прямая связь.

Установлена прямая зависимость между миграционной способностью бора и содержанием общего гумуса. Характерно, что прямая связь между ними, обусловленная наличием борсодержащих органических соединений, по направлению от верхних гумусовых горизонтов к нижним минеральным горизонтам постепенно становится менее отчетливой, и для иллювиальных горизонтов практически отсутствует. Это явление хорошо объяснимо общим снижением количества органического вещества вниз по профилю, так и большей степенью минерализации органического вещества в нижних горизонтах почв, а следовательно, разрушением органических кислот с высвобождением из них бора.

Прямая корреляционная связь между содержанием воднорастворимого бора и гумусом отмечалась Д. В. Григорьевой (1967), О. А. Ивашевской (1972), Г. П. Дубиковским (1973) и др. Зависимости между содержаниями гумуса и валовых форм бора обнаружено не было.

Установлено, что максимальной концентрацией бора в почвах кшелях ассоциаций характеризуется фракция мелкой пыли. Приуроченность максимальных концентраций бора к тонкодисперсным фракциям почв отмечали ранее А. Л. Ковалевский, Д. Черных (1967); В. Б. Ильин (1969 г.); А. Д. Егоров и др. (Микроэлементы..., 1970); Н. Г. Зырин (1973) и др.

Связь с гумусом, механическим составом, кислотно-щелочными условиями среды отражается, естественно, на характере распределения бора по генетическим горизонтам почв. Дерновый процесс сопровождается слабым, но четко выраженным накоплением как валового, так и воднорастворимого бора (см. приложение). В альфегумусовых почвах выявляется тенденция накоплению подвижных форм бора в иллювиальных гумусовых горизонтах. В буроземах и подзолоземах четкие закономерности распределения бора по профилю выявляются далеко не всегда. Гораздо лучше выявляются закономерности распределения содержания воднорастворимых форм бора. Для подзолоземов характерно распределение содержания воднорастворимого бора по элювиально-иллювиальному принципу. В буроземах максимум подвижной части бора приурочен к нижним горизонтам.

В описываемых ассоциациях кислых почв наиболее низкими содержаниями кислотно- и воднорастворимых форм бора отличаются почвы подзолистого ряда (см. приложение). Этот факт отмечался ранее С. И. Синяковой (1939); Я. В. Пейве (1960₁, 1960₂, 1960₃); М. В. Катыльмовым, С. И. Рябовой (1958); В. Ковальским, Г. А. Андриановой (1970) и др. Наиболее высокие содержания воднорастворимого бора отмечены в торфяно-болотных почвах, где водной вытяжкой извлекалось до 80% валового бора. На высокие содержания воднорастворимых форм бора в кислых торфянистых почвах указывают М. Стружкина и др. (Микроэлементы в почвах..., 1969).

Более высокие (в среднем 32—49 млн⁻¹ валового и 1,8—5 млн⁻¹ воднорастворимого бора) содержания характерны для кислотно-щелочных и нейтрально-щелочных почв. Данные о содержании валовых и растворимых форм бора в некоторых типах почв этих ассоциаций (см. приложение) в целом подтверждают данные Е. П. Барановой, Н. Г. Родзянко (1963); Г. Палова (1958); О. В. Макеева (1961, 1967); В. В. Ковальского, А. Андриановой (1970) и др.

Практически для всех исследованных типов кислотно-щелочных и нейтрально-щелочных почв характерно накопление бора в почвенном профиле по сравнению с почвообразующими по-

родами. Эллювиально-аккумулятивные коэффициенты составляют в среднем 1,4—1,6. Между содержанием бора в почвах породах отмечена прямая связь. Коэффициент вариации содержания бора в почвах одного типа для кислотно-щелочных ассоциаций меньше коэффициента вариации в кислых почвах и составляет 30—40%. Слабее выражена и контрастность между средними содержаниями бора в почвах автономных и подчиненных ландшафтов (см. табл. 31).

В серых лесных и остаточнок-карбонатных почвах максимум подвижного бора приходится на нижние карбонатные горизонты; в коричневых почвах и черноземах — на верхние гумусовые горизонты. Такое распределение воднорастворимых форм бора обусловлено прежде всего резко различными типами водного режима этих почв.

Максимальным содержанием бора как среди субэкранных так и среди супераквальных почв характеризуются щелочные почвы. Среднее содержание бора в щелочных субэкранных почвах равно 54 млн^{-1} , в супераквальных 87 млн^{-1} . Данные о средних содержаниях валовых и растворимых форм бора в некоторых типах почв этих семейств (см. приложение) хорошо сопоставимы с данными С. Г. Цейтлина (1939); В. Б. Ильина (1964); В. В. Ковальского, Г. А. Андриановой (1970) по щелочным почвам СССР и намного превышают средние содержания бора в щелочных почвах Монголии (Содержание микроэлементов в почвах Монголии, 1973). Наиболее высокой бороносностью отличаются засоленные почвы различной щелочности. На эту закономерность указывают многие исследователи (А. П. Виноградов, 1947, 1957; С. И. Сидякова, 1939; В. В. Ковальский, Г. А. Андрианова, 1964; В. А. Ковда и др., 1959 и др.). Сопоставление содержания бора в щелочных почвах с подстилающими породами показывает прямую зависимость между ними.

Анализ распределения содержания бора по горизонтам почв щелочных ассоциаций показывает четкую приуроченность к более высоким концентрациям к горизонтам максимального скопления солей. В бурых и серо-бурых полупустынных и пустынных солонцеватых почвах характерно наличие двух максимумов содержания бора, один из которых расположен в солонцеватых горизонтах B_{iNa} , выполняющих роль своеобразных геохимических барьеров, а второй — в нижних засоленных горизонтах ВС/С. Резко дифференцированный по содержанию бора профиль имеют три исследованные разновидности солончаков Юго-Западной Туркмении. В шоровых и приморских корковых солончаках бора накапливается в солевых корках, содержание бора в нижней жающей толще незначительно. Наиболее высокими содержаниями бора из всех исследованных почв Советского Союза (300 млн^{-1}) отличаются солончаки, образование которых связано с высокоминерализованными нефтяными водами (с содержанием бора до 1 млн^{-1}), выходящими на поверхность по тек-

ческим трещинам нефтегазоносных структур, а также солон-
чи, образующиеся на продуктах извержения грязевых вулка-
нов, содержащих до 1000 млн^{-1} бора. В солончаках последнего
на выделяются два горизонта накопления бора: зона капил-
лярной каймы (верхний горизонт) и нижние, переходные к по-
лым, горизонты скопления солей. Приуроченность максималь-
ных содержаний бора к карбонатным и солевым горизонтам в
почвах наблюдалась многими исследователями:
Б. Ильиным (1964); П. А. Власюком (1955); А. Л. Ковалев-
м, Н. Д. Черных (1967); Д. В. Григорьевой (1967) и др.

Таким образом, содержание бора в почвах Советского Союза
варьирует в очень широких пределах (от 5—10 до 300 млн^{-1}).
Однако факт постепенного увеличения содержания бора в ряду
базальных почв от кислых к щелочным несомненен. Посколь-
ку этот переход отражает широтную зональность почв, то мож-
но констатировать, что содержание бора в зональных типах
почв увеличивается от холодных гумидных областей к жарким
сухим. Подобную широтную зональность в содержании бора
почвах как в целом по Советскому Союзу, так и по отдельным
крупным регионам отмечали А. П. Виноградов, 1957; В. А. Ков-
де и др., 1959; В. Б. Ильин, 1964; М. В. Катыльмов и С. И. Ря-
ва, 1965; А. Д. Егоров и др., (Микроэлементы..., 1970). Од-
нако колебание содержаний бора в однотипных почвах доволь-
но значительно и увеличивается от щелочных почв к кислым,
т. е. с юга на север, что, согласно В. А. Ковде (1959, 1973),
связано с увеличением в этом направлении пестроты почвообра-
зующих пород, содержания гумуса, поглощенных оснований и
углекислотных показателей. Геохимические особенности поведения бора
в почвах могут быть использованы в качестве поисковых при-
знаков и критериев при литогеохимических поисках борного
рудного сырья.

Глава 5

БОР В РАСТЕНИЯХ

Бор является физиологически активным микроэлементом и
особенно необходим для нормального роста и развития всех
растений, что доказано многочисленными исследованиями как
в СССР, так и за рубежом (Школьник, 1939, 1950, 1952, 1955;
Лаврова, 1938; Бобко, 1938, 1940; Яковлева, 1952; Буслова,
1952; Дж. Скок, 1962; Мак-Лин, Волк, 1962; Хардер, 1965 и др.).
Согласно этим исследованиям присутствие бора в растениях
стимулирует фотосинтез, дыхание, поглощение катионов, превра-
щение и передвижение углеводов и фосфора, повышает соле-
устойчивость и способствует лучшему усвоению калия.

Биофильные свойства бора обуславливают его накопление
растениями. А. И. Перельман (1972, 1975) относит бор к
микроэлементам энергичного накопления с коэффициентами биологи-

ческого поглощения, равными $n-10n$. Среднее содержание бора в золе растений суши, по С. М. Ткаличу (1970), составляет 400 млн⁻¹. Морские растения богаче бором. Так, содержание бора в различных водорослях, по данным А. П. Винограда (1935), равно 100—3000 млн⁻¹, составляя в среднем в золе рода *Laminarias* 1600 млн⁻¹, а в золе рода *Fucus* 1700 млн⁻¹.

Бор в растениях мерзлотно-таежной зоны исследовался в районах Прибайкалья, Забайкалья, Южной Якутии, севера Баровского края и был определен в 30 видах. В таежной зоне выявлено довольно резкое различие в накоплении бора растениями между двумя классами ландшафтов: кислым (H⁺) и переходным (H⁺—Ca²⁺). Растения H⁺—Ca²⁺ ландшафтов концентрируют бор в значительно большей степени, чем растения кислых ландшафтов (табл. 32). Содержание бора в золе растений ландшафтов H⁺ класса превышает содержание бора в горизонтах питания в 2—20 раз (в среднем 15); в ландшафтах H⁺—Ca²⁺ класса в 3—35 раз (в среднем 22), что хорошо со-

Таблица

Средние содержания бора
в некоторых растениях различных ландшафтов
мерзлотно-таежной зоны, млн⁻¹

Растение	H ⁺ класс			H ⁺ — Ca ²⁺ класс	
	автономный	трансэлювиальный	суперэлювиальный	автономный	суперэлювиальный
Сосна обыкновенная	270	—	350	400	400
Кедровый стланик	730	970	1300	126	100
Лиственница даурская	420	640	540	630	800
Береза Миддендорфа	260	460	480	470	600
Береза плосколистная	411	—	620	665	700
Ольха черная	270	330	500	390	500
Рододендрон даурский	460	—	650	620	700
Брусника	370	—	480	460	600
Голубика	510	—	680	510	1000
Багульник болотный	680	1120	1100	1000	1150
Гипновый мох	—	—	100	—	1200

сравняется с данными И. Я. Некрасова (1966); А. Л. Ковалевской (1967); И. Д. Черных (1967); О. А. Ивашевской (1972) и др.

Колебания содержания бора в одних и тех же видах растений в пределах одного класса ландшафта значительны и во многом зависят от рода и вида ландшафта. Растения суперэлювиальных ландшафтов, как правило, богаче бором по сравнению с аналогичными видами в автономных условиях (см. табл. 32). Отмечена зависимость между содержанием бора в растениях и механическим составом субстрата, которая выражается в у-

содержания бора в растениях на тяжелосуглинистых и глинистых почвах. Содержание бора в растениях зависит и от принадлежности их к различным систематическим группам. Восьми исследованных видах таежных ландшафтов $H^+ - Ca^{2+}$ класса отмечена тенденция к накоплению бора в древесных породах. По степени возрастания содержания бора растительные группы можно расположить в следующем порядке: осоки → мхи → лишайники → злаки → бобовые → кустарнички → кукуруза → деревья. Из этого ряда выпадает багульник болотный, содержание бора в котором существенно выше, чем во всех остальных видах (до 1000 млн^{-1}).

Интенсивность накопления бора органами растений различна. Наиболее резко содержание бора в органах растений дифференцировано у древесных пород, где выявляется тенденция к накоплению бора в побегах, листьях и хвое (в среднем в 1,3 раза больше по сравнению с корой и древесиной). Концентрация бора в листьях и хвоей древесных пород в таежной зоне отмечалась В. Б. Ильиным (1964, 1974), О. А. Ивашевской (1972), А. И. Некрасовым (1966) и др.

Биогеохимия бора в зоне широко- и мелколиственных лесов изучалась в районах Хабаровского и Приморского краев, Хакасии, Большого Кавказа. Получены данные о содержании бо-

Таблица 33

Средние содержания бора
в некоторых растениях зоны
широколиственных и мелколиственных лесов, млн^{-1}

Растение	Классы ландшафтов		Растение	Классы ландшафтов	
	H^+	$H^+ - Ca^{2+}$		H^+	$H^+ - Ca^{2+}$
Орех маньчжурский	860	890	Орех маньчжурский	890	920
Леспедеца копеечниковая	800	1600	Леспедеца копеечниковая	630	840
Кочедыжник женский	720	660	Кочедыжник женский	840	930
Чина приземистая	510	650	Чина приземистая	310	700
Орляк обыкновенный	610	710	Орляк обыкновенный	250	410

в 76 видах растений. Содержания бора в растениях рассматриваемой зоны зависят от класса, рода и вида ландшафтов, пределах которых они произрастают, а также от принадлежности к различным систематическим группам, возраста, фазы вегетации и микроклиматических условий.

Содержание бора в большинстве видов растений несколько больше в переходном к кальциевому ландшафте (табл. 33). Однако контрастность концентрации для большинства видов велика (в среднем 1,2—1,3) и меньше, чем в аналогичных

классах ландшафтов мерзлотно-таежной зоны. Распределение содержания бора в растениях на различных элементах рельефа в пределах ландшафтов одного класса водной миграции предполагает некоторое накопление бора в подчиненных ландшафтах (табл. 34).

Таблица

Средние содержания бора в некоторых видах растений в зависимости от рода ландшафта, млн⁻¹

Растение	Род ландшафта		Растение	Род ландшафта	
	автономный	супераквальный		автономный	супераквальный
Дуб монгольский	710	890	Осина	560	710
Береза даурская	750	810	Ива козья	670	710
Береза маньчжурская	720	850			

Существенное влияние на колебание содержания бора в растениях ландшафтов одного класса и рода оказывает пестрота коренных пород и их исходная бороносность. Распределение содержания бора в растениях ландшафтов лесной нетаежной зоны определяется также видовыми особенностями растений принадлежностью их к различным систематическим группам. Наиболее низкие содержания отмечены в низших растениях мхов, хвощевых, папоротниках (средние содержания 100—150 млн⁻¹). Низкие содержания бора (до 200 млн⁻¹) характерны для злаков: вейника наземного, пырея ползучего, мятливого, лугового, трищетинника сибирского. Наиболее богаты бором высокоорганизованные растения — кустарники и деревья (среднее содержание 400—500 млн⁻¹). Промежуточное положение между злаками и кустарниками занимает разнотравье (250—300 млн⁻¹), в котором наиболее высокие содержания бора наблюдаются в растениях семейства кипрейных (иван-чай обыкновенный) и бобовых (леспедеца копеечниковая, чина приземная, люцерна серповидная). Расположив группы растений в степени увеличения содержания бора, получим следующий ряд: мхи → осоковые → злаковые → хвощевые → многоножковые → ариллисовые → сложноцветные → лилейные → кипрейные → бобовые → кустарники → древесные породы. Примерно аналогичный ряд накопления бора в растениях приводят А. Д. Егоров и др. (Микроэлементы..., 1970).

Различные органы древесных пород накапливают бор в одинаковых количествах. Места максимальной концентрации бора в лиственных деревьях и кустарниках — листья и ветви хвойных — кора и ветви. В травянистых растениях, как правило, бор концентрируется в наземной части. Исключение составляет красоднев желтый, в корнях которого были зафиксированы

вания бора, в 1,5 раза превышающие содержание в наземной части.

В ландшафтах широколиственных и мелколиственных лесов наблюдается повышение содержания бора у древесных пород от молодых экземпляров к старым. Так, среднее содержание бора в ветках и листьях молодой березы желтой составляет в среднем 480 млн⁻¹, в то время как в старой — 640 млн⁻¹. Среднее содержание бора в золе ветвей молодой липы амурской равно 180 млн⁻¹, в старой — 430 млн⁻¹. Аналогичная закономерность отмечена и для лещины разнолистной, жимолости Рупрехта и др. Согласно В. В. Поликарпочкину и Р. Г. Поликарпочкиной (1954), бор относится к элементам, способным к реутилизации, т. е. повторному использованию в растениях. Такие элементы, как правило, поступив однажды в тот или иной орган растений, долго удерживаются в нем. С возрастом происходит постепенное их накопление, и в более старых органах растений содержание их повышено.

Для всех древесных и травянистых растений, за исключением семейства злаковых и лилейных, выявлена тенденция довольно значительного увеличения содержания бора в завершающий период вегетации и плодоношения (табл. 35).

Таблица 35

Средние содержания бора в некоторых растениях широколиственной и мелколиственной лесной зоны в различные периоды вегетации

Растение	\bar{X} , млн ⁻¹		Растение	\bar{X}_2 , млн ⁻¹	
	начало лета	конец лета		начало лета	конец лета
липа разнолистая	440	810	Грушанка круглолистная	210	280
липа тонколиственная	230	420	Земляника лесная	210	390
липа Рупрехта	100	260	Ландыш маньчжурский	120	170
лиственница бородавчатая	180	430	Волжанка обыкновенная	270	330
лиственница обыкновенная	420	420	Какалия копьевидная	180	210

На содержание бора в растениях существенное влияние оказывает и интенсивность освещения. Опробование ветвей кедрового и ивы Роде, ориентированных по разным сторонам света, показало значительное увеличение (в среднем в 1,5 раза) содержания бора с южной освещенной стороны по сравнению с северной. Эти данные еще раз подтверждают результаты опытов М. Школьника (1950), показавшего, что низкие температуры и невысокая интенсивность освещения уменьшают потребление бора растениями.

Биохимические исследования на бор в лесостепных, степных и сухостепных ландшафтах проводились на территории Северно-

го Казахстана, Армении, Украины, в предгорьях Большого Кавказа. Всего был собран материал о содержании бора в 158 видах растений. Особенности распределения содержаний бора в растениях, выявленные в лесных ландшафтах, в целом характерны и для лесостепных. Минимальным содержанием бора (25—50 млн⁻¹) характеризуются злаки (вейник наземный, стер безостый, ковыли). Более высокие содержания бора характерны для растений семейства подорожниковых, губоцветных, сложноцветных (100—500 млн⁻¹). Наконец, самые высокие содержания бора фиксируются в древесных породах (береза бородавчатая, акация шаровидной, спирее зверобоелистной, ольха серой), составляя 350—700 млн⁻¹. Максимум концентрация бора в древесных растениях приходится на ветви и листья. Древесные растения содержат в ветвях с южной стороны бора больше, чем с северной (средние содержания бора равны соответственно 1200 и 920 млн⁻¹).

На содержание бора в растениях лесостепной зоны существенное влияние оказывают и видовые различия в ландшафтах. Так, например, содержание бора в дубровнике белой ольхи и шалфее мутовчатом в ландшафтах на известняках равно соответственно 680 и 510 млн⁻¹, на песчаниках и аргиллитах — 460 млн⁻¹. Значительно слабее проявлено влияние родо-видовых различий ландшафтов на содержание бора в растениях. Из исследованных видов растений практически только полынь однолетняя накапливает бор в подчиненных ландшафтах по сравнению с автономными. Контрастность содержаний бора в травянистых растениях отсутствует. В лесостепной зоне Казахстана выявлены растительные виды — концентраторы бора. Это соловейка уральская и береза бородавчатая. Коэффициенты биологического поглощения бора в лесостепной зоне равняются 3—12 (в среднем 12).

Для биогеохимии бора в условиях сухостепных ландшафтов также характерны закономерности распределения его содержания в растениях в зависимости от их биолого-физиологических способностей, принадлежности к различным биологическим группам, возраста, фазы вегетации, условий освещенности. Для многих растений сухостепной зоны характерно наличие очень высоких содержаний бора. Так, среди бобовых, которые во всех зонах содержат повышенное по сравнению с другими травянистыми растениями количество бора, в аридной зоне выделяется род астрагалов. Содержание бора в растениях этого рода достигает 1000—3000 млн⁻¹. Высокие содержания бора (в среднем 600—900 млн⁻¹) характерны для растений рода лютиков, что подтверждает уже приводившиеся в литературе факты повышенной способности к концентрации бора растениями с млечной системой (Сывороткин, 1952). Очень высокие содержания бора были зафиксированы в растениях на травянистых почвах новых отложениях углекислых источников. На участках разг

этих вод, где содержание бора в породах достигает 100 млн^{-1} , наблюдаются плеша и не произрастают практически никакие растения, кроме астрагала колючего и тростника обыкновенного. Содержание в первом составляет в среднем 1 млн^{-1} , а во втором достигает $12\,000 \text{ млн}^{-1}$, тогда как на этих участках они равны $100\text{--}300 \text{ млн}^{-1}$. Видимо, эти виды обладают боролюбивыми свойствами и индивидуальными способностями нынче расти и развиваться в условиях высокой минерализации, где не растут другие виды. Единичные экземпляры полыни душистой, гебелии лисохвостной и солодки белой, произрастающие на травертинах, находились в крайне угнетенном состоянии. Высокие содержания бора отмечены также у ореха грецкого, шиповника иглистом, барбарисе восточном и в Австралии. Наиболее низкие содержания бора в почвах семейства злаковых и сложноцветных. Фактический материал позволяет составить следующий ряд из различных представителей биологических групп (по количеству накопления бора): древесные растения → кустарники → травянистые растения. В ряду выпадают растения-концентраторы бора (различные виды астрагалов, молочаев и тростник обыкновенный).

Старые экземпляры древесных растений содержат бор в больших количествах, чем молодые. Например, в листьях ореха грецкого возрастом 50 лет содержится в среднем 580 млн^{-1} бора, а в молодом (5 лет) — 420 млн^{-1} .

Содержание бора в побегах ореха грецкого с южной стороны в три раза больше, чем с северной, восточной и западной. Повышение потребности бора при увеличении интенсивности освещения связано, по мнению М. Я. Школьника (1950), с повышением проницаемости плазмы клеток, что влияет на увеличение возможности проникновения элементов в растения. Содержания бора в листьях ореха грецкого в разгар вегетационного периода (100 млн^{-1}) в три раза больше, чем в стеблях и коре, а в период плодоношения на два порядка ниже, чем в плодах. Величины коэффициентов биологического поглощения в растениях субтропической зоны составляют в среднем $10\text{--}12$.

Биогеохимия бора в пустынных ландшафтах изучена в районах Юго-Западной и Восточной Туркмении, а также в Армении. Выявлена бороносность 44 видов растений. В Восточной Туркмении наиболее высокие содержания бора отмечены в астрагале (до 1000 млн^{-1}). Почти такие же концентрации наблюдаются у цельнолистной Бунге, трикодесме серой. Наиболее низкие содержания (не $> 80 \text{ млн}^{-1}$) характерны для саксаульчика тонкостебельного и спиростегии бухарской. Интересно, что даже в минеральной толще с борной минерализацией (данбурит) содержание бора в саксаульчике тонкостебельном практически не увеличивается, т. е. данный вид можно отнести к растениям-концентраторам бора.

В Юго-Западной Туркмении была изучена борная биогенная провинция, связанная с морским засолением территории. Наблюдалось сильное обогащение бором природных вод и почв. Содержание бора в почвах (до 300 млн^{-1}) в 10 раз превышает верхние пороговые концентрации бора, достаточные для нормального развития растений. Наиболее высокие содержания бора в галофитах: сарсазане шишковатом и поташнике каспийском, а также астрагалах (в среднем $800\text{--}1000 \text{ млн}^{-1}$). В них обнаружены симптомы токсичности бора у кандыма безлиственного, реомюрии туркестанской и солянки малолистой. Морфологические изменения проявлялись в отмирании верхушечных побегов, малом росте, резком увеличении объема члеников. Многими наблюдалась гибель растений. В то же время содержание бора в золе селитрянки Шобера равнялось 85 млн^{-1} , в саксауле белом не превышало 100 млн^{-1} . Видимо, оба вида являются концентраторами бора. Коэффициенты биологического поглощения бора растениями пустынь (Юго-Западная Туркмения в расчет не бралась) составляют 1—10 (среднее 5).

Таким образом, имеющийся фактический материал по геохимии бора позволяет сделать следующие выводы: содержание бора в исследованных растениях Советского Союза колеблется в очень широких пределах — от 20 до $10\,000 \text{ млн}^{-1}$; на более низкие содержания бора в низших растениях мерзлотно-таежной зоны (мхах, лишайниках), наиболее высокие — в галофитах, растениях рода астрагалов и тростниках засоленных аридных районов.

На содержание бора в растениях влияет класс, род и вид ландшафта, на котором они произрастают. Растения калканских и переходных к кальциевым ландшафтов богаче бором, чем растения кислых ландшафтов. Растения подчиненных ландшафтов концентрируют бор в больших количествах, чем те же растения в автономных условиях. Наиболее резко выражена контрастность содержания бора в сопряженных ландшафтах в гумидной зоне. Наиболее богаты бором растения, произрастающие на сокоборозных сланцах, соленосных глинах, суглинках и глинах.

Различные растения в сравнительно одинаковых условиях обитания обладают неодинаковыми способностями усваивать бор. Это физиологическое свойство избирательного поглощения бора было использовано для выделения растений-концентраторов бора. В таежной зоне таким является багульник болотный; в лесостепной зоне Казахстана — солодка уральская и бородавчатая; в сухостепной — растения родов астрагалов и лютиков; в пустынной — цельнолистник Бунге, трикодема солончаковая; в пустынной — растения рода астрагалов и некоторые растения галофитов. Растения: селитрянка Шобера, саксаул белый и саксаульчик костебельный в пустынной зоне являются деконцентраторами бора.

бор в древесных растениях концентрируется в местах наибольшего напряжения жизненных процессов — побегах, листьях, плодах. В период максимального вегетационного развития соотношение содержания бора в растениях увеличивается. Содержание бора в растениях зависит также от их возраста. Старые растения, как правило, содержат большее количество бора, чем молодые. Побеги деревьев с южной стороны света концентрируют бор в больших количествах, чем остальные. Все указанные особенности фитогеохимии бора могут быть использованы в качестве признаков и критериев при биогеохимических поисках борного сырья.

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ

Опубликованные работы по изучению эндогенных ореолов месторождений бора ограничены одним-двумя названиями. Приведенный ниже материал также ограничен прежде всего числом месторождений как известковоскарновой (два основных объекта и два второстепенных), так и магнезиальноскарновых формаций (один и семь соответственно), где возможно изучение эндогенных ореолов по условиям обнаженности и редкости месторождений. При описании эндогенных ореолов были использованы следующие параметры: 1) продуктивность $ПР = \sum X_{ian} \times L_{ian}$, где X_{ian} — аномальные содержания элемента в пробах; L_{ian} — длина проб с аномальными содержаниями элемента, аномальные принимались содержания, превышающие величину $C_{\phi} + S$, где C_{ϕ} — среднефоновое содержание, а S — среднеарифметическое отклонение содержания элемента в фоновых пробах; 2) нормированная продуктивность $ПР_n = ПР / \sum L_i$, $\sum L_i$ — сумма длин всех проб; 3) среднеаномальное содержание $C_{ан} = ПР / \sum L_{ian}$; 4) коэффициент контрастности $K_k = C_{ан} / (C_{\phi} + S)$; 5) коэффициент минерализации $K_m = \sum L_{ian} / \sum L_i$; 6) коэффициент зональности — отношение мультипликативных показателей минерализации и индикаторов фронтальных частей рядов зональности к среднему значению.

Глава I

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА
ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Эндогенные ореолы месторождений бора известковоскарновой формации изучены очень слабо и сведения о них в литературе ограничены работами Ю. Е. Саета с соавторами (1973) по одному из месторождений Северного Кавказа. Возможности их изучения ограничиваются малым числом объектов такого рода в Советском Союзе (около 16 месторождений бора), слабой доступностью большинства из них для изучения эндогенных ореолов (плохая вскрытость ореолов, отсутствие материала керна скважин) и совмещением боросиликатного оруденения с другими видами оруденений. Поэтому материал по эндогенным ореолам, излагаемый далее, ограничен из-за перечисленных факторов.

Месторождения в Казахстане. Эта группа месторождений известковоскарнового типа, главным рудным элементом которых является бор.

медь, второстепенными — кобальт, молибден, бор (бораты бросилкаты). Все месторождения района локализованы в зонах, приуроченных к контакту карбонатных пород и крупного интрузивного массива. Боросиликатное оруденение локализовано на Центральном участке, типичный разрез осадочных пород которого (сверху вниз) состоит из перекрывающей толщ перемежающихся в разных соотношениях туфоалевролитов и туфосанчаников (150—250 м); продуктивного горизонта, состоящего из двух пластов известняков с разделяющей их толщиной терригенных пород (100—150 м, из них 50—100 м — карбонатные породы) и подстилающей толщи туфоалевролитов и туфосанчаников (не менее 1000—1300 м). Осадочные породы залегают субгоризонтально. Интрузивные породы представлены диоритами и кварцевыми диоритами, силлами спессартов и крутопадающими дорудными дайками диоритовых и кварцобманковых порфиритов.

Скарны известковые; пироксен-гранатовые с существенно сульфидными гранатами и пироксенами салит-геденбергитового состава. Образование скарнов связано в основном с контактно-инфильтрационным метасоматозом при инфильтрации растворов от интрузива по напластованию известняков и замещению последних. Скарны и вмещающие терригенные породы изменены послескарновыми гидротермальными растворами с образованием актинолитовых, кальцит-хлоритовых и антозитовых метасоматитов, причем последние более характерны для терригенных пород. Скарны и апоскарновые метасоматиты образуют продуктивные горизонты, вмещающие основную рудную минерализацию участка, что характерно и для других месторождений этого рудного района.

Рудные тела локализованы во внешней части скарновой зоны и имеют форму лентообразных линз, вытянутых в субширотном направлении параллельно контакту скарнов с известняками и гранитоидами. Главные минералы сульфидных руд представлены арсенопиритом, кобальтином, глаукодомом, герцинитом. Борные руды сложены в основном данбуритом и в большей степени датолитом и аксинитом. Аксинит ассоциирует в зонах с боросиликатами, однако чаще образует близкие к монокристаллическим минеральным метасоматиты и вкрапленность в скарнах за пределами рудных тел. По терригенным породам развивается также аксинит. Турмалин очень редок, развивается по дайкам, в основном как в пределах описываемого рудного района он широко распространен (в основном турмалинизация гранитоидов).

Для каждого типа руд наиболее характерны элементы, составляющие основные рудные минералы в качестве главных компонентов или характерных примесей. Для боросиликатных руд — В и Ве, которыми обогащены датолит, данбурит и аксинит; для кобальтовых руд — Со, Вi, As, Ni, входящие в состав

арсенопирита, кобальтина, глаукодота, герсдорфита, самого висмута и виттихенита. Тесное пространственное сращение руд обоих типов привело к взаимному обогащению характерными элементами.

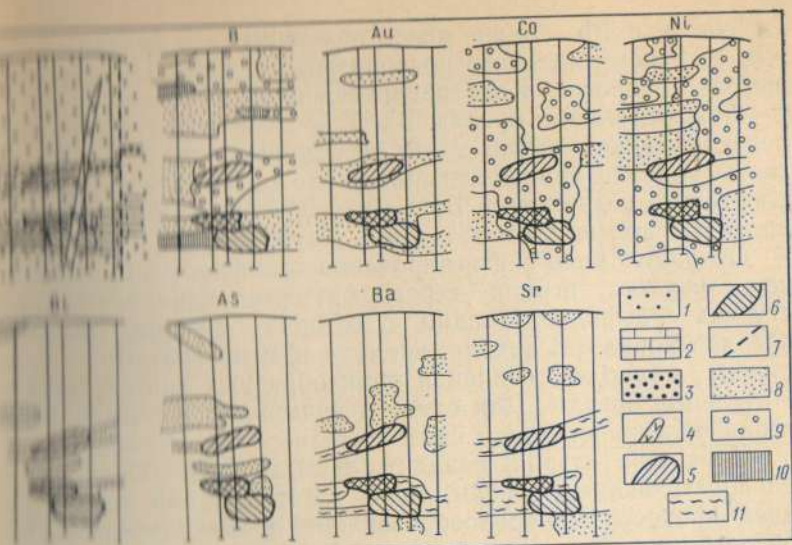
Пространственное совмещение кобальтового и боросиликатного оруденений на Центральном участке месторождения чет за собой и совмещение эндогенных ореолов рудных обоих типов.

На участке установлено развитие ореолов 20 элементов: Be, V, Co, Cu, Mo, As, Ni, Pb, Ag, Sb, Ti, Cr, Zn, Bi, W, Y, Ge, B, Ba, Na, K, Rb.

Все элементы образуют положительные ореолы, а Ba, Sr, K и Rb — также и отрицательные. Наиболее широко и интенсивно развиты положительные ореолы B, Ni, Co, Cu, As. Существование ореолов определяется в основном двумя факторами: литологическим и структурным. Литологический фактор определяет более интенсивное развитие ореолов Ba, Be, V, Ti, Cr, в скарных и апоскарновых метасоматитах продуктивного горизонта. Ореолы ряда элементов либо вообще не выходят за пределы продуктивного горизонта (Sb, W, Bi), либо преимущественно развиты в его породах (Be, Mo, Co, Ag). Естественно, форма таких ореолов определяется формой продуктивного горизонта — сильновытянутые лентообразные линзы. Выклинивание рудного тела сопровождается выклиниванием комплексного ореола, который приобретает характерную пламенеобразную форму, прослеживаясь после выклинивания рудного еще на 450 м.

Роль структурного фактора проявляется в зависимости фации ореолов от разрывных нарушений двух основных типов: субгоризонтальных межпластовых и крутопадающих. Крутопадающие нарушения контролируют образование осадочных пород. Субгоризонтальные межпластовые нарушения контролируют образование основных простых форм ореолов — вытянутых уплощенных (рис. 1). Крутопадающие нарушения и приуроченные к ним разломы играют главную роль в формировании блоковых структур ореолов, экранируя последние. Одни и те же структуры (даже разломы) могут выполнять роль экрана в одних участках «пробиваться» ореолами в других.

Ореолы бора наиболее широко распространены на Центральном участке и однозначно связываются с боросиликатным оруденением, а на западном фланге — с боратовой минерализацией, очень слабо проявляясь на участке медного оруденения. В рудах и породах продуктивного горизонта бор находится в виде датолита, данбурита и аксинита, а в терригенных породах — в основном в виде аксинита. На участке развития боратовой минерализации для ореолов в породах перекрывающих толщи характерен не аксинит, а турмалин.



1. Вторичные ореолы боросиликатного месторождения Казахстана: 1 — порфиры, 2 — порфиры, 3 — скарны, 4 — порфиры, 5 — порфиры, 6 — порфиры, 7 — порфиры, 8 — порфиры, 9 — порфиры, 10 — порфиры, 11 — порфиры.

1 — скарны; 2 — скарнированные известняки; 3 — скарны; 4 — порфиры; 5 — порфиры; 6 — кобальтовые рудные тела; 7 — разрывы; 8 — содержание элементов в положительных ореолах (B 33—100, Co 9—19, Ni 15—22, Bi > 2, As > 90, Ba 1300—2200, Sr 600—900, Ni > 22, Ba > 2200, Sr > 900); 9 — B 100—1000, Co > 19, Ni > 22, Ba > 2200, Sr > 900; 10 — B > 1000; 11 — содержание элементов в отрицательных ореолах (Ba < 200, Sr < 100).

Ореолы бериллия тесно связаны с боросиликатной минерализацией, так как основными минералами-носителями и концентраторами бериллия в рудах и ореолах являются датолит (до 25 млн⁻¹), данбурит (до 30 млн⁻¹). Содержание бериллия в турмалине значительно ниже (3 млн⁻¹), что связано, вероятно, очень слабым развитием ореолов элемента в связи с боратовой минерализацией.

Образование ореолов марганца полигенетично и связано с выносом элемента в скарновую стадию (содержание MnO в скарновых гранатах и пироксенах достигает соответственно 0,5—0,60% при максимальном содержании в известняках 0,2%); образование при актинолитизации и аксинитизации (содержание MnO в аксините достигает 2%) и с выносом его при эпидоцитизации скарнов и образовании кальцит-хлоритовых метасоматитов с дальнейшим переотложением его в терригенных породах перекрывающей толщи. В последних ореолы марганца преимущественно расположены над участками гидротермально преобразованных скарнов.

Вполне определенно со скарновой стадией связаны отрицательные ореолы бария, стронция, натрия, калия и рубидия в скарнах и аноскарновых метасоматитах продуктивного горизонта. Причем, если отрицательные ореолы Ba и Sr занимают почти всю площадь развития продуктивного горизонта, то ореолы

лы Na, K и Rb — лишь менее половины, что связано с характером гидротермального преобразования скарнов, сопровождаемого привносом и перераспределением этих элементов.

Положительные ореолы Ba, K и Rb в терригенных породах перекрывающей толщи тесно ассоциируют друг с другом и связываются с калишпатизацией, что соответствует данным относительно содержания BaO (0,1—0,75%) и Rb₂O (до 3,3%) калиевых полевых шпатах (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

Основную роль в формировании сульфидных руд Центрального участка играла герсдорфит-арсенопирит-кобальтинитовая стадия сульфидной стадии, с которой связано образование ореолов кобальта, никеля, висмута и мышьяка. Медь, сурьма, молибден, свинец и цинк образуют контрастные и обособленные ореолы. Для ореолов вольфрама и германия характерна пространственная связь с медным оруденением.

Цирконий, иттрий, ванадий, хром и титан образуют распространенные ореолы, связь которых с той или иной стадией процесса минералообразования проблематична. Обособленные ореолы этих элементов фиксируют участки наиболее интенсивных гидротермальных преобразований.

Сравнение состава руд и ореолов показывает дифференцированный характер накопления элементов в них, что, очевидно, обусловлено резким различием химических и физико-химических свойств пород. В табл. 36 и 37 приведены характеристики элементов-индикаторов формационной принадлежности аномалий к комплексной боросиликатной и кобальтовой а также меднорудной формаций. В качестве индикаторов выбраны элементы с максимальными различиями характеристик для ореолов, связанных с разными рудными формациями. Наиболее надежными и информативными характеристиками для ореолов в породах перекрывающей толщи являются коэффициенты минерализации и контрастности, а в породах продуктивного горизонта — нормированная продуктивность. Кроме комплекса конкретных значений характеристик элементов-индикаторов для определения формационной принадлежности аномалий можно использовать коэффициенты, рассчитанные как отношение аддитивных показателей характеристик элементов-индикаторов (табл. 38).

Комплексные эндогенные ореолы боросиликатных и кобальтовых рудных тел характеризуются зональным строением. Установлены продольный и осевой виды зональности, в основном соответствующие единому ряду зональности эндогенных ореолов по С. В. Григоряну (табл. 39). Очевидно, что элементы фронтальных частей зональных колонок (Ba, Ag, Pb, Zn, Sn) тяготеют к первой половине рядов, а элементы тыловых частей (Mo, Sn, Co, Bi) — ко второй половине. Положение мышьяка в ассоциации с элементами тыловых частей в данном случае закономерно и объясняется тесной парагенетической ассоциацией.

Отношения аддитивных показателей эндогенных ореолов, используемые для определения формационной принадлежности аномалий

Оруденение	В породах перекрывающей толщи						В породах промывного горизонта	
	Коэффициенты минерализации			Коэффициенты контрастности			Нормированные продуктивности	
	$\frac{Co+Ni}{Cu+Ag}$	$\frac{Co+B+Ni}{Cu+Bi+Ag}$	$\frac{Co+Ni}{Cu+Bi}$	$\frac{Co+Cr}{Cu+Ag}$	$\frac{Co+Cr}{Bi+Cu}$	$\frac{B+Co+As+Bi}{Cu+W+Sn+Ge}$	$\frac{B+Co}{Cu+W}$	
Комплексное (боросиликатное и кобальтовое)	2,8	4,1	2,8	3,3	2,0	8,1	6,0	
Медное	0,4	0,29	0,37	0,4	0,3	0,7	0,6	

Таблица

Ряды зональности комплексного боросиликатного и кобальтового оруденения

Направление движения растворов	Вид зональности	Ряды зональности
От интрузии к известнякам	Продольная	Pb—Zn—Ni—Ag—B—Ba—Mo— —Cu—Co—As—Bi—W
Параллельно контакту скарнов с известняками и интрузией	Осевая	W—(Cu, Ag)—Zn—Sb—Pb—Co— —Bi—Ni—As—B—Mo
Единый ряд зональности (Григорян, 1974)		Ba—(Sb, As, Hg)—Cd—Ag—Pb— —Zn—Au—Bi—Ni—Co—Mo— —Sn—Be—W

Ag, Co и Bi, входящих в состав основных рудных минералов. Положение W и Cu, характерных для медного оруденения в начале ряда зональности связано с концентрациями медных руд на участке выклинивания рудных тел в западной части Центрального участка (см. табл. 39).

Неидентичное расположение бор в рядах зональности,мечаемое также и для ореолов медного оруденения, очевидно связано с тем, что боросиликатное оруденение образует самостоятельную зональность, пространственно не соответствующую зональности существенно сульфидного кобальтового оруденения.

Как будет показано далее на примере эндогенных ореолов этого месторождения Средней Азии, где отсутствует тесное пространственное совмещение сульфидных и боросиликатных, качественный состав ореолов последних аналогичен составу ореолов сульфидных месторождений, но характеризуется значительно более низкими значениями содержаний (и контрастности) элементов. Следовательно, на описываемом месторождении ореолы сульфидных руд преобладают над ореолами боросиликатных руд, и установленная зональность в основном определяется зональностью кобальтового оруденения. Ореолы боросиликатного же оруденения проявляются в основном ореолами бора и циркония.

Характер залегания и форма рудных тел месторождения (горизонтальные лентообразные линзы) и ореолов (широкое развитие в породах перекрывающей толщи) свидетельствуют о наличии как горизонтальных, так и вертикальных составляющих направления движения растворов, что соответствует разрыву на месторождении двух систем разрывных нарушений. Ввиду осевой зональности тыловые элементы сменяются элементами фронтальных зон с востока на запад, что и определяет основное направление потока рудообразующих растворов, отдающих с удлинением рудных тел. Аналогичное направление было установлено также по зональности эндогенных ореолов на участках локализации боратового и медного оруденений. Величины коэффициентов зональности для фронтальной части эндогенных ореолов (табл. 40) проявляют общую тен-

Таблица 40

Коэффициент зональности для фронтальной части эндогенных ореолов в породах продуктивного горизонта комплексных рудных тел, $n \cdot 10^{-3}$, %

Коэффициент зональности	Расстояние от выклинивания рудного тела, м				
	30	90	150	230	400
$\frac{W \times Ge}{Mo \times Ni}$	1,2	0,5	20	30	10
$\frac{W \times Ge}{Ni \times Co}$	2	1	0,4	50	30
$\frac{W \times Ge}{As \times Bi}$	0,01	0,05	0,01	2	1
$\frac{Ag \times Cu \times Zn \times Pb}{Mo \times Bi \times As \times Ni}$	0,1	1	10	0,07	100 000
$\frac{Ag \times Zn \times Pb}{Ni \times Co \times As}$	0,04	0,01	0,02	0,01	0,4

денцию к увеличению с удалением от рудного тела, но из-за недостаточности монотонности, чтобы по ним можно было бы делить расстояние до рудного тела по одному пересечению.

Месторождение в Средней Азии. Это собственно борное месторождение находится в пределах структурно-тектонической зоны, характеризующейся широким развитием интенсивно сложенных песчано-глинистых и кремнисто-карбонатных пород карбон-триаса (первый структурный ярус), на которые трансгрессивно залегают известняки юры (второй структурный ярус). Интрузивные породы района относятся к нескольким комплексам мезозойского и третичного возраста, представленные в основном гранитоидами и образуют гипабиссальные интрузивные массивы, субвулканические тела и дайки. Разрез осадочных пород месторождения состоит в основном из алевролитов, глинистых и песчано-глинистых сланцев, песчаников с тонкими зонами кремнисто-карбонатных пород, мощность последних до 150—250 м, общая мощность пород разреза составляет около 2000 м. Осадочные породы смяты в серию изоклинальных складок с простиранием осей складок в субмеридиональном направлении. Широкое развитие разноориентированных крутопадающих разрывных нарушений с амплитудами смещения в вертикальном направлении до 100—150 м обусловило сложное геологическое строение месторождения блоковыми структурами.

Карбонатные, меньше терригенные породы, скарнированы. Скарны в основном представлены пироксеновыми, пироксен-гранатовыми, гранатовыми разностями, образование которых связано с явным преобладанием инфильтрационного метасоматоза над биметасоматозом. Контакт скарнов с породами мезозойского интрузивного массива не обнажается на поверхности и не подсечен горными выработками. Распределение различных скарновых пород намечает существование нормальной скарновой зональности с фронтальными зонами, сложенными преимущественно пироксеновыми и внутренними зонами, сложенными гранатосодержащими скарнами.

Месторождение представляет мощную зону известково-скарнов с богатой боросиликатной минерализацией, причисленных к кремнисто-карбонатным отложениям. Рудное тело имеет пластообразную форму (падение на восток под углом 20—30°), осложненную унаследованной складчатой структурой вмещающих пород при субмеридиональной ориентировке осей складок. Мощность рудного тела достигает 100—150 м.

Руды сложены в основном данбурином. Аксицит постоянно присутствует в рудах, безрудных скарнах и терригенных породах, вмещающих скарноворудные тела. Турмалин на месторождении редок и образует значительные концентрации в связи с оловянным оруденением, пространственно разобщенным от боросиликатного и локализованным в скарнах северного флюида.

орождения. Отмечается увеличение вкрапленности сульфидов (пирит, галенит, сфалерит, пирротин, арсенопирит) с юга на север.

На месторождении эндогенные ореолы изучены в основном в околорудном срезе по данным опробования поверхности. В них 22 элемента, из которых наиболее широко распространены В, Sn, Zn, Ag, Cu, Co, Bi, Ge, Mo, Ni, Mn, W. Эти элементы образуют положительные ореолы, а стронций и цезий — также отрицательные. Ореолы вытянуты в субмеридиальном направлении, т. е. их удлинение в общем совпадает с направлением простирания вмещающих осадочных пород и связанных скарноворудных тел. Резко выраженные узкие ореолы типичны для элементов Ва, Be, As, Ag, Sb, Bi, W. Ореолы большей части элементов не оконтурены. Приведенные размеры ореолов приведены в табл. 41.

Таблица 41

Размеры эндогенных ореолов одного из боросиликатных месторождений

Элементы	Размеры, км		Элементы	Размеры, км	
	по простиранию пород	вкрест простирания пород		по простиранию пород	вкрест простирания пород
В	>2	>1,5	Sb	0,2	0,2
Sn	0,8	0,4	Ti	>2	0,15
Zn	1,3	0,3	Cr	1,0	0,5
Ag	1,3	0,5	Zn	>2	1,3
Cu	1,2	1,5	Bi	>1,2	1,0
Co	1,2	1,5	W	>1,5	0,5—1,0
Bi	1,2	1,5	Y	0,5	0,5
Ge	1,3	0,8	Mn	1,3	1,0
Mo	1,3	1,5	Zr	1,0	0,3
Ni	1,2	1,5	Sr	0,8	0,4
Mn	1,2	0,3	Ge	>1,0	0,3
W	1,5	>1,5			

Сравнение составов руд и ореолов месторождения показывает, что в рудах преимущественно накапливаются В, Be, Co, Bi, в ореолах — Ва, Cu, Ag, Ti, Zn, Sr. Зональность эндогенных ореолов выражена неконтрастно. Образование их связано в основном с процессом формирования боросиликатных руд, значительно менее — со скарновым процессом. Для последнего характерен привнос большей части элементов В, Sn, Cu, Pb, Ag, Ti, Ge, Ni, Mo, Sr, Mn, Bi, Be, Zn, Y, Yb, W. Предполагается, что эти элементы являются элементами-примесями в минералах породообразующих минералов скарнов — гранатов и цоксенон и, вероятно, некоторых акцессорных минералов, та-

ких как сфен, циркон. Высокие значения коэффициентов выделения для таких элементов, как бор, связаны с примесью нита, датолита и данбурита, а для Ag, Bi, As, Cu, Pb, Mo с сульфидами висмута и мышьяка. Более очевидна связь средственно со скарнообразованием Ti, Ge, Cr, V, Mn, Y которые являются характерными элементами-примесями новых минералов. Однако существенной роли в образовании ореолов в их современном виде эти элементы, вероятно, не играли, так как более интенсивное ореолообразование рудных стадий затушевало ореолы скарновых тел во вмещающих породах, и только ореолы стронция, интенсивно выносившиеся из известняков при образовании скарнов, сформировали скарновый этап в перекрывающих скарнорудную зону термических породах.

Образование боросиликатных руд по скарнам сопряжено с наиболее интенсивным привносом бора, олова, бериллия и германия. Связь бериллия с боросиликатным оруденением подтверждается накоплением его в датолитах и данбуритах (табл. 42). Германий также устанавливается в боросиликатных рудах.

Средние содержания элементов в минералах

Минерал	Регион	N	Ti	Mn	Cr	V	Ni
Датолит	Дальний Восток	18	0,9	14	0,7	0,2	0,26
	Средняя Азия	9	3	27	0,3	0,3	0,5
	Казахстан	2	5	5	0,2	0,35	0,55
Данбурит	Дальний Восток	6	3	9,5	0,3	0,4	0,2
	Средняя Азия	7	7,4	7	0,3	0,37	0,64
	Казахстан	9	7,3	1,1	0,23	0,29	0,46

катах в повышенных содержаниях. Характер связи оловянного борным оруденением неясен, тем более, что повышенные содержания его в боросиликатных рудах могут быть вызваны образованием ореолов оловянного оруденения. При образовании боросиликатных руд происходит замещение до 50—60% боросиликатных скарновых минералов, причем в связи с низкой кристаллической емкостью боросиликатов при этом должно высвободиться значительное количество многих элементов, входящих в состав минералов скарнов. Эти элементы могут участвовать в формировании эндогенных ореолов в породах, перекрывающих боросиликатные руды. Во всяком случае образование ореолов за счет переотложения компонентов скарнов в процессе формирования боросиликатных руд весьма вероятно для таких

титов, как Ti, Mn, Cr, V, Ni, Zr. Ниже приводятся средние содержания элементов в скарнах и данбуритах, $n \cdot 10^{-3}\%$:

	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Zr
Скарны	148	>1000	1,5	3,91	1,90	10
Данбурит	7,4	7	0,3	0,37	0,64	—

Значения коэффициентов накопления, меньшие единицы, считающиеся для таких рудных элементов, как Cu, Bi, Mo, As, Sb, Pb, связаны с вкрапленностью сульфидов в безрудных скарнах. Ореолы этих элементов, широко развитые на месторождении, вероятно, связаны с неборными стадиями минерализации, проявленными на месторождении и, в частности, в связи с связанной минерализацией северного фланга.

Месторождение Дальнего Востока. Месторождение бороскарнов Дальнего Востока приурочено к зоне мезозойской деформации и представлено единым скарноворудным телом, приуроченным к мощной крутозалегающей пачке триасовых известняков, локализованных среди песчано-сланцевых отложений триаса и юры. Интрузивные породы месторождения представлены дайками андезитовых и диабазовых порфиритов,

Таблица 42

содержание элементов в бороскарновых месторождениях бора, $n \cdot 10^{-3}\%$

	Be	B	Ca	Ge	Hg	Sc	Y	Yb	La	Sr	Ba
1	0,3	0,22	0,21	0,4	10	0,3	0,3	0,1	3	3	11
2	1,0	0,45	0,53	0,6	20	0,4	0,9	0,1	3	3	10
3	1,5	0,3	1	0,4	10	0,4	0,8	0,1	3	3	10
4	0,2	0,2	0,2	0,5	10	0,5	0,3	0,1	3	13	13
5	4,4	0,3	0,73	0,4	14	0,5	1,1	0,1	4	13	10
6	2,3	0,3	0,66	0,3	10	0,7	1,7	0,2	4	17	10

связанных с эффузивами палеогена, мелкими субвулканическими интрузиями диоритов, гранодиоритов и графитов.

Скарны месторождения имеют существенно инфильтрационный характер, причем преобладают апоизвестняковые скарны (экскарны). В контактах с вмещающими терригенными породами и по прослоям песчаников и алевролитов в известняках развиваются биметасоматические эндоскарны. Экскарны обладают вертикальной метасоматической зональностью, выявляемой только в масштабе всего месторождения. На протяжении примерно 600 м снизу вверх наблюдается смена скарновых типов: молластонитовая, геденбергитовая, гранат-геденбергитовая, натровая. Борная минерализация, наложенная на скарны,

представлена в основном датолитом, а на северо-восточном фланге — данбурином. Аксинит развивается по апоалевровым эндоскарнам. Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом.

Распределение бора и микроэлементов изучено по одному разрезу в основном в пределах рудного тела (рис. 2). Разрез вскрывает скарноворудное тело с крупными реликтовыми кристаллами известняков. Рудные зоны располагаются в верхней части разреза, где преобладают геденбергитовые и гранат-геденбергитовые скарны в отличие от гранатовых скарнов нижней части разреза. Содержания бора и микроэлементов в датолитовых рудах месторождения приведены в табл. 43. В пред-

Геохимические характеристики руд месторождения

Показатель	Тип руды	Регион	Ba	Be	V	Co	Cu	Mo
\bar{X}	Датолитовый Датолит-дан- буриновый	Дальний Восток	10	0,27	0,45	1,05	0,7	0,05
		Средняя Азия	10	0,24	2,14	0,23	7,1	0,11
		Казахстан	16	0,26	1,6	33,2	30	5,3
K_k	Датолитовый Датолит-дан- буриновый	Дальний Восток	—	2,7	0,6	21	0,1	1
		Средняя Азия	—	2,7	1,1	0,7	4,3	2,1
		Казахстан	0,2	2,6	0,2	42	5,3	14,3

рудного тела (до 400 м) отмечается увеличение с глубиной содержания Sn и уменьшение — V, Cu, Ag, Cr, Zn. Закономерность уменьшается с глубиной и значение коэффициента

$$K_3 = \frac{Zn \cdot As \cdot Ag}{Sn \cdot Bi \cdot Be},$$

рассчитанного из средних содержаний элементов

на интервалах глубин: до 150 м ($K=10,0$); 150—250 м ($K=2,26$) и 250—400 м ($K=0,96$). Поля максимальных концентраций элементов имеют форму сложнопостроенных залегающих линз, причем наблюдается совмещение полей максимальных концентраций большинства элементов в единичных зонах, контролируемых, вероятно, системами разрывных нарушений. Внутри этих зон по соотношению полей максимальных концентраций бора (более 3%) и микроэлементов выявляются следующие закономерности: Ti и Zr ведут себя как аналогичны по отношению к бору, в то время как для элементов Co, Mo, Pb, Zn, Li, Sn, Ba, As, Be, Ag, W, Bi, Li характерна пространственная связь. Если рассматривать взаимное расположение полей максимальных концентраций в вертикальном направлении (т. е. почти перпендикулярно к их ширине), то для Ba, Sb, As и Be наблюдается совмещение с бором, а осталь-

менты располагаются ниже бора в следующей последовательности: Pb, Li, Co, Bi, W, Mo, Ag, Zn, Sn, V, что, вероятно, и соответствует ряду вертикальной зональности скарновых зон.

Месторождение Кавказа. Характеристика эндогенных ореолов поросендикатного месторождения Кавказа приведена по материалам Ю. Б. Саета и др. (1967, 1973). Датолитосодержащие тела месторождения залегают в гранатовых скарнах, возникающих на контактах субвулканической интрузии гранитофоров, располагающейся на глубине 80—100 м ниже современной поверхности. Рудные тела имеют характер пологопадающих пластовых маломощных залежей протяженностью от

Таблица 43

известково-скарнового типа

Bi	Pb	Ag	Tl	Ce	Zn	Bi	W	Y	Mn	Zr	Sr	Ge
1,3	4,4	0,01	12	0,9	6,6	0,4	0,5	0,3	—	2,3	—	—
0,3	1,3	0,01	82	0,8	31,5	0,1	0,6	0,6	1000	5,5	8,2	0,88
0,3	0,3	0,005	91	0,7	3	4,4	0,3	0,3	340	10,5	21	0,1
12,0	3,3	2,3	0,4	—	6,6	43	1,6	1	—	0,8	—	—
0,3	3,3	2,0	1,2	0,1	31,5	1,2	1,2	1,2	1,6	1,8	0,04	8
0,8	0,3	—	0,5	0,3	1,5	44	—	—	6,7	1,5	0,1	1

до 1000 м. На месторождении установлены положительные эндогенные ореолы В, Ве, Рб, Си, Ва, Сг, Li. Для В и Ве установлены положительные и отрицательные ореолы, для остальных элементов — только положительные. Положительные ореолы бора образуют вокруг рудных тел пологопадающие концентрические зоны мощностью 15—35 м и протяженностью до 1000 м в непосредственной близости от контакта с интрузией. Размеры ореолов в висячем и лежащем боках рудных тел не превышают 20 м и продолжают после выклинивания рудных тел на 100—200 м по удлинению последних и на 40—60 м по падению и восстанию. Положительные ореолы бора в основном локализируются в скарнах, но распространяются и на окисленные мергели в контактах со скарнами. Бор образует зоны отрицательных ореолов, залегающие гипсометрически ниже положительных ореолов. Мощность их 40—100 м, а по падению и простиранию они в основном не оконтурены.

На других элементах наиболее протяженные ореолы (до 100—1400 м по простиранию) образуют Ва, Ве и Сг, в то время как Си, Рб и Li образуют более локальные ореолы. Практически ореолы всех элементов локализируются вокруг боросили-

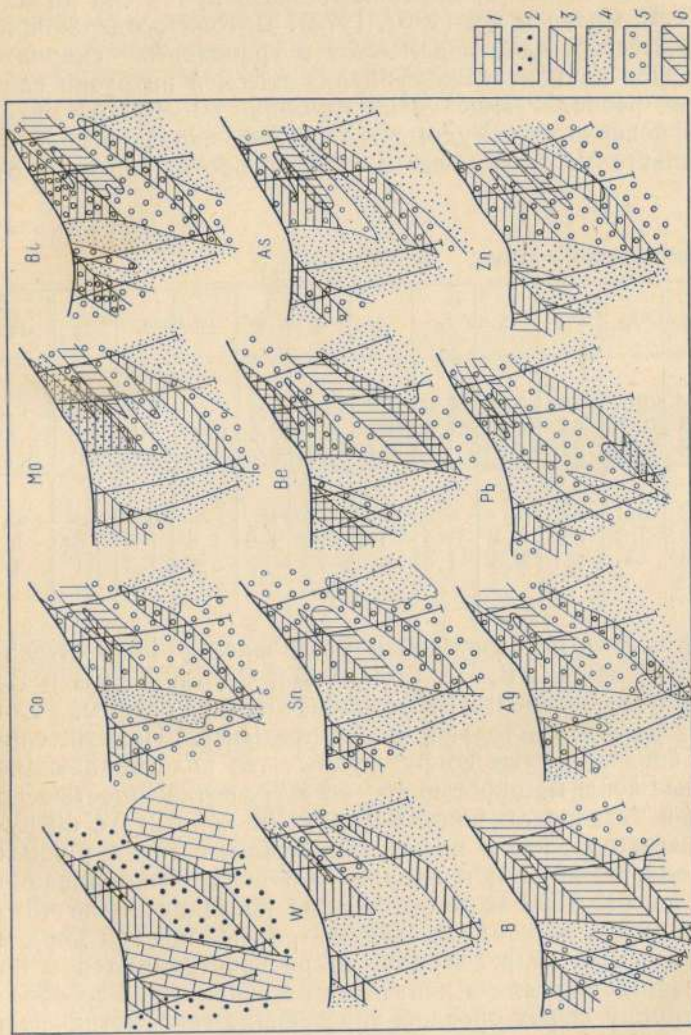


Рис. 2. Распределение элементов в рудах и эндогенных ореолах боросиликатного происхождения

1 — известняки; 2-3 — рудное тело с содержанием бора (2 — меньше 3%, 3 — больше 3%); 4-6 — со-

ных рудных тел, хотя менее четко это проявлено для Cu. В то же время максимальные концентрации Be, Pb, Ba и Li локализуются в скарнах между рудным телом и контактом интрузива, Pb и Cr захватывают рудные тела. Максимальные концентрации меди в ореоле приурочены к верхам перекрывающей интрузии. Положительные ореолы характеризуются следующими содержаниями элементов (в млн⁻¹) и коэффициентами контрастности: В 880 и 22; Be 1—2 и 2—4; Cu 40—80 и 5—10; Pb 60—100 и 15—20; Ba 700—1200 и 3,8—6; Cr 80—200 и 1,1—2000—3000 и 30—50. Ю. Е. Сагет с соавторами считают, что ореолы Li, Pb, Ba, Be, Cu и Cr не имеют прямой связи с рудными телами и характеризуют контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы. Образование ореолов при объясняется мобилизацией бора из вмещающих пород и выщелачивании интрузии с последующей миграцией его в сторону интрузивного массива (антипневматолит по В. М. Гольдману). Широкое распространение отрицательных ореолов не рекомендуется использовать в качестве геохимического критерия при прогнозировании, а положительные ореолы бора — истинным поисков рудных тел.

Изученные месторождения боросиликатов имеют черты сходства и различия геохимических особенностей самих боросиликатов, руд и эндогенных ореолов. Микроэлементный состав датолитов и данбуритов прежде всего обнаруживает их различия, как минеральных видов. Так, минералы различаются по содержанию Sr, Be, Ti, Y, Yb, La, Ba и Mn, причем лишь содержание марганца выше в датолитах, в то время как содержание остальных элементов выше в данбуритах, что, вероятно, связано с его большей кристаллохимической «емкостью».

Сравнение составов обоих боросиликатов по месторождениям вызывает относительное обогащение медью (в 10 раз в датолитах и в 7—15 раз в данбуритах) и ртутью (соответственно во всем в 2 и 1,5 раза) боросиликатов среднеазиатского месторождения и обеднение титаном, иттрием, иттербием и лантаном боросиликатов дальневосточного месторождения. Избыточное накопление элементов отдельно для датолита и данбурита, охарактеризованное данными табл. 44 (положение эле-

Таблица 44

Относительное накопление микроэлементов в боросиликатах разных месторождений

Регион	Неборная рудная металаогения	Датолит	Данбурит
Восток Азия	Pb, Zn, Sn Sn	Cr Mn, V, Ni, Cu, Pb, Be, Sn, Ge, Hg, Sc, Y	Mn, Cr, V, Be, Ge Ti, Cr, V, Ni, Cu, Pb, Sn, Ga, Hg, La
Восток	Cu, Mo, Co	Ti, V, Ni, Be, Ga, Sr	Ti, Sn, Y, Yb, La, Sr

мента соответствует его максимальному содержанию в м рале данного месторождения по сравнению с двумя други не связано с неборной рудной металлогенией месторожд Наиболее «емкими» в отношении микроэлементов являются росиликаты среднеазиатского месторождения, наименее — невесточного (особенно датолит). И, наконец, необходимо черкнуть роль датолита и особенно данбурита, как минер носителей бериллия в боросиликатных рудах.

Геохимические характеристики руд боросиликатных ска вых месторождений приведены в табл. 43. Наиболее четко химические особенности руд боросиликатных скарновых м рождений выявляются при сравнении рядов, составленных коэффициентам контрастности (табл. 45, бор не вклю

Ряды элементов, построенных по убыва в рудах месторождений

Тип руды	Регион					
Датолитовый	Дальний Восток	Bi	Co	Sn	As	Zn
		43	21	12,6	8,4	6,6
Датолит-данбуритовый	Средняя Азия	Sn	Zn	Ge	Cu	Pb
		672	31,5	8	4,3	4,3
	Казахстан	Bi	Co	As	Mo	Ni
		44	42	26,6	14,2	6,8

В частности, устанавливается зависимость состава руд от борной металлогении месторождений и районов. Так, в р дальневосточного месторождения известны промышлен свинцово-цинковые и оловянные месторождения. Соответс но и в боросиликатных рудах этого месторождения олово с на третьем месте, а цинк и свинец — на пятом и шестом. вое место олова в ряду для среднеазиатского месторожд хорошо согласуется с наличием оловянного оруденения на северном фланге. В районе казахстанского месторождения, ме борного, основными типами оруденения являются мед молибденовое, кобальтовое. Соответственно и в ряду эле тов этого месторождения первые места занимают кобальт и спутники — висмут, мышьяк и никель, а также молибде медь. На микроэлементный состав руд казахстанского м рождения существенное влияние оказывает наложение них ореолов кобальтового оруденения, пространственно с щенного с боросиликатным.

Количественно геохимические различия микроэлемент состава руд оцениваются по значениям мультипликатив показателей элементов, находящихся в начале рядов (табл.

Концентрация большей части элементов в ореолах сре азиатского месторождения ниже, чем в ореолах казахстанс

стороведения с комплексным боросиликатным и кобальто-вым оруденением, за исключением содержаний Be, Ti, Pb и Ge (табл. 47). При этом надо отметить, что интенсивность проявления оруденения на среднеазиатском месторождении весьма высока, т. е. относительно низкие содержания ореолообразующих элементов нельзя объяснить малой интенсивностью рудного процесса.

Таким образом, для боросиликатных месторождений характерен комплексный состав эндогенных ореолов, причем прямыми элементами-индикаторами борного оруденения являются бериллий и ванадий. Для первого характерны наибольшие размеры ореолов по сравнению с ореолами других элементов, высокие значения коэффициента минерализации и широкий интервал

Таблица 45

значения коэффициентов контрастности содержаний восточнокавказского типа

Элемент	Ag	W	Y	Mo	Ni	V	Ti	Cr	Co	As	Cr
0,5	1,0	1	1	0,9	0,6	0,4	0,1				
0,7	2,5	Mn	Ni	Bi	Ti	W	V	Co	As	Cr	
0,7	1,5	1,6	1,6	1,2	1,2	1,2	1,1	0,7	0,3	0,1	
0,8	2,0	Zr	Ge	Sn	Ti	Pb	Cr	Ba	V		
0,8	1,5	1,5	1	0,8	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	—	

Таблица 46

Мультиэлементные показатели коэффициентов контрастности для руд боросиликатных месторождений

Район	Bi-Co-Sn	Sn-Zn-Cu	Bi-Co-As
Восток	11 378	8	7 585
Средняя Азия	535	91 022	0,25
Кавказ	1 478	6	49 157

содержаний вплоть до десятых долей процента. Ореолы бериллия распространены значительно менее широко и локализуются в пределах ореолов последнего. В случае относительно чистого боросиликатного оруденения ореолы остальных элементов (Co, Ni, Mo, As, Ni, Ag, Zn, Bi, W и др.) характеризуются относительно невысокими значениями коэффициента контрастности, заметно увеличивающимися при совмещении боросиликатного оруденения с сульфидными типами оруденения.

Коэффициент контрастности эндогенных ореолов
боросиликатных месторождений
(в терригенных породах перекрывающих толщ
в интервале 0—100 м над рудными телами)

Элемент	Месторождение		Элемент	Месторождение	
	средне-азиатское	казахстанское		средне-азиатское	казахстанское
B	15,2	100	Ag	4,1	54,0
Be	2,2	2,6	Ti	1,4	1,0
V	1,3	1,4	Cr	1,3	4,0
Co	2,4	33,4	Zn	5,0	7,0
Cu	3,0	23,0	Bi	2,3	46,0
Mo	4,0	19,0	W	2,5	7,0
As	8,4	55,0	Mn	5,2	13,0
Ni	1,6	20,0	Ge	5,9	1,0
Pb	2,6	1,4			

Глава 2

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА
МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Среди скарновых месторождений различных металлов, носимых Л. И. Шабыниным (1974) к месторождениям магнесиально-боросиликатной формации, ведущее значение, вслед за железорудными, имеют борные и комплексные железо-борные месторождения. Промышленное значение их велико и быстро растет по мере открытия новых типов руд в близпромышленных скоплениях (курчатовит-сахантовские руды и др.). Изучение геохимических особенностей указанных месторождений приобретает особое значение при поисках эндогенных месторождений бора. К сожалению, число изученных и разведанных борных и железо-борных месторождений этого типа ограничено по существу одним месторождением и рядом мелких рудопроявлений. Данные о распределении содержания бора и микроэлементов для борных и железо-борных объектов магнесиально-скарновой формации имеются только по месторождению, которое изучено наиболее полно. Материалы по рудопроявлениям далеко не полны и представляют только отдельные частные разрезы, но и по ним можно наметить некоторые общие геохимические закономерности, специфичные для месторождений магнесиально-скарновой формации.

Месторождение в Забайкалье приурочено к толще вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия и контакту верхнекембрийских гранитоидов зазинского интрузивного комплекса. Разрез вулканогенно-осадочных пород представляют с

туфы и лавы кислого состава с прослоями лав дацитового и диоритового состава, туфоалевролиты, карбонатные породы (доломиты, доломитовые известняки), известняки, переслаивающиеся с кислыми лавами и их туфами, которые несомненно сменяются туфами и лавами андезит-дацитовых порфиритов с маломощными прослоями туффитов и известняков. Выше следует толща лав плагиориолитовых порфиритов с редкими прослоями туффитов, и завершается разрез хемогенными и ринитовыми известняками, известковыми брекчиями, тонкообломочными туфами, углистыми туффитами и туфоалевролитами. По данным Б. К. Виноградова (1972, 1973), месторождение связано с крылом антиклинальной складки субмеридионального направления, осложненной тремя системами верхнепалеогеновых разрывных нарушений, которые сыграли рудоконтролирующую роль. Первая система — радиальные и концентрические разломы, к последним приурочены скарноворудные тела. Вторая система определяет развитие кварцевых и кварц-карбонатных жил в апикальных частях куполовидного вывала гранитоидов. С третьей системой пространственно связаны зоны грейзенизации.

Согласно исследованиям С. В. Малинко (1970, 1973) и Б. К. Виноградова (1970, 1973), в составе контактово-метасоматических и гидротермально-измененных пород установлены следующие группы: 1. Апофельзитовые и апопорфиритовые роговики пироксенового, кварц-кордиеритового, кварц-андалузитового, кварц-полевшичатого, кварц-биотит-полевощпатового состава. Характерны явления гранитизации роговиков в виде сети кварц-полевощпатовых выплавок среди кордиеритовых роговиков. Роговики метасоматически преобразованы: калишпатизированы, плагионизированы, подвержены известковоскарновому изменению, карбонатизированы, серицитизированы, флюоритизированы. 2. «Магнезиальные метасоматиты», развитые по порфиритам, фельзитам. 3. Скарны магнезиальные и известковые. Они проявляют зональность, которая в общем виде для контакта гранитоид — доломит следующая: гранитоид → близскарновая порода — амфибол-полевощпатовая порода → пироксен-шпинелевый скарн → форстерит-пироксеновый скарн с минералами группы гумита → кальцифир → доломит; возможна зона периклаза. По устному сообщению Б. К. Виноградова, на месторождении установлены бруситовые мраморы и кальцифиры. В контакте вулканогенная порода — доломитвулканогенная порода, преобразованная в роговик пироксен-полевощпатового состава, сменяется зоной везувианового скарна → гранат-везувиановый скарн → пироксен-гранатовый скарн с минералами группы гумита → кальцифиром или слабоизмененным доломитом. В контакте гранитоид — известняк зональность соответствует следующей: гранитоид → гранатовый скарн → пироксеновый скарн → волластонитовый скарн → известковый мрамор. В контакте

те основная вулканогенная порода — карбонатная порода роко развита волластонит-везувиан-гранатовая зона, которая сменяется гранат-пироксеновой. Характерна незначительная эпидотизация эндоконтактных зон гранитоида и кислых вулканогенных пород. Вулканиды основного ряда вне зоны скварования пропилитизированы.

Месторождение является характерным представителем элементного оруденения. Здесь пространственно сближены медные, железные, полиметаллические, молибденовые, оловянные и цинковые руды, причем количественно преобладают железные и борные руды. Рудные тела представляют кулисообразно расположенные линзовидные приконтактные залежи с углами падения на восток от 30 до 40°. Молибденовая, оловянная и цинковая минерализация образуют зоны неправильной формы в пределах развития железных (магнетитовых руд) и грейзированных зон эндоконтакта. Для рудной минерализации выявлена определенная зональность: к апикальной части гранитоидного, полевошпатизированного гранитоида приурочены руды молибдена. Магнетитовые руды начинают развиваться в зоне пироксен-полевошпатовой близскарновой породы, захватывая все зоны экзоскарнов. Сульфидная пирит-пирротинная минерализация с касситеритом и сфалеритом приурочена к магнетитовым рудам, развитым в пределах преимущественно эндоконтактных зон скарнов или непосредственно сменяемых их внутренних зон экзоскарнов. Вольфрамовая (шеелитовая) минерализация характерна для полосчатых скарноидов и внутренних зон экзоскарнов. Борные руды представлены тремя типами: людвигитовым, сахаит-курчатовитовым и датолитовым. Первые два типа развиваются висячем боку магнетитовых залежей на контакте форстеритового (гумит-клиногумитового) скарна и кальцифиоров, преимущественно на месте скарнов. Следует отметить, что сахаит-курчатовитовые руды установлены только на участках, где в исходном составе скарнированных карбонатных пород были вулканогенные прослои. Людвигитовые руды развиты в контактах, где вулканогенные прослои существовали. Датолитовые руды приурочены к везувиан-гранатовым скарнам. Сфалеритовая минерализация развита в сульфидных рудах, в пределах магнетитовых залежей, а также бы обрамляет курчатовит-сахайтовы борные руды. В внешней зоне скарновой метасоматической колонки магнетитового и известкового типа, за пределами скарновых зон, в метаморфизованных мраморах развита пирит-галенитовая минерализация.

Вмещающие и контактово-метасоматические породы, гнейсы, термальные метасоматиты и руды обладают определенной химической спецификой. Для сложного разреза месторождения выделяются четыре группы пород, обладающих определенным распределением бора и микроэлементов. Это карбонатные

гранитоиды, вулканогенные породы кислого состава, вулканогенные породы среднего-основного состава. Для всех указанных групп пород выявлены «сквозные» элементы Ti, Mn, Cu, встречающиеся во всех типах перечисленных пород; элементы, установленные только в одном типе пород (это бериллий в вулканогенных породах кислого состава); элементы, специфичные для определенного типа пород с содержаниями на порядок и более выше, чем в других типах (таковы барий и ванадий в гранитоидах; ванадий, молибден, иттербий, галлий в вулканогенных породах), и, наконец, элементы, характерные для гидротермальных процессов: Sn, Co, Mo, Pb, Zn, Sn, Bi, Ag, Au, W, отчасти Ba. Последняя группа элементов, в отличие от предыдущих, проявляет наиболее неравномерное распределение содержаний. Распределение содержаний бора и элементов в выделенных группах пород характеризуется большой дисперсией S^2 и значительными различиями в средних содержаниях. Это предопределяет необходимость применения не на разных группах пород при выделении минимально-максимальных содержаний в ореолах.

Элементами индикаторами магнетитовых руд являются Ti, Zn, Cu, Mn. Для людвиговитовых руд к перечисленной группе добавляются Ga и Nb. В то же время анализ литературного материала по составу элементов-примесей в людвигитах показывает, что элементы, характерных исключительно для людвигитов, не наблюдается. На каждом из объектов отражен круг элементов, характерный сопутствующему метальному оруденению. К ним всего это Sn, Cu, Zn, реже W, Mo, Bi, Nb. Содержания Mn, Ga, Ti обычно соответствуют таковым же в магнетитовых рудах этих месторождений (Шабынин, 1961, 1966, 1972, 1974; Малинко, 1963, 1966, 1970; Перцев, 1964; Маракушев, 1966, 1966; Заревич, 1966, 1967 и др.). Курчатовитовые руды наиболее «стерильны» в отношении элементов-примесей. Выявляются только Mn и As, содержание элементов Zn, Pb, Sn, Ti, Bi, Ba, Zr, Be, Y, Yb, V, Cr, Mo, Sc, Ga на порядок ниже, чем в магнетитовых и людвигитовых рудах.

Полиэлементные руды комплексного месторождения Солонки образуют контрастные положительные ореолы бора, бария, ванадия, цинка, меди, висмута, кобальта, молибдена, олова, селена, цинка. Данные по серебру и мышьяку неполны и поэтому не включены в рассмотрение, хотя эти элементы и образуют также положительные ореолы. Эндогенные ореолы представляются как суммарные для всех типов руд в едином скарноворудном контакте. Они пространственно приурочены к приконтактной зоне гранитоида и сложной гидротермально-метасоматически преобразованной толще стратифицированных пород нижнего кембрия.

Ореолы бора формируются только в участках развития борных руд, распространяясь в апикальной части гранитоидного

массива шириной до 200 м, в пределах всех скарновых зон ограничиваясь зоной кальцифиров. По мере увеличения крути интрузивного и скарноворудного контакта ширина ореола заметно уменьшается. Минералого-петрографический состав пород, включая реликты-останцы карбонатных и вулканогенных пород среди скарновых залежей, существенно не влияет на интенсивность развития ореола бора. По отношению к курчатовит-сахантовитовым рудам наиболее контрастные ореолы бора (рис. 3) развиваются в висячем боку рудного тела, достигая максимума на уровне его средней и верхней частей. Магнетитовые рудные тела имеют фоновые содержания бора и без наличия примесей борных минералов ореолов бора не образуются.

Ореолы марганца развиваются в виде широкой (до 400 м) полосы на поверхности, оконтуривают скарноворудные залежи шириной 100—150 м, не проявляя количественных изменений на изученной глубине в 600 м. Наиболее проницаемыми породами для ореолов марганца являются скарны различного состава всех зон метасоматической колонки, кальцифиры и сланцевые с ними слабоизмененные карбонатные породы. Вулканогенные, нескарнированные породы резко отличаются значительно меньшей способностью к развитию в них ореолов марганца.

Ореолы бария и свинца формируются в области выклинивания по восстанию магнетитовых и борно-магнетитовых рудных тел, достигая максимума контрастности на удалении от висячего бока рудных тел в 50—100 м. Участками они дают четкую картину «оторванного» ореола. По отношению к сульфидной минерализации ореолы свинца и бария, особенно последние, располагаются несколько «плотнее» к рудным телам, от висячего бока или зоны выклинивания рудных тел на 10—20 м. Наиболее контрастные ореолы бария и свинца характерны для экзоскарновых зон, кальцифиров, выходя за пределы последних (особенно свинец) в слабоизмененные карбонатные породы на 100—150 м в поперечном сечении.

Ореолы меди, цинка, висмута в плане образуют максимумы в наиболее эродированной части площади, где обнажается контакт гранитоида со скарноворудными телами. Все три элемента образуют наиболее контрастные ореолы (Cu и более) в окрестности магнетит-сульфидных руд, которые затем несколько расширяются в области висячего бока и обладают наибольшей шириной в срединной и верхней частях рудных тел. Некоторое отличие представляют ореолы висмута, характеризующие участки вблизи более мощных раздувов и выклинивающиеся по восстанию и падению рудных тел. Непосредственно в курчатовит-сахантовитовом рудном теле ореолы меди, цинка, висмута отсутствуют, повсеместно фиксируются в висячем боку. Безрудные скарны, ореолов висмута и цинка не содержат, содержание висмута в магнетитовых рудах без примеси сульфидов близко к кларковому.

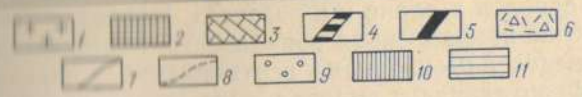
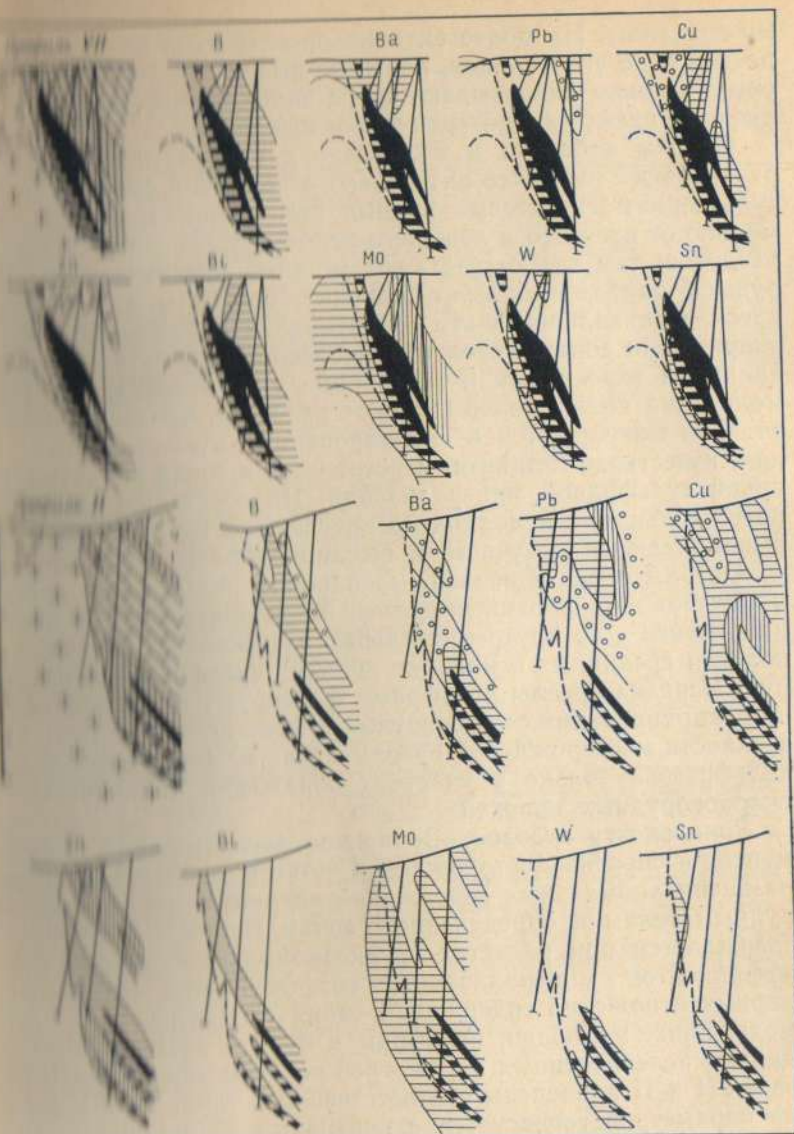


Рис. 3. Эндеогенные ореолы месторождения в Забайкалье

1 — кварцы; 2 — мраморы; 3 — магнетит-сульфидные руды; 4 — курча-
 (магнетитовые руды); 5 — вулканогенные породы кислого состава; 6 — контакты
 (предполагаемые); 7-8 — содержания элементов в ореолах;
 9-11 — содержания элементов в ореолах;
 9 — В 0,07-1,7, Ba 120-500, Cu 4,2-80, Zn 90-140; 10 — Pb 1,7-4,8,
 Mo 4,8-7,2, W 3-6; 11 — В > 88, Pb > 4,8, Ba > 1250, Cu > 240.
 Zn > 250, Bi > 12, Mo > 7,2, W > 6, Sn > 16,8)

му значению. Наиболее активно ореолы меди развиты во внутренней зоне экзоскарнов, почти не выходят в зону кальцифира; ореолы цинка захватывают зоны эндо- и экзоскарнов и кальцифиры; висмут характерен для экзоскарнов.

Ореолы кобальта и молибдена с контрастностью Ca_2-Ca_3 развиваются наиболее интенсивно в нижней и срединной частях сульфидно-магнетитовых рудных тел, распространяясь максимально от всячего и лежащего боков рудных тел, в участках их раздувов, там где отсутствуют мощные курчатовит-сахантовы руды. Молибден образует широкий, до 100 м в поперечнике, ореол в апикальной части гранитоида. Наиболее характерными скарновыми зонами проявления ореолов кобальта и молибдена являются эндоскарны и внутренние зоны экзоскарнов. Ореолы молибдена имеют более широкое развитие, чем ореолы кобальта. Они фиксируются в скарнированных вулканогенных породах, известково-силикатных роговиках, в зонах развития рассеянной сульфидной минерализации. По восстанию рудных тел ореолы кобальта и молибдена прослежены на 100—120 м, резко выклиниваются на участках выклинивания рудных зон.

Ореолы олова и вольфрама наиболее контрастно проявлены в глубоко эродированных срезам, четко приурочены к эндоскарнам, менее — во внутренних зонах экзоскарнов, развиваются в области срединных и нижних частей сульфидно-магнетитовых руд. Изредка ореолы вольфрама фиксируются в зонах проявления скарнированных карбонатных туфов кислого состава. На поверхности месторождения ореолы олова не фиксируются, ореолы вольфрама — только в участках обнажения прикорневых зон скарнорудных залежей.

Зональность ореолов. Зональное распределение микроэлементов и бора на месторождении четко выявляется в характере развития аномальных содержаний элементов по отношению к рудным телам и определенным зонам скарнов, а также подтверждается при расчетах среднеаномальных содержаний, коэффициентов минерализации, коэффициентов аномальности, парных отношений содержаний таких элементов, как свинец, медь, цинк, молибден, вольфрам к бору и висмуту. Расчетные данные перечисленных параметров по двум характерным разрезам VII и II приведены соответственно в табл. 48—51. Каждый из параметров согласуется с контурами эндогенных моноэлементных ореолов в плане и в разрезах. Наиболее четко выражена поперечно-направленная зональность, менее четки, но достаточно определены признаки вертикальной зональности. Выделяются: фронтальная и тыловая зоны для поперечно-направленной зональности, нижняя часть (у основания рудных тел), срединная (средние зоны с максимальным раздувом рудных линзовидных залежей), верхняя часть (участки на выклинивании рудных залежей вверх по восстанию рудных тел). Надрудными элементами (фронтальная зона, верхняя часть) являются: Ва,

Коэффициент аномальности

Интервалы глубин, м	V	Mn	Ba	Pb	Cu	Zn	Bi	Co	Mo	W	Sn
<i>Профиль II</i>											
Поверхность	1,3	1,9	2,3	1,2	2	5,7	2,6	1,2	1,1	7,6	0,5
10—100	1,3	1,3	1,7	0,5	1,7	0,3	1,1	1,7	9,4	3	0,1
100—200	1	5,9	3,2	3,2	6,1	2	34	3,9	58,6	3	0,09
200—300	0,08	5,5	11,2	3,4	96	4	11,5	5,4	51,7	15	1,2
300—400	1,6	3,2	2,5	0,4	1,3	0,8	2,3	2,4	5,2	20	0,1
400—500	0,4	7,3	6,6	23,2	26,6	13	100	7,6	9,4	17,5	0,5
500—600	1,4	3,5	6	0,1	7,6	6,6	13	3,3	28,2	130	0,5
<i>Профиль VII</i>											
Поверхность	5,9	1,1	1,2	1,2	1,1	3,2	2,3	1,4	2	3,2	0,9
10—100	1,3	2,2	3,5	1,2	500	2,3	1	1,1	2,1	1	1
100—200	1,1	2,6	5	16,2	93	3,8	1,2	1,3	2,4	1	1,4
200—300	1	3	12,5	4,3	46	72	3,4	4,2	3,8	0,9	4,6
300—400	1,6	2	8	3,2	32	82	1,2	6,2	3,9	1,2	2,4
400—500	1,7	2,1	2,2	4,5	18	100	1,1	1,8	2	0,00	1,2
500—600	1,3	1,8	1,7	2,6	10	76	1	1,1	1,1	0,1	1

Таблица 49

Значения отношений содержаний элементов для различных уровней среза

Интервалы глубин, м	Ba·Pb·Zn Mo·W		Ba·Pb·Zn W·Mo·Sn		Ba·Pb·Zn·Cu W·Sn·Mo·Co		Ba·Pb·Zn·Cu W·Sn·Mo·Bi	
	II*	VII	II	VII	II	VII	II	VII
Поверхность	17 864	161	3572	26	13 338	140	1339	130
10—100	12	8 565	29	92	16	411	57	166
100—200	1 196	14 636	398	187	3 478	160	19	60
200—300	191	55	0,7	0,9	6	0,3	14	0,04
300—400	13	5	0,1	0,07	0,6	0,01	0,7	0,02
400—500	8 203	0,1	356	0,02	7,5	0,09	0,7	0,1
500—600	26	14	1	12	16	1	8,6	0,1

* Здесь и в следующих таблицах II и VII — номера профилей.

Pb, Cu, Zn; подрудными (тыловые зоны, нижняя часть) — W, Mo, Sn, Co. Значение коэффициента зональности $K_z = \frac{Pb \cdot Ba \cdot Cu \cdot Zn}{W \cdot Mo \cdot Sn \cdot Co}$ достаточно определено отражает уровни срезов. Для подрудного среза месторождения характерны значения менее единицы, для срединной части (или среднерудной, по терминологии С. В. Григоряна и др.) от единицы до первых сотен, для фронтальной зоны или верхнерудной части — более

Среднеаномальные содержания

Интервалы глубин, м	В		Mn		Ba		Pb		Cu	
	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII
Поверхность	20	184	2390	3280	550	4000	203	41	30	38
10—100	31	390	1680	5450	500	440	66	860	29	42
100—200	224	329	2720	5520	3900	5300	81	594	34	76
200—300	28	265	2600	5590	270	62	11	327	480	110
300—400	88	65	4300	6000	750	490	53	294	16	39
400—500	22	44	5000	5880	1130	1210	860	349	80	50
500—600	27	24	3700	5760	3000	1940	14	405	100	62

Коэффициент

Интервалы глубин, м	В		Mn		Ba		Pb		Cu	
	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII
Поверхность	1	1,1	1	1	1,8	6,9	13,9	1,4	1,2	2,1
10—100	1,2	2,4	1	1,5	1,7	1,8	11	1,8	1,6	2,2
100—200	1	1,5	1,2	1,5	1,5	2	1,9	1,1	3,6	1,2
200—300	1,1	2,1	1,4	1,6	1,8	—	1,5	1,3	1,8	1,2
300—400	1	1,4	1	2,2	1,7	1	3,1	—	6,4	5,6
400—500	1	1,4	1,8	1	1,9	1	2	2,5	2,8	1,7
500—600	1	1,2	2,3	1	2,6	1	—	—	4,6	2

Примечание. Прочерк означает, что элемент на данной глубине ореола

первых сотен, десятки тысяч. Общий ряд горизонтальной зональности от фронтальной до тыловой зоны следующий: W, Sn, Mo, Co→Bi, В→Cu, Zn→Pb, Ba.

Ряд вертикальной зональности аналогичен горизонтальной, но проявлен слабее ввиду незначительной глубины вскрытия объекта, затушевыванию кулисообразным расположением скарновородных тел.

Рудопроявление Кундуй является типичным представителем магнетит-людвигитового типа руд скарнов магнезиальной формации, пока вскрыто только поверхностными выработками. Оно приурочено к останцу-ксенолиту доломитов (Ст₁) и контакту нижнепалеозойских гранодиоритов. Ксенолит осадочно-метаморфических пород представлен в нижней части доломитами, в верхней — известняками. Терригенная подмесь практически отсутствует. На контакте доломитов и гранитоидов развиваются скарны. Зональность и состав скарнов характерны для магнезиальноскарновой формации: гранитоид→флогопит-пирок-

орелообразующих элементов, млн⁻¹

Zn		Вl		Co		Mo		Sn		W	
II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII
160	140	0,8	7,6	8	7,1	2,1	17,8	0,0	8	50	6
30	1820	1,5	23,3	5,3	9,4	20,7	13,4	4	6	4	93
40	1590	6,8	23,8	3,9	10,8	17,6	31,1	0,6	11	3	78
40	1360	2,3	24,4	3,8	12,2	20,7	48,9	3	16	40	62
80	230	3,5	12,2	4,2	15,9	12	79,7	20	71	80	815
320	170	40	7,1	3,8	12,4	6,6	123,5	7	53	23	444
400	110	13	2	7	8,9	48	167,3	13	35	24	74

Таблица 51

минерализации

Zn		Вl		Co		Mo		Sn		W	
II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII	II	VII
2,3	65	2,5	1,8	1,8	2,2	1,5	1,3	1,2	1,1	—	—
2	9	1,7	1,4	1,4	2	2,6	5,4	—	1,3	—	6
4,4	1,9	3,8	2,2	1,3	3	3,1	2,4	—	3,3	—	2,2
2,3	1,5	4	2,8	2,2	2,4	2,9	1,6	2,1	1,8	—	3
1,3	1,1	1,6	1,4	41	2,1	2,5	1,8	—	1,3	—	5,3
3,4	5,8	3,4	1,8	1,1	1,4	3,5	1,3	—	5	1	3,8
3,2	1	1,9	3	1,3	1,1	2,9	1,4	1,9	1	2	2

не образует.

сеновый скарн→пироксеновый скарн→форстерит-клиногумитовый скарн→кальцифир→слабодоломитизированный доломит→доломит. Магнетит развивается с преимущественным замещением пироксен-флогопитовой зоны. Людвигит сменяет магнетит, замещая полностью зоны форстерит-клиногумитового скарна и, почти нацело, зону кальцифира. За пределами людвигитовой руды в слабоизмененных карбонатных породах развита редкая вкрапленность сульфидов, которая сменяется зоной тонко рассеянной вкрапленности гематита. Магнетит-людвигитовые руды формируют приконтактовую линзовидную залежь юго-восточного склонения (60—30°), которая смещена в виде трех блоков разрывными структурами северо-восточного простирания. Положение блоков несколько различно в отношении уровня эрозионного среза. Первый блок наименее эродирован, перекрыт зоной слабоизмененных карбонатных пород и доломитовых мраморов мощностью от 30 до 100 м. Второй блок эродирован до уровня средних и нижних частей скарново-рудного

тела. Третий блок наиболее глубоко эродирован до уровня корневых частей залежей, контакт с карбонатной толщей отсутствует. В распределении бора и микроэлементов в гранитоидах, доломитовом мраморе, скарновых зонах и магнетит-людвигитовых рудах выявлены те же закономерности, что и для идентичных пород месторождения в Забайкалье. Некоторым отличием обладают магнетитовые руды, в которых отсутствует сульфидная минерализация, но содержания Zn, Cu, Mo, Sn на порядок выше, чем в магнетитовых бессульфидных рудах описанного выше месторождения Забайкалья.

В распределении микроэлементов и бора четко проявлена зональность. Ореолы накопления в пределах скарнорудного контакта образуют: бор, свинец, цинк, барий, медь, молибден, вольфрам, олово, марганец. Ореолы бора развиваются в пределах всех зон скарнов, не выходя за границу кальцифиров. Наиболее широкое ореольное поле образуют марганец, свинец и медь. Ореолы этих элементов развиваются по всем зонам экзо- и эндоконтактов, захватывая область слабоизмененных карбонатных пород. Ореолы меди и свинца достигают 200 м, марганца — 100—200 м в висячем боку магнетит-людвигитового рудного тела. В лежащем боку распространение ореолов марганца и свинца ограничивается зоной измененных близскарновых гранитоидных пород, медь образует слабоконтрастный ореол в приконтактной зоне интрузива. Ореолы бария в плане развиваются до 50 м в экзоконтакте, захватывая все зоны скарнов, кальцифиры и слабодоломитизированные доломиты. В интрузивной приконтактной области они не развиваются. Ореолы цинка ограничены в экзоконтакте зоной кальцифира, не входя в область развития слабоизмененных карбонатных пород. В ассоциации с медью цинк образует ореолы в эндоскарнах и в пределах первого десятка метров приконтактной зоны гранодиорита. Ореолы молибдена, олова и вольфрама проявляются общность как группа микроэлементов, присутствующих эндоконтактной зоне скарнов и приконтактной зоне гранодиорита. Наиболее узкие ореолы характерны для олова только в пределах эндоскарнов, а также в близскарновых зонах гранитоида. Ореолы вольфрама развиваются в гранат-пироксеновой и флогопит-пироксеновой зоне эндоскарнов. Наиболее широкие ореолы образует молибден: во всех зонах скарнов, скарированных пород, а также в апикальной части гранодиорита. Изменение среднеаномальных содержаний, значений коэффициента минерализации в зонах скарновой колонки и измененных приконтактных участков гранитоида элементов (олова, вольфрама, молибдена, цинка, меди, бария, свинца, марганца и бора) показывает определенно выраженную поперечно-направленную зональность относительно интрузивного контакта. Элементами фронтальной зоны являются Ba, Pb, Cu; тыловой — W, Sn, Mo. Элементы Bi, Zn, V характеризуют конкретно близрудные и рудные зоны эк-

зоконтакта. Расчеты коэффициента зональности в двух вариантах: $K = \frac{Ba \cdot Pb \cdot Zn}{Sn \cdot W \cdot Mo}$ и $K_3 = \frac{Ba \cdot Pb \cdot Cu \cdot Zn}{Sn \cdot W \cdot Mo \cdot Co}$ показывают идентичность направлений вариаций от приконтактной зоны гранитоида до карбонатной породы (табл. 52).

Таблица 52

Коэффициенты зональности в скарноворудном контакте

Номер рудного тела	Порода	Расстояние от контакта, м	Ba · Pb · Cu	Ba · Pb · Cu · Zn
			Sn · W · Mo	Zn · W · Mo · Co
1	Гранитоид приконтактной зоны	10—0	0,002—80	0,001—26
	Скарны эндоконтакта	0—5	1—33	0,6—4
	Скарны экзоконтакта	5—10	1 000—13 600	1 000—10 100
	Кальцифир	10—20	200—3 000	50—102
	Дедоломитизированный доломит	20—50	500—700	100—261
2	Гранитоид приконтактной зоны	10—0	0,001—86	0,001—31
	Скарны эндоконтакта	0—2	1—25	1—12
	Скарны экзоконтакта	2—5	1 000—5 200	1 000—2 840
	Кальцифир	5—10	100—800	50—320
	Дедоломитизированный доломит	10—30	100—1 200	30—850
3	Гранитоид приконтактной зоны	10—0	0,001—102	0,001—38
	Скарны эндоконтакта	0—2	1—10	1—5
	Скарны экзоконтакта	2—5	800—1 184	650—1 042
	Кальцифир	5—7	300—560	100—289

Минимальные значения характерны для приконтактной зоны гранитоида и скарнов эндоконтакта, максимальные — для скарнов экзоконтакта. Для зоны кальцифиров и примыкающей к ней зоны слабедоломитизированных пород значения очень близки. Расчетные данные коэффициентов зональности подчеркивают зональное распределение микроэлементов, образующих положительные ореолы в пределах скарноворудной зоны. Ряд зональности представляется в следующем виде: Sn, W, Mo → Bi, Zn, В → Cu, Ba, Pb.

Рудопоявление Сюрень-Ата приурочено к останцу карбонатных пород средне-верхнедевонского возраста и гранодиоритам карамазарского типа (С₂₋₃). Контактново-метасоматическим и метаморфическим изменениям подверглись известняки и доломиты живетского яруса, аргиллиты, алевролиты, песчаники франского яруса и доломиты фамена. Палеозойские образования смяты в антиклиналь и надвинуты под углом 50—60° по Сюрень-Атинскому надвику на мезо-кайнозойские отложения. Сюрень-Атинский надвиг сопровождается более мелкими па-

раллельными нарушениями, которые создают блоковую чешуйчатую структуру месторождения.

Сюрень-Ата является типичным магнезиальноскарновым объектом комплексных руд железа, бора, меди. Контактво-метасоматические явления сложны и многостадийны. Здесь широко развиты: магнезиальные скарны магматической стадии, инфльтрационное и диффузионное магматическое замещение гранитоидов с образованием фаций повышенной щелочности и основности, роговики, «преобразованные магнезиальные» скарны (по определению этого термина Л. И. Шабыниным, 1966), известковые скарны, гидротермальные метасоматиты. Очень четко выражена первичная зональность магнезиальных и известковых скарнов. Для первых выделяются зоны: гранитоид→шпинель-пироксеновый скарн→пироксеновый, пироксен-форстеритовый скарн→кальцифир→периклазовый мрамор→доломит. Широко развиты постмагматические скарновые замещения: шпинель→флогопит→серпентин±амезит, клинохлор, тальк; форстерит→минералы группы гумита→серпентин±амезит; периклаз→брусит, гидроталькит. В известковоскарновых контактах зональность стереотипна: гранитоид→гранат-везувиановый скарн→пироксен-гранатовый скарн→пироксеновый скарн→волластонитовый скарн→известковый мрамор. Везувиан и гранаты развиваются с замещением шпинель-пироксеновой, форстерит-пироксеновой зон магнезиальных скарнов.

Оруденение представлено магнетитом, пиритом, халькопиритом и ссайбелитом. Это линзовидные тела в виде приконтактных залежей и столбообразных инфльтрационных зон, параллельных приконтактным телам. Качественное и количественное распределение рудных минералов зонально, максимумы запасов руд распределяются по определенным зонам скарновой метасоматической колонки (табл. 53). Руды образуют комплексные положительные ореолы: Ag, Au, Hg, Pb, Co, Ni, Zn, Cu, Sb, Bi, As, Mo, W, В. Площадное развитие ореолов не изучалось. Представляется возможным рассмотреть поведение микроэлементов и бора в целом в скарновом контакте только относительно поперечно-направленной зональности от гранитоида к карбонатной породе на основании изучения минеральных ассоциаций и распределения микроэлементов в 122 минералах, представляющих месторождение (Заревич, 1966). Схема поперечно-направленной зональности следующая: W, Sn, Mo, Co→Ni, As, Bi, В→Zn, Cu, Pb→Au, Ag, Sb.

Группа элементов (W, Sn, Mo, Co) характерна для тыловых зон скарновой метасоматической колонки; элементы Ni, As, Bi, В образуют самостоятельные минералы и входят как изоморфные примеси в порообразующие и рудные минералы экзоскарнов. Элементы Zn, Cu, Pb в виде изоморфных примесей входят в состав минералов скарновых зон, но самостоятельные минералы и максимумы содержаний в порообразующих ми-

Распределение рудных минералов
по зонам метасоматической скарновой колонки

Скарны	Зона	Магнетит		Пирит		Халькопирит		Ссайбенит	
		мощность, м	об. %	мощность, м	об. %	мощность, м	об. %	мощность, м	об. %
Магнезиальные	Гранитоидная	—	—	—	—	—	—	—	—
	Шпинель-пироксеновая	7—8	27—55	5—7	10—18	3—5	2—3	—	—
	Пироксен-шпинелевая	3—5	15—30	3—5	10—22	4—10	3—5	—	—
	Пироксен-форстеритовая	3—5	27—52	3—5	10—13	1—2	1—3	—	—
	Форстеритовая	5—27	55—70	—	—	—	—	10—17	2—40
	Кальцифоровая	—	—	—	—	—	—	0,3—9	20—60
	Бруситового мрамора	—	—	—	—	—	—	—	—
Доломитовая	—	—	—	—	—	—	—	—	
Известковые	Гранитоидная	—	—	—	—	—	—	—	—
	Эпидозитовая	—	—	—	—	—	—	—	—
	Гранатовая	2—4	30—53	3—5	10—14	5—19	2—7	—	—
	Пироксеновая	2—4	18—32	—	—	2—4	3—5	—	—
	Известняковая	—	—	—	—	—	—	—	—

нералах приурочены к внешней зоне экзоскарнов. Элементы Ag, Hg в виде самородных элементов, сульфидов и изоморфных примесей установлены в апоскарновых ассоциациях фронтальной зоны экзоскарнов и кальцифиров. В зоне бруситовых, апопериклазовых мраморов и слабодоломитизированных доломитов как элемент-примесь в минералах фиксируется только Mn. Вероятно, для площадного распределения микроэлементов и бора пространственное положение относительно тыловых и фронтальных зон будет близко приведенной выше схеме зональности.

Месторождение Яхтон. Площадь месторождения сложена верхнесилурийскими (S_2ld_{1+2}) и верхнесилурийскими + нижнедевонскими ($S_2ln_2 + D_{1d}$) отложениями, прорываемыми Сарыдуканским (Яхтонским) гранитоидом. Первые представлены доломитовыми известняками, доломитами, известковыми доломитами. Вторые — известковыми доломитами с прослоями песчаников, сланцев, известняками, ленточными известняками (представляющими тонкослонистое переслаивание известняков с песчаниками и глинами), известковистыми доломитами и доломитовыми конглобрекциями. Осадочные породы представляют моноклиналь северо-западного простирания.

Месторождение является представителем магнезиальноскарновой и известковоскарновой формаций. Скарны разных формаций пространственно разделены и образованы в соответствии с составом скарнирующих пород (известняки и доломитовая конглобрекция). Руды комплексные: бор, вольфрам, молибден. Рудные тела — приконтактные залежи межпластового и секущего типов. Борная минерализация представлена преимущественно людовигитом, в меньшей мере флюоборитом, суанитом, ссайбеллитом. Основные вольфрамовые, молибденовые руды приурочены к скарнированным ленточным известнякам.

Магнезиальные скарны развиваются в виде цемента доломитовой конглобрекции. Вокруг обломков образуются зоны метасоматической колонки. От центра каждого доломитового обломка, поперек, в стороны, наблюдается смена зон: доломит (кальцифир), форстерит + пироксен с минералами группы гумита (флогопит-диопсидовая зона), возможно апошпинель-пироксеновая. Иногда развиваются не все зоны. В непосредственном контакте с гранитоидами образуются сплошные скарновые тела, имеющие зональность: гранитоид → пироксен-флогопитовый скарн → форстеритовый скарн → кальцифир → доломит. Известковоскарновые наложения практически отсутствуют.

Эндогенные ореолы на месторождении не изучались. Но на основании данных по минеральным ассоциациям и микроэлементному составу 98 минералов (И. П. Заревич, 1967 г.) выявляется зональное распределение микроэлементов и бора в поперечном строении скарноворудного контакта. Характерны повышенные содержания (в виде самостоятельных минералов или изоморфных примесей) в эндоконтактных зонах скарнов — W, Mo, Co, в экзоскарнах — Sn, Ni, As, Bi, B; во внешних зонах экзоскарнов и кальцифиров — Zn, Cu, Pb, Sb, Ag, Hg; в слабоизмененных карбонатных породах — Mn. Подобное зональное распределение микроэлементов и бора, возможно, соответствует эндогенной поперечной зональности на месторождении Яхтон.

В известковоскарновом контакте, пространственно разобщенном от магнезиального, установлена следующая зональность скарнов: гранитоид → гранатовый скарн → гранат-пироксеновый скарн → пироксен-волластонитовый скарн → известняк. На тех же основаниях, что и в предыдущем случае, прослежена поперечная зональность микроэлементов и бора по скарновометасоматическим зонам: для эндоконтактных зон характерны Sn, W, Co, Mo, V; для внутренних зон экзоскарнов — Cr, Co, Sb, As, Nb, Bi, B; для внешних зон экзоскарнов — Sc, Y, Yb, Be, Zn, Cu, Ge, Ag, Pb, Ba, Mn.

Рудопроявление Гавасай приурочено к контакту доломитов нижнего карбона и северо-западному контакту джалгызурюкского гранитоидного плутона. Месторождение относится к магнезиально-скарновому типу с комплексными рудами железа, бора, полиметаллов. Скарноворудный контакт зонален: грани-

тоид→пироксеновый скарн→магнезиальный скарн→форстеритовый кальцифир→доломит. В распределении руд устанавливается зональность: магнетит→борные руды→полиметаллы. Последние образуют также прожилки и гнезда в магнетитовых и людвигитовых рудах, наблюдаются самостоятельные скопления в виде прожилков во всех типах скарнов, в слабоизмененных карбонатных породах. Борная минерализация представлена людвигитом, ссайбелиитом, флюоборитом. В контакте скарнов с джалгизурукским гранитоидом выявлены положительные ореолы: В, Сu, Со, Sn, Zn, Мо, Pb, Mn.

Рудопроявления хр. Джугджур приурочены к контакту ксенолитов осадочных образований (лахандинская свита) и гранитоидов Мало-Комуйского массива верхнемелового возраста. Контактные преобразования выражаются в образовании роговиков по терригенным породам и периклазовых мраморов — по карбонатным породам, а также в развитии магнезиальных скарнов. Скарны развиваются на юго-восточном и юго-западном контактах массива. Пространственная связь бороносных скарнов с верхнемеловыми гранитами считается доказанной (Граменицкий, 1966). Скарны магнезиальные, зонально построенные: гранитоид→диопсидовый скарн→форстеритовый скарн→кальцифир→периклазовый мрамор. Зональность усложняется более поздними образованиями ассоциаций магнетита, клиногумита, флогопита, амфиболов, граната, везувiana, хлорита, серпентина, брусита, карбоната. На контактах гранитоидных апофиз с магнезиальными скарнами наблюдаются зоны наложенных известковых скарнов. При этом возникает зональность: измененный гранит→гранатовая зона→диопсидовая→магнезиальный скарн, или: измененный гранит→воластонитовая зона→пироксен-воластонитовая → пироксен-гранатовая → гранат-везувianaовая → везувiana-пироксеновая → пироксеновая → хлоритовая → форстеритовая→магнетит-форстеритовая.

Рудопроявления являются комплексными: медно-железо-борными. Медная минерализация представлена халькопиритом; железная — магнетитом; борная — котоитом, людвигитом, флюоборитом, ссайбелиитом. Руды распределены зонально. Медная и магнетитовая минерализация концентрируются во внутренних зонах экзоскарнов, боратовое оруденение — во внешних. Последовательность пространственного положения руд следующая: магнетит → людвигит → котоит.

В магнезиальных скарнах участка «Гоночан» выявлены положительные ореолы*: В, Ga, Sn, Nb, Cu, Мо, Yb, Ag, Со, Mn, Bi, Y, Be, Zr, V, Pb, Ti; в известковых скарнах — Ag, Bi, Мо, Zn, Pb, Cu, Yb, Ge, V, Со, Sn, В, Mn, Zr, Y, Sc, Nb, Be, Ti, Ni. На участке «Горный» положительные ореолы в скарнах образуют:

* Положительные ореолы выявлены расчетами коэффициентов накопления по методике Э. К. Буренкова и Е. М. Янишевского (1974 г.).

В, Мо, As, Bi, W, Pb, Y, Yb, Ga, Ge, особенно контрастно проявлены Cu, Zn, Sn.

Ильмовское рудопроявление. Рудопроявление представлено стратифицированными породами нижнетургеневской подсистемы верхнего протерозоя, сложенными гнейсами и сланцами с отдельными прослоями и линзами мраморов. Указанные породы прорываются верхнепермскими биотитовыми гранитами в виде небольших штоков. Контактные преобразования выразились в гранитизации, скарнировании (скарны магнезиальные). Скарнированию подверглись карбонатные породы и сланцы. В. Б. Обухов и Б. С. Шустерман указывают на наличие зональности скарнов: гранитоид→магнезиальный скарн с минералами группы гумита→кальцифир→карбонатная порода. Рудопроявление является комплексным железо-борным. Рудные тела представляют линзы магнетита и людвигита. В граните широко распространена турмалиновая минерализация. Выделяются преимущественно магнетитовые и магнетит-людвигитовые тела (рис. 4). Людвигит ашаритизирован. Магнетит-людвигитовые руды и скарны содержат повышенные количества олова, вольфрама. Положительные ореолы (кроме указанных элементов) образуют: свинец, цинк, висмут, серебро, медь, мышьяк, кобальт. Для ореолов вольфрама указываются магнезиальные скарны с магнетитовой рудой; для цинка и олова характерны зоны магнетитовых руд и внутренних частей экзоскарнов, для меди, свинца — внешние зоны экзоскарнов и кальцифиры. Повышенные содержания висмута, серебра, кобальта зафиксированы только в экзоскарнах, содержащих магнетит-людвигитовую минерализацию. Рис. 4 иллюстрирует положение эндогенных ореолов: бора, совмещенных ореолов свинца — цинка, олова — вольфрама, меди — мышьяка относительно выходов магнетитовых и магнетит-людвигитовых руд. Пространственное развитие ореолов подчеркивает зональное распределение элементов от рудных тел: Sn, W→As, В, Zn→Cu, Pb.

На основании рассмотренного материала по борным комплексным месторождениям и рудопроявлениям магнезиальноскарновой формации можно установить следующие закономерности в распределении микроэлементов и бора: существует зональное распределение микроэлементов, характеризующее как поперечно-направленную зональность относительно интрузивного контакта и фронтальных зон контактово-метасоматически измененных пород, так и вертикальную зональность относительно уровней среза скарнорудных зон. Тыловые зоны фиксируют группой элементов Sn, W, Mo, Co, средние зоны (зоны максимальных раздувов скарнов и руд) — Bi, As, В; фронтальные зоны (зоны надрудные, верхнерудные в вертикальном разрезе) — Zn, Cu, Ba, Pb, Ag, Hg, Mn. Эти же группы элементов фиксируют определенные по петрографическому составу зоны скарновой метасоматической колонки. Так, для эндоконтакта боль-

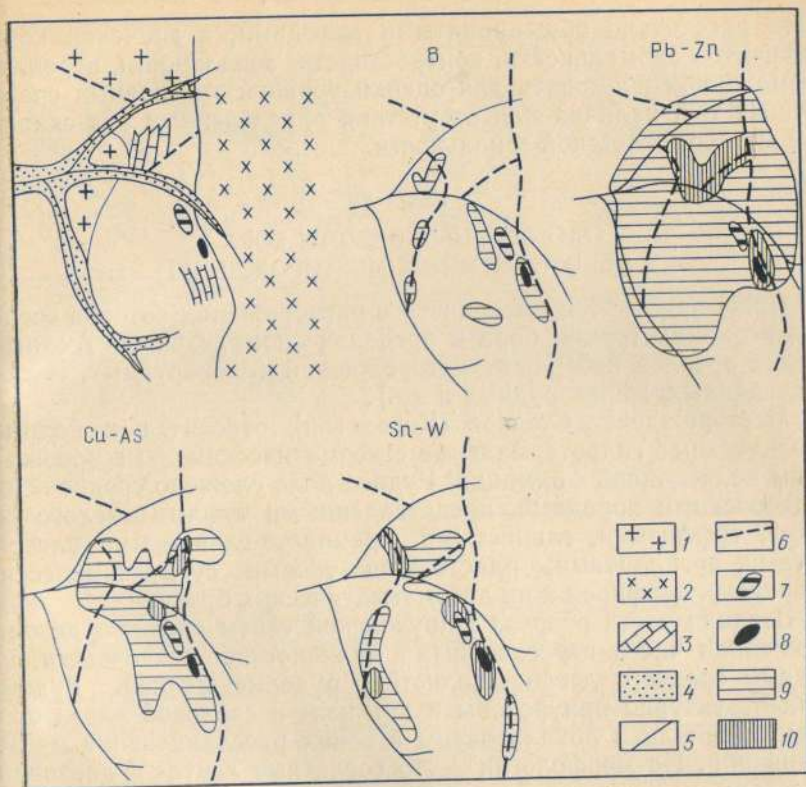


Рис. 4. Эндегенные ореолы рудопоявления Ильмовское

1—2 — граниты (1 — двуслюдяные, 2 — порфировидные γ_1/P_2); 3 — мраморы; 4 — четвертичные отложения; 5 — геологические границы и контуры ореолов; 6 — предполагаемые геологические границы; 7 — магнетит-людовигитовые тела; 8 — магнетитовые тела; 9 — моноэлементные ореолы бора, свинца, меди, олова; 10 — совмещенные ореолы свинца и цинка; меди и мышьяка; олова и вольфрама

шинства объектов характерны Sn, W, Mo; для внутренних зон экзоскарнов — Bi, As, Co, отчасти Zn, B; для внешних зон экзоскарнов — B, Zn, Cu, Ag, Pb, Ba; для кальцифиров и слабоизмененных пород — преимущественно Mn. Особенно четко фиксируют определенный состав эндоскарнов, скарнов, скарноидов молибден и вольфрам. Конкретные ореолы борных руд, специфичные исключительно для них, не устанавливаются в связи с тем, что все месторождения являются комплексными и сульфидсодержащими. Но четко установлено, что магнетитовые сульфидные, вольфрамовые и другие безборные руды не имеют ореолов бора в пределах борных месторождений магнезиально-скарновой формации. Элементы Co, Pb, Zn, Cu, Ba, Mo, Sn характеризуют ореолы сульфидной минерализации. В целом, проявление зональности в распределении микроэлементов для борных месторождений магнезиально-скарновой формации может

быть рассчитано общепринятыми методами, а значения коэффициентов аномальности, контрастности, зональности, вероятно, возможно использовать для оценки уровней эрозионных срезов рудных тел, наличия или отсутствия определенных зон скарновой метасоматической зональности.

Глава 3

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ БОРА В НЕБОРНЫХ ТИПАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ниже приводятся имеющиеся в распоряжении авторов сведения по концентрации бора в пределах комплексных геохимических ореолов неборных месторождений (оловорудных, медноколчеданных, железорудных и др.).

Месторождение Степное (Казахстан) относится к полиметаллическим гидротермально-метасоматическим месторождениям колчеданной формации. Рудное поле сложено средне-верхнедевонскими породами, представленными туфами кислого состава, туффитами, глинистыми, кремнисто-глинистыми алевролитами, аргиллитами, пластовыми телами субвулканических кварцевых порфиров и их автомагматических брекчий.

Верхняя часть разреза шпиуновской свиты среднего девона, сложенная часто переслоенными вулканогенно-осадочными породами среднего девона, является рудовмещающей. Рудные тела структурно приурочены к крыльям и сводовой части брахиантиклинали и локализованы в зонах расщеливания и отслаивания. По морфологии — это согласные ленто- и линзовидные залежи, наследующие элементы складчатой структуры месторождения. Руды представлены прожилковыми, прожилково-вкрапленными разностями, сложенными сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и некоторыми другими сульфидами в гидротермально-измененных породах кварц-серицит-хлорит-брейнеритового состава.

На месторождении (по сведениям А. А. Головина, 1973 г.) установлены ореолы (рис. 5) свинца, цинка, меди, серебра, кадмия, мышьяка, висмута, молибдена, бария, бора и некоторых других элементов, значительно превышающие по размеру рудные тела. Основными элементами-индикаторами являются: свинец, цинк, медь и серебро. Содержания бора в целом характеризуются очень низкими значениями. Характерно наличие зоны пониженных содержаний бора (меньше $10-15 \text{ млн}^{-1}$), приуроченной к рудной зоне и лежащему ее боку. Эта зона, прослеженная по всем скважинам, вскрывающим ее, хорошо увязывается в пространстве. Зоны повышенных концентраций бора установлены в периферических надрудных и фланговых частях разреза и полностью не оконтурены.

Месторождение Красногвардейское относится к медноколчеданному типу медных месторождений и расположено в зеле-

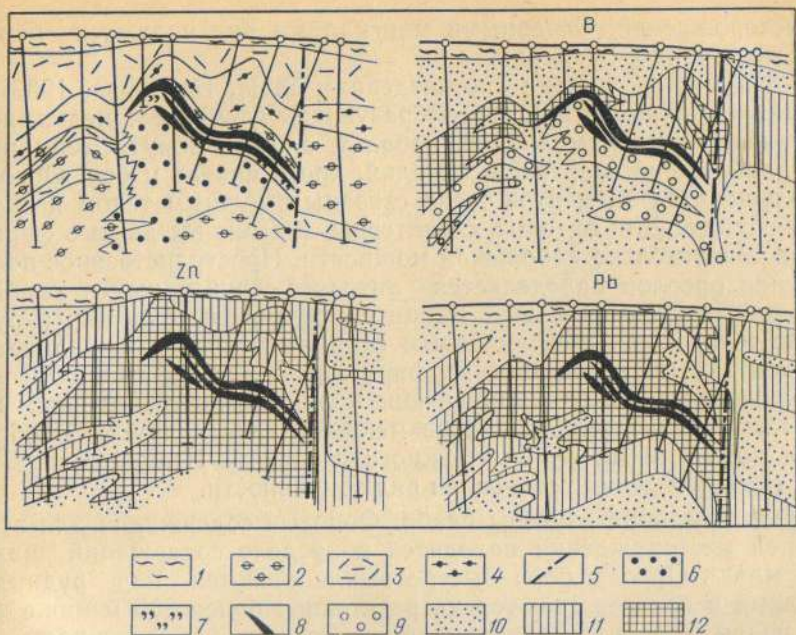


Рис. 5. Эндеогенные ореолы месторождения Степное (по А. А. Головину, 1970 г.)

1 — рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — туфы кисло-го состава; 4 — то же с прослоями песчаников, туфопесчаников, аргиллитов; 5 — раз-ломы; 6 — микрокварциты; 7 — кварц-серицит-хлорит-брейнеритовые породы; 8 — руд-ные тела; 9—12 — содержания элементов в ореолах, млн $^{-1}$ (в кислых вулканогенных: 9 — В <15; 10 — В 15—25; Zn 150; Pb 80; 11 — В 25—35; Zn 150—350; Pb 80—250; 12 — В >35; Zn >350; Pb >250; в осадочных: 9 — В <10; 10 — В <25; Zn <300; Pb <100; 11 — В 25—35; Zn 300—450; Pb 100—200; 12 — В >35; Zn >450; Pb >200)

нокаменной полосе Восточного склона Среднего Урала. Оно за-легают в крутопадающих зонах расщепления, представ-ленных гидротермально-измененными породами нижнесилурийско-го рудоносного комплекса.

Морфологически рудные тела представляют линзы и стол-бы, обычно согласно залегающие с вмещающими породами. Локализуются они вблизи контактов рудовмещающих гидротер-мально-метасоматических сланцев с метаморфизованными вул-канитами среднего и основного состава. Для гидротермально-измененных пород типично зональное строение. Внешняя зона представлена альбитизированными породами, внутренняя — серицит-кварцевыми и кварцевыми метасоматитами. От неиз-мененных вулканогенных пород к рудным телам выделяются следующие петрографические разновидности: плагиоклазовые порфириды, слабохлоритизированные и карбонатизированные, альбитизированные порфириды, альбит-серицитовые сланцы, кварц-хлоритовые сланцы, серицитовые сланцы. Общая мощность полосы кварц-серицитовых сланцев меняется доволь-но резко от 2—3 до 30—60 м. Руды типичны для колчеданных

месторождений. Основными минералами руд являются пирит, халькопирит и сфалерит.

На месторождении (по сведениям Э. Н. Баранова, 1967 г.) выявлен широкий круг ореолобразующих элементов: медь, цинк, свинец, серебро, молибден, кобальт, олово, висмут, германий, галлий, барий, марганец, ванадий, хром, никель и бор. Ореолы большинства элементов тесно связаны с рудным телом и окаймляют его. Для ореолов характерны линейно-вытянутые формы при относительно небольшой мощности. Пространственное положение ореолов определяется литолого-структурными особенностями рудовмещающей толщи и приурочены они, как и рудные тела, к кварц-серицитовым сланцам и кварцитам, тяготея к контактам последних с порфиритами и их туфами. Ореолы различных элементов приурочены в основном к одним и тем же участкам, пространственно совмещаясь друг с другом и образуя комплексный ореол сложного строения. Несмотря на это, на месторождении установлен ряд зональности.

Ореолы бора изучены слабо. Фоновые содержания для всех пород месторождения находятся в пределе содержаний ниже 10 млн^{-1} . Ореолы бора быстро выклиниваются над рудными телами и прослеживаются на расстояние более 200 м ниже их. В целом для них устанавливается тесная приуроченность к кварц-серицитовым сланцам. Закономерная приуроченность аномальных концентраций бора к кварц-серицитовым метасоматитам прослеживается и на других колчеданных месторождениях. Поведение бора на месторождении сходно с молибденом и в ряду зональности они занимают соседние места.

Шеелит-скарновое месторождение (Дальний Восток). Рудное поле месторождения сложено верхнепермскими и предположительно верхнетриасовыми толщами, представленными кремнистыми породами, алевролитами, песчаниками с невыдержанными горизонтами известняков и спилитов. Осадочные породы прорваны небольшими штоками гранитондов верхнемелового возраста. Оруденение приурочено к контакту гранодиоритов. Представлено оно скарновосульфидной залежью, образовавшейся в результате замещения известняков и биотитовых роговиков.

На месторождении (по сведениям Э. С. Кравченко, 1973 г.) установлены ореолы вольфрама, свинца, серебра, цинка, меди, висмута, молибдена и кобальта, мышьяка и олова, значительно превышающие по размерам рудные залежи. Бор установлен практически во всех пробах. Подавляющее большинство проб характеризуется содержаниями в пределах $10\text{--}100 \text{ млн}^{-1}$. Как такового ореола бор не образует (рис. 6). Распределение высоких содержаний носит спорадический характер и отмечается в единичных пробах. На общем фоне вдоль главной рудной залежи выделяется область мощностью до $50\text{--}60 \text{ м}$ пониженных (менее 10 млн^{-1}) содержаний бора. По всей вероятности, это

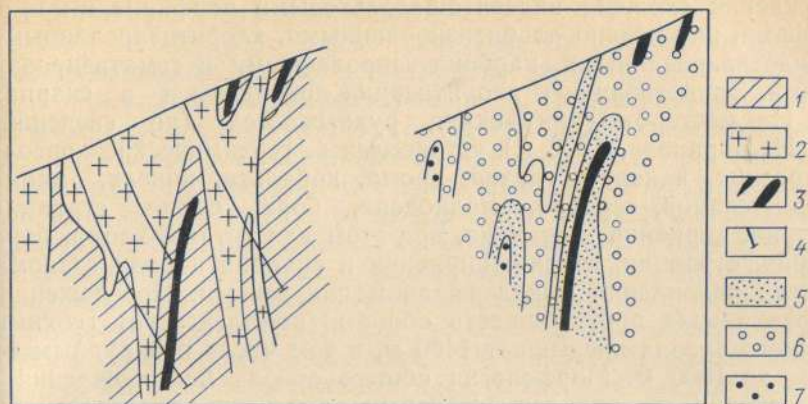


Рис. 6. Эндогенные ореолы месторождения Восток-2 (по Э. С. Кравченко, 1973)

1 — алевролиты и песчаники; 2 — гранодиориты; 3 — рудные тела; 4 — опробованные горные выработки; 5—7 — содержания элементов, млн. —1: (5 — W > 100, 6 — В до 10, 7 — В 10—100)

указывает на вынос бора при образовании руд месторождений данного типа.

Месторождение Ноябрьское (Дальний Восток) относится к оловорудным месторождениям касситерит-сульфидного типа. Площадь месторождения сложена отложениями готерив-альба, представленными песчаниками с прослоями алевролитов, кремней, гравелитов и конгломератов. Интрузивные породы, развитые на площади месторождения, представлены штокообразными телами гранодиоритов, дайками диабазовых порфиритов и андезито-базальтов. Рудные зоны сложены интенсивно окварцованными, серицитизированными, лимонитизированными и хлоритизированными породами с реликтами пирита и арсенопирита. Касситерит встречается в виде очень мелких кристаллов.

Вокруг рудных зон (по сведениям Э. С. Кравченко, 1973 г.) развиты комплексные ореолы олова, свинца, цинка, серебра, меди, молибдена. Висмут и вольфрам в ореольных концентрациях встречаются в единичных пробах. Бор образует ореолы, оторванные от рудных зон. Непосредственно в пределах последних отмечаются весьма низкие фоновые или ниже фоновых содержания и лишь в нижней части разреза рудные зоны сопровождаются повышенными содержаниями бора. Ореол бора оконтурен по содержанию более 100 млн^{-1} . Полностью размеры ореола бора не установлены.

Месторождение Талкульское относится к скарновому типу магнетитовых месторождений. Структура месторождения определяется наличием благоприятного для рудоотложения горизонта известняков и крутопадающих разломов, ограничивающих рудный блок месторождения. Надрудная часть разреза место-

рождения сложена андезито-базальтовыми порфиридами и их туфами, интенсивно альбитизированными, хлоритизированными, эпидотизированными, карбонатизированными и гематизированными. Эпидотизация и хлоритизация проявлены и в скарнах.

На месторождении вокруг рудных тел (по сведениям Э. Н. Баранова, 1972 г.) установлены геохимические ореолы марганца, ванадия, титана, хрома, кобальта, никеля, цинка, меди, свинца, серебра, молибдена, бора, бария, стронция, иттрия, циркония и скандия, при этом для титана, хрома, бора, бария, стронция, иттрия, циркония и скандия наряду с аномалиями накопления выявлены аномалии выноса. Прослеженная вертикальная протяженность общего (комплексного) геохимического ореола превышает 1400 м, в том числе над рудным телом до 1000 м. Морфология общего ореола месторождения и слагающих его ореолов отдельных элементов характеризуется сочетанием пологих полей, развитых согласно с залеганием горизонтов вулканитов и осадочных пород, и крутопадающих полей, приуроченных к зоне разлома. Наиболее широкое распространение на месторождении получили ореолы марганца, цинка и ванадия. Максимальные концентрации цинка приурочены к рудам, марганца — к скарнам, а ванадий относительно равномерно распределен в разрезе.

Ореолы бора развиты выше рудной залежи и, в основном, наряду с другими элементами, развиваются во внешней зоне общего геохимического ореола. Его содержания в рудах и скарнах ниже, чем в исходных известняках и вулканитах. В ореолах накопления содержания бора в пределах контура с 97,3%-ной вероятностью равны: для эффузивов более 370 млн^{-1} , для известняков 40 млн^{-1} , а в ореолах выноса соответственно 13 и 2 млн^{-1} . Фоновые содержания по месторождению равны: для вулканогенных пород основного состава 70 млн^{-1} , а для известняков 10 млн^{-1} . Средние содержания в скарнах составляют $100\text{—}130 \text{ млн}^{-1}$, в магнетитовых рудах 38 млн^{-1} . В ряду зонального распределения элементов в вертикальном разрезе общего ореола в направлении сверху вниз бор занимает второе место после титана.

По сообщению Э. Н. Баранова, изучавшего геохимические ореолы контактово-метасоматических месторождений железа на Урале и в Тургайском прогибе, бор, как правило, выносятся из магнетитовых руд. В скарнах отмечаются участки как накопления, так и его выноса. Пироксен-полевошпатовые породы характеризуются обеднением бора и только на одном участке месторождения в них отмечается незначительное накопление бора.

Магнетитовое рудопроявление Хужертуй I приурочено к останцу метаморфизованных карбонатных и терригенно-карбонатных пород нижнего кембрия в массиве биотит-роговообманковых граносенитов. Массивные доломиты, отмечающиеся на

площади месторождения, в контакте с граносиенитами образуют скарны магнезиальной формации.

Оруденение представлено сливными магнетитовыми рудами, развивающимися преимущественно по экзокскарнам. Сульфидная минерализация незначительна и представлена мелкой вкрапленностью пирита. В слабодоломитизированном доломите развита тонкая вкрапленность пластинчатого гематита. Геохимические ореолы вокруг магнетитовых руд образуют Mn, Ti, Sn, Zn, Co. В целом для рудопроявления (по миграционным характеристикам) выделяются: а) «сквозные» элементы, т. е. проходящие через все зоны и фиксирующиеся за пределами экзоконтакта (Pb, Mn, отчасти Ba); б) элементы, накапливающиеся в скарных зонах (B, Bi, Zn, Co, W, Sn); в) элементы, фиксируемые как в скарных зонах, так и в гидротермально-метасоматически преобразованных приконтактных частях гранитоида (Cu, Mo). Намечается определенная геохимическая зональность накопления микроэлементов и бора в определенных зонах скарновой метасоматической колонки; характерными элементами эндоконтакта являются W, Sn; к границе эндо- и экзоконтакта приурочены Mo, Bi, Zn; для скарных зон экзоконтакта типичны Ba, Pb, Cu, Mn, причем Ba, Cu, Mn фиксируются в зоне слабозмененных карбонатных пород экзоконтакта. Поведение бора отличается некоторым своеобразием. Он явно накапливается в приконтактной зоне гранитоида, не характерен для магнезиального скарна, а в магнетитовой руде его содержание несколько увеличивается.

* *
* *

Таким образом, весь рассмотренный выше фактический материал показывает, что в большинстве рудных месторождений бор образует повышенные аномальные концентрации, несколько оторванные от рудных тел. Геохимические аномалии бора в пределах комплексного эндогенного ореола не имеют строго фиксированного положения относительно рудных тел, как это наблюдается для подавляющего большинства элементов. В пределах рудных тел и в близрудном пространстве отмечаются обычно зоны пониженных концентраций бора, рассматриваемые рядом исследователей как геохимические аномалии выноса. Сравнительные данные по распределению бора в однотипных образованиях не позволяют однозначно утверждать о выносе бора. Так, содержания бора в пределах аномалий так называемого выноса близки по значению к рассчитанным для тех же пород, но не затронутых рудными процессами. Следовательно, нельзя исключить возможность некоторого завышения фоновых содержаний за счет включения в выборку аномальных проб, тем более, что бор образует весьма широкие ореолы, практически неоконтурные ни на одном из месторождений.

ЭКЗОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ

Глава I

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ
РАССЕЯНИЯ БОРА В ПОЧВАХ

Вопросы теории и практики геохимических методов поиска борных руд по вторичным литогеохимическим ореолам рассеяния разработаны полнее (В. Л. Кожара, 1964; Ю. Е. Сает, 1973 и др.), чем методы поисков по эндогенным ореолам рассеяния.

Экзогенные ореолы рассеяния изучены на месторождениях и рудопоявлениях бора магнезиально-скарновой и известково-скарновой формаций, а также на проявлениях алюмо-боросиликатов. Настоящий раздел основан на результатах изучения боропроявлений, вторичные ореолы которых сформировались в различных ландшафтах и различных средах зоны гипергенеза. Обследовано 23 боропроявления в 10 регионах СССР, расположенных в холодной гумидной, гумидной и субаридной зонах. Были изучены месторождения и рудопоявления боратов, боросиликатов и алюмо-боросиликатов в пределах зон хвойных, смешанных и широколиственных лесов, а также типичных луговых и пустынных степей. На некоторых месторождениях и рудопоявлениях экзогенные ореолы были изучены совместно с эндогенными. В разделе не приведен материал по каждому конкретному объекту, а описаны лишь наиболее общие и главные признаки и параметры вторичных ореолов, характерные для различных бороносных формаций в целом. При описании экзогенных ореолов использованы параметры: среднеаномальное содержание \bar{X} , коэффициент контрастности K_k , площадь F , коэффициент расчлененности ($KP = \frac{S}{3 \cdot 54 \sqrt{F}}$, где F площадь ореола, а S длина границ ореола), коэффициент аномальности K_a , линейная продуктивность L .

Наиболее полно вторичные ореолы изучены на боратовых типах оруденения. Морфология экзогенных ореолов на боратовых месторождениях сложна и определяется сложностью геологического строения изучаемого объекта, строением эндогенных ореолов, а также ландшафтно-геохимическими особенностями. Ореолы рассеяния бора контролируются микрорельефом, имеют вытянутую по линиям стока линейную разветвленную форму и

характеризуются слабой контрастностью (табл. 54). В различных горизонтах почв они пространственно сопоставимы, но имеют и свои характерные особенности. В органогенных горизонтах ореолы имеют наиболее сложное морфологическое строение и пространственно не всегда совпадают с контурами рудных тел и зон скарнированных пород, часто смещены на значительные расстояния вниз по склонам (рис. 7). Ореолы бора в нижних минеральных горизонтах характеризуются меньшей расчлененностью и приурочены непосредственно к зонам рудоносных скарнов. На месторождениях, представленных несколькими разобщенными рудными телами, в минеральных горизонтах формируются ореолы, маркирующие каждое рудное тело в отдельности, тогда как в верхних горизонтах почв фиксируется единый ореол, оконтуривающий всю скарноворудную залежь (рис. 8). Зоны максимальных концентраций бора в органогенных горизонтах часто оторваны от рудных тел и приурочены к внутрисклоновым понижениям в рельефе (микрозападинам, термокарстовым западинам, днищам саев, падей, логов). В минеральных горизонтах почв ореолы наиболее высокой интенсивности обычно совпадают с проекцией рудных тел на дневную поверхность. Площадные размеры экзогенных ореолов бора в пределах однотипных геохимических ландшафтов определяются размерами рудных тел и зон скарнированных пород. При одинаковом типе и масштабе оруденения, геологическом и гипсометрическом положении рудных тел экзогенные ореолы месторождений и рудопроявлений в гумидной зоне имеют большие площадные размеры и меньшую контрастность по сравнению с аналогами в субаридной зоне.

Ореолы рассеяния бора в различных горизонтах почв имеют довольно тесную пространственную связь с эндогенными ореолами на уровне эрозионной поверхности пород. Так, на месторождении боратов ореолы бора во всех горизонтах почв наследуют от эндогенных ореолов линейную форму. По расчлененности эндогенные ореолы ($KP=6,0$) на уровне эрозионной поверхности наиболее сопоставимы с ореолами бора в горизонтах почв ВС ($KP=7,5$). Существенным отличием эндогенных ореолов бора является их более сложное внутреннее строение. Для экзогенных ореолов бора характерно более простое внутреннее строение с последовательной сменой зон низких концентраций более высокими, причем для последних характерна четкая приуроченность к полям наиболее высоких содержаний бора в эндогенных ореолах. По площадным размерам ($0,27 \text{ км}^2$) экзогенные ореолы на месторождении Забайкалья уступают эндогенным ($0,33 \text{ км}^2$). Ширина ореолов рассеяния бора в нижних почвенных горизонтах практически не отличается от ширины ореолов на поверхности коренных пород, по мере же приближения к дневной поверхности экзогенные ореолы резко сужаются.

Параметры экзогенных ореолов рассеяния бора в почвах на эндогенных месторождениях боратов

Рудопроявление (регион)	Минеральный тип борного оруденения	Почвенный горизонт	Параметры			
			форма	размеры*	\bar{X} , n·10 ⁻³ %	K _K
Солонго (Забайкалье)	Сахаит-курчатовитовый и людовигит-ссайбели- итовый	A _{uf}	Сложная линейная рас- члененная	$\frac{0,20}{1,0; 0,15}$	4,6	1,3
		B _h Fe, A ₁	То же	$\frac{0,21}{1,0; 0,45}$	6,2	1,5
Кундуй (Забайкалье)	Магнетит-людовигитовый	BC	*	$\frac{0,27}{1,0; 0,25}$	6,9	1,6
		A _{uf}	Простая вытянутая	$\frac{0,015}{0,5; 0,35}$	3,5	1,1
		B _h Fe, A ₁	Сложная расчлененная	$\frac{0,065}{0,75; 0,2}$	4,5	1,6
Горное край)	Ссайбелит-людовигито- вый	BC	Простая вытянутая	$\frac{0,016}{0,3; 0,15}$	5,0	1,8
		A _{uf}	Сложная линейная	$\frac{0,001}{0,11; 0,02}$	5,4	1,6
		B _h Fe BC	*	$\frac{0,005}{0,2; 0,09}$	7,9	2,3

Мевианское (Хабаровский край)	Людвигитовый	T	*	*	0,01 0,6; 0,12	3,8	1,2
Быстринское (Забайкалье)	Людвигит-ссайбелинитовый	C	*	*	0,005 0,4; 0,1	4,3	1,5
		A ₀	Сложная	разветвленная	0,14	13,0	1,5
		A ₁	То же		0,09	11,0	1,5
		BC	*		0,13	10,0	1,5
Ильмовское (Приморский край)	Магнетит-людвигитовый и ссайбелинит-людвигит-магнетитовый	BC	Простая	изометрическая	0,3 1,6; 0,9	7,0	2,0
Кульдур (Хабаровский край)	Ссайбелинитовый	A E _p B _m BC	—	—	—	4,0 5,0 6,0	1,2 1,6 2,0
Вершинка (Горная Шория)	Людвигит-ссайбелинит-магнетитовый	A ₀ A	Простая	изометрическая	0,034 0,7; 0,7	7,0	1,2
		BC	Простая	выгнутая	0,021 0,7; 0,3	8,0	1,3
Ашаритовое (Горная Шория)	Ссайбелинит-магнетитовый	A ₀ A	Простая	изометрическая	0,032 0,8; 0,5	7,0	1,2
		BC	Простая	выгнутая	0,018 0,8; 0,3	7,0	1,2

Рудопроявление (рештов)	Минеральный тип борного оруденения	Почвенный горизонт	Параметры			
			форма	размеры*	\bar{X} , n · 10 ⁻³ %	Kк
Даван (Киргизия)	Людвигит-ссайбелин- вый и ссайбелин- магнетитовый	A ₀ A	Сложная изометрическая	$\frac{0,016}{0,2; 0,1}$	13,0	1,4
		BCaCO ₃	" "	$\frac{0,005}{0,02; 0,03}$	13,0	1,4
		BCaCO ₃	Сложная линейная	$\frac{0,006}{0,17; 0,06}$	10,0	1,2
Джалгызурюк (Киргизия)	Людвигит-ссайлинитовый и ссайбелинитовый	A ₀ A	" "	$\frac{0,008}{0,3; 0,05}$	60,0	8,8**
		BCaCO ₃	" "	$\frac{0,011}{0,4; 0,08}$	30,0	4,9
		BCaCO ₃	" "	$\frac{0,016}{0,4; 0,15}$	47,0	6,7
Новомедвежинское (Казахстан)	Людвигит-ссайбелин- вый	A _h	—	—	7,0	1,7
		BCaCO ₃	—	—	5,0	1,4

* В этой и в следующих таблицах в числителе указана площадь ореола (км²); в знаменателе — максимальная длина и ширина ореола (в км); прочерк означает, что параметры не рассчитывались.

** Высокие значения средних содержаний и коэффициентов контрастности на этом участке объясняются, по-видимому, заражением района исследований отвалами шурфов и канав.

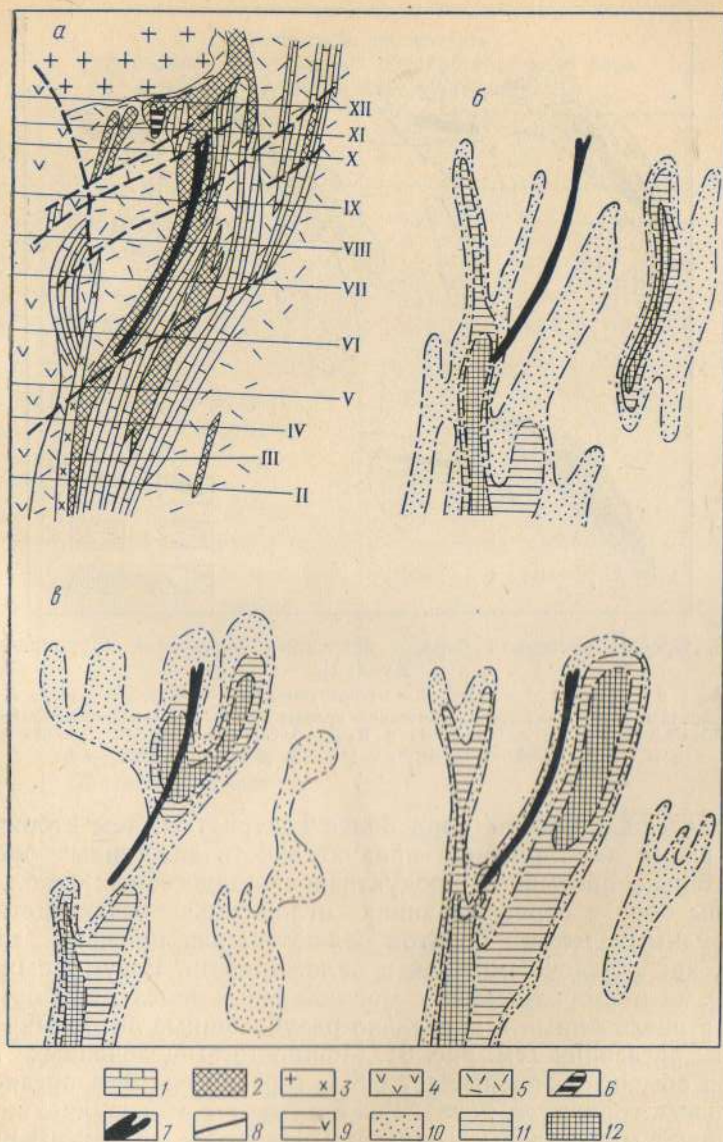


Рис. 7. Ореолы рассеяния бора в почвах (южный фланг месторождения Солонго)

a — геологическое строение месторождений; *б-в* — литогеохимические ореолы бора в горизонтах почв (*б* — A_{uj} ; *в* — B_{hFe} ; *з* — BC); 1 — карбонатные породы; 2 — скарны; 3 — гранитоиды; 4 — вулканогенные породы основного состава; 5 — вулканогенные породы кислого состава; 6 — магнетитовые рудные тела; 7 — боратовые рудные тела; 8 — тектонические нарушения; 9 — профили опробования; 10—12 — содержания бора, % (10 — 0,0048—0,0063 в A_{uj} ; 0,0042—0,0054 в B_{hFe} ; 0,0041—0,0052 в BC; 11 — 0,0063—0,0078 в A_{uj} ; 0,0054—0,0066 в B_{hFe} ; 0,0052—0,0063 в BC; 12 — $>0,0078$ в A_{uj} ; $>0,0066$ в B_{hFe} ; $>0,0063$ в BC).

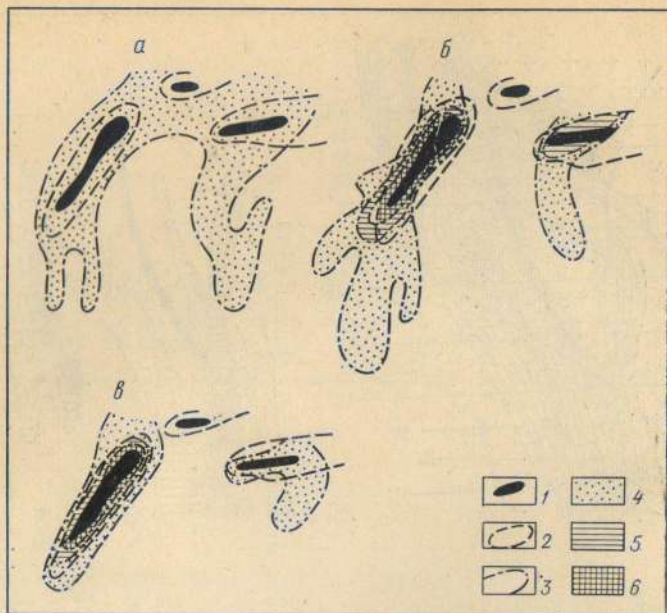


Рис. 8. Ореолы рассеяния бора в почвенных горизонтах (рудопроявление Кундуй):

a — в A_{uf} ; *б* — в B_{hFe} ; *в* — в BC. 1 — магнетит-людовигитовые рудные тела; 2 — эндогенные ореолы бора; 3 — литогеохимические ореолы бора; 4—6 — содержание бора, %: (4 — 0,0034—0,0042 в A_{uf} ; 0,0030—0,0043 в B_{hFe} ; 0,0031—0,0045 в BC; 5 — 0,0043—0,0056 в B_{hFe} ; 0,0045—0,0059 в BC; 6 — >0,0056 в B_{hFe} ; >0,0059 в BC)

Эндогенные ореолы бора более контрастны, чем вторичные, в то время как линейная продуктивность экзогенных ореолов значительно превышает продуктивность эндогенных (табл. 55). Ореолы бора в перекрывающих отложениях непосредственно над рудными телами боратов являются, как правило, закрытыми, как остаточными, так и наложенными. В гумидных областях на месторождениях с мощной зоной окисления формируются выщелоченные и предельно разубоженные литохимические ореолы рассеяния (см. рис. 8). Мощность выщелоченных горизонтов обычно не превышает 0,5 м (органогенные и органо-минеральные горизонты почв). Реже процессы выщелачивания затрагивают минеральные горизонты. Наиболее надежным развитием вторичных ореолов рассеяния над рудными телами характеризуются нижние почвенные горизонты BC и зоны окисления (коры выветривания). В вертикальном разрезе выщелоченные и предельно разубоженные ореолы имеют грибообразную форму, расширяясь на уровне развития кор выветривания и нижних горизонтов почв. Менее распространенным типом вторичных ореолов бора на боратовых месторождениях являются остаточные, погребенные, формирующиеся в условиях перекрытых

Некоторые параметры
эндогенных и экзогенных ореолов рассеяния бора
на месторождении Забайкалья

Номер профиля	Опробуемый горизонт	Ширина ореола, м	\bar{X} л·10 ⁻¹ %	K _a	L, м %
II	Коренные породы	230	20	1,3	0,01
	Почвенный горизонт:				
	О	255	53	0,7	0,6
	В	240	58	0,9	0,7
	BC	225	60	0,7	0,6
V	Коренные породы	372	84	1,1	0,3
	Почвенный горизонт:				
	О	215	48	0,6	0,4
	В	220	49	0,5	0,6
	BC	420	51	0,6	0,9
VII	Коренные породы	512	184	5,9	0,3
	Почвенный горизонт:				
	О	375	36	0,4	0,4
	В	235	60	0,6	0,5
	BC	260	47	0,5	0,6
X	Коренные породы	426	64	1,7	0,4
	Почвенный горизонт:				
	О	380	45	0,5	0,3
	В	280	61	0,8	0,7
	BC	195	53	0,7	0,9

зон окисления боратовых руд мощным чехлом рыхлых делювиальных отложений. Здесь ореолы бора прослеживаются только в корах выветривания. Иногда над боратовыми телами формируются сложные погребенные наложенные ореолы рассеяния бора. Характерной особенностью таких ореолов является отсутствие аномальных концентраций бора в делювиальных отложениях, развитых на глубине 1—2 м. Эти ореолы имеют двухъярусное строение. Верхние горизонты почв по содержанию бора практически не отличаются от геохимического фона, нижние горизонты характеризуются надежным развитием вторичных ореолов. Ниже, на уровне делювиального горизонта, ореол исчезает и появляется вновь в зонах окисления боратовых руд.

В ландшафтах гумидной зоны, характеризующейся господством промывного режима почвенно-грунтовых вод, формируются вторичные солевые ореолы рассеяния бора. Рудные бора-

товые залежи четко фиксируются зонами повышенных содержаний кислоторастворимого бора — 50—70% валового содержания (рис. 9). Ореолы рассеяния, выявляющиеся по данным кислотных вытяжек, по размерам превосходят ореолы, выявленные по общему содержанию бора. Щелочной вытяжкой извлекается до 30—40% валового содержания бора в экзогенных ореолах рассеяния боратовых руд. Ореолы щелочнорастворимого бора четко фиксируют скарноворудные залежи и пространственно сопоставимы с ореолами валового и кислоторастворимого бора (рис. 10). Доля воднорастворимых соединений бора в общей солевой составляющей обычно невелика, в среднем несколько процентов. Общая доля подвижных соединений бора во вторичных ореолах боратовых месторождений и рудопроявлений в гумидной зоне составляет 90—100%.

Иная картина наблюдается на месторождениях и рудопроявлениях боратов в субаридной зоне. Здесь солевая составляющая экзогенных ореолов очень невелика 5—10%, причем преобладающая часть приходится также на кислоторастворимые соединения. Однако по миграционной способности бора в почвах аномальные участки практически не отличаются от фоновых, а на некоторых рудопроявлениях боратов миграционная способность бора даже резко понижена в сравнении с геохимическим фоном. Таким образом, месторождения боратов в субаридной зоне сопровождаются вторичными ореолами рассеяния с преобладанием механической составляющей.

На всех месторождениях и рудопроявлениях боратов экзогенные ореолы бора сопровождаются ореолами рассеяния микроэлементов. Экзогенные ореолы наследуют, как правило, качественный элементный состав первичных ореолов и для различных месторождений ассоциации микроэлементов-примесей, образующих положительные ореолы, различны. Однако выявляется ряд элементов, ореолы которых характерны для всех исследованных месторождений и рудопроявлений боратов. Это Cu, Zn, Sn, Bi. На отдельных месторождениях боратов выявлены экзогенные ореолы рассеяния Pb, Mn, Mo, W, Cd, Be, As, Ni, Ag, Ge. На месторождениях и рудопроявлениях боратов в Бурятии и Хабаровском крае в почвах и корках выветривания были зафиксированы локальные (приуроченные непосредственно к рудным телам) контрастные отрицательные аномалии Ti, Cr, V. Применение мультипликативного показателя $1/Ti \cdot Cr$ (в показатель введены два наиболее контрастных элемента) позволило в пределах боратовых ореолов, перекрывающих область скарированных и гидротермально измененных пород в целом, четко оконтурить непосредственно рудные залежи. Ореолы рассеяния микроэлементов в почвах обычно меньше по размерам по сравнению с ореолами бора, но более контрастны (табл. 56).

На месторождении Забайкалья установлена прямая корреляционная связь между эндогенными и экзогенными ореолами

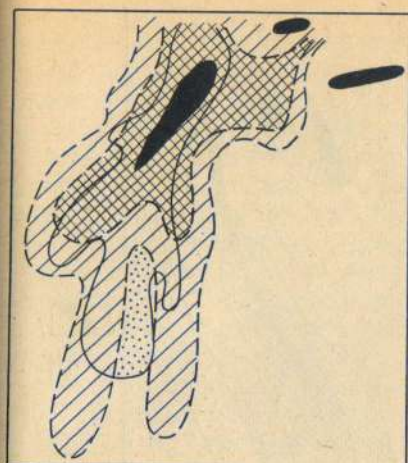


Рис. 9. Геохимическая аномалия кислоторастворимого бора в горизонте почв (В_{лге}) на рудопроявлении Кундуй

1 — магнетит-людвиговые рудные тела; 2 — ореолы валового бора; 3 — ореолы кислоторастворимого бора; 4—5 — выход кислоторастворимой фазы бора (4 — 30—50%; 5 — >50%)

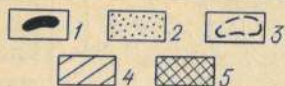
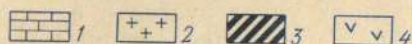
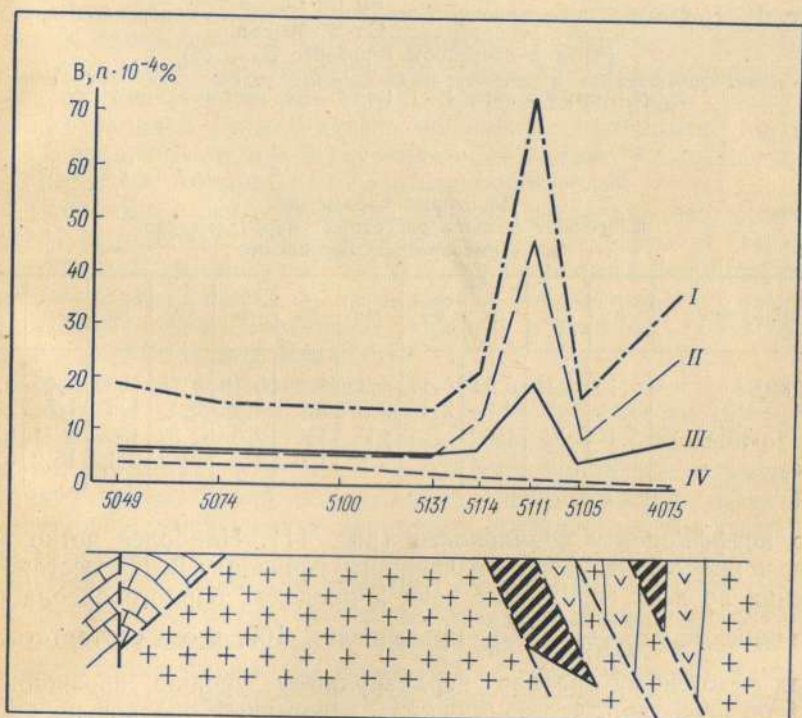


Рис. 10. Распределение содержаний бора, по профилю через рудное тело (рудопроявление Кундуй)

I — валового; II — кислоторастворимого; III — щелочнорастворимого; IV — воднорастворимого; 1 — известняк; 2 — гранитоиды; 3 — рудное тело; 4 — вулканогенные породы



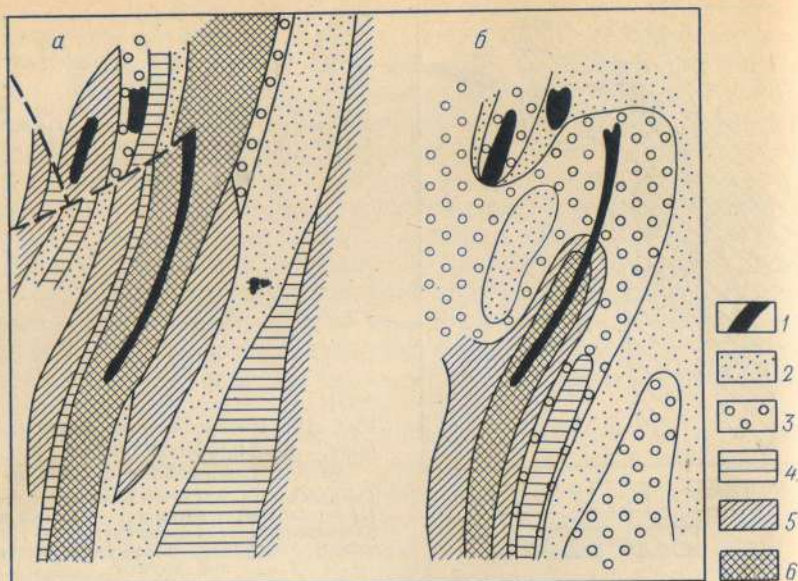


Рис. 11. Показатель зональности $K_z = \frac{Pb \cdot Ba \cdot Cu \cdot Zn}{Co \cdot W \cdot Mo \cdot Sn}$ в коренных породах (а) и в почвенном горизонте B_hFe (б)
 1 — сахит-курчатовидные и людвигит-ссайбелинитовые рудные тела; 2—6 — величины K_z (2 — <1; 3 — 1—10; 4 — 1—100; 5 — 100—1000; 6 — >1000)

Таблица 56

Некоторые параметры
 экзогенных ореолов рассеяния микроэлементов
 на боратовом месторождении

Параметры	B	Cu	Zn	Pb	Mn	Sn	Mo	Co	Ba	Ag	Bi
F, км ²	0,13	0,15	0,11	0,11	0,13	0,08	0,10	0,10	0,09	0,05	0,03
KP	3,8	2,2	2,9	2,1	2,8	2,9	2,0	2,1	1,8	1,6	2,3
\bar{X} , ($n \cdot 10^{-3}$ %)	5,1	12	120	7	200	1,0	2,0	3,5	130	0,11	0,6
K_K	1,5	3,9	27,2	2,1	3,0	1,8	4,7	2,6	2,1	15,2	5,6

по коэффициенту зональности (рис. 11). Наиболее четко эта связь прослеживается по почвенному горизонту В. На месторождении во всех горизонтах почв в пределах борного ореола величина $K_z = \frac{Pb \cdot Ba \cdot Cu \cdot Zn}{Co \cdot W \cdot Mo \cdot Sn}$ превышает 100, что соответствует для эндогенных ореолов верхнерудному уровню эрозионного среза. Очевидно, что зональность эндогенных ореолов на боратовых месторождениях унаследуется и в перекрывающих рыхлых отложениях, при этом количественные значения показателя

зональности, выявленные для определения уровня эрозионного среза по первичным ореолам, применимы и для вторичных ореолов.

При выборе представительного горизонта опробования почв при поисках эндогенных месторождений боратов оценочными критериями являются: а) форма и размеры литохимических ореолов; б) контрастность ореолов; в) приуроченность зон максимальных концентраций к рудным телам; г) наличие или отсутствие «ложных» или смещенных ореолов; д) вертикальное строение ореолов; е) сопоставимость значений коэффициента зональности в почвах с коренными породами; ж) производительность отбора проб.

В гумидных районах опробование органогенных горизонтов почв представляется нецелесообразным вследствие сильной расчлененности контуров ореола, слабой контрастности, наличия оторванных, «ложных» аномалий и сильносмещенных ореолов. Опробование гумусовых горизонтов может быть рекомендовано при среднемасштабных поисках боратовых руд в субаридных районах, где ореолы бора в верхних почвенных горизонтах достаточно стабильны. В гумидных районах при среднемасштабных поисках (1 : 50 000) рекомендуется опробование иллювиальных горизонтов В, как достаточно надежных горизонтов развития вторичных ореолов рассеяния при минимальной глубине от поверхности. На этапах крупномасштабных работ в любых районах рекомендуется почвенное опробование нижних горизонтов ВС или кор выветривания как самых надежных уровней развития вторичных литохимических ореолов.

Вторичные литохимические ореолы рассеяния месторождений и рудопроявлений боросиликатов исследованы в таежно-мерзлотных ландшафтах Якутии, южнотаежных немерзлотных ландшафтах (Хакассия), ландшафтах смешанных и широколиственных лесов (Приморье, Кавказ) и степных ландшафтах (предгорья Большого Кавказа).

Экзогенные ореолы на месторождениях и рудопроявлениях датолита и данбурита характеризуются высоким содержанием бора и резкой контрастностью по сравнению с геохимическим фоном (табл. 57). Ореолы бора на боросиликатных рудопроявлениях обычно характеризуются довольно простой формой с последовательной сменой зон низких аномальных концентраций более высокими, которые приурочены непосредственно к рудным телам. Площадные размеры экзогенных ореолов месторождений боросиликатов ограничены, как правило, размерами зон оруденелых скарнов и гидротермально-измененных пород. Значительных смещений, таких как на боратовых объектах, не наблюдается (рис. 12). Максимально прослеженные смещения ореолов от рудных тел вниз по склонам не превышают 100 м.

Ореолы рассеяния бора в различных горизонтах почв на месторождениях данного минерального типа пространственно

Параметры экзогенных ореолов рассеяния бора в почвах

Рудопроявление (регион)	Минеральный тип борного оруденения	Почвенный горизонт	Параметры			
			форма	размеры	\bar{X} , $n \cdot 10^{-3}$ %	K_k
Лесное (Кавказ)	Датолитовый	A ₁	Простая изометричная	0,024	16	2,4
		B _m	"	—	—	—
		BC	"	0,038	18	3,2
Степное (Кавказ)	Датолитовый	A _h	Простая вытянутая	0,08; 0,05	38	6,3
		B _{ca} CO ₃	"	—	—	—
		B _{ss} CaCO ₃	"	0,10; 0,05	52	7,8
Хакассия	Датолитовый и дамбури- товый	BC	—	—	130	65,0
		A ₁	Простая вытянутая	0,11	413	3,3
		B _m	"	0,56; 0,2	—	—
Ключ Большой (При- морский край)	Датолитовый	BC	"	0,077	608	8,4
		B _m	"	0,5; 0,2	—	—
		BC	"	0,080	891	55,7

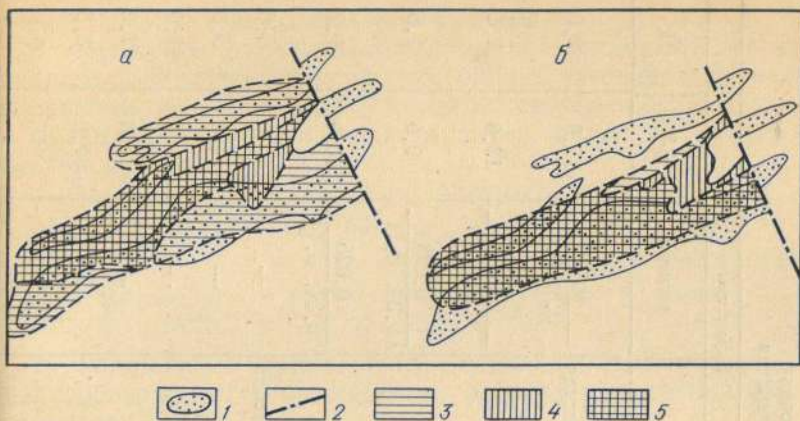


Рис. 12. Ореолы рассеяния бора в почвах (по Ю. Е. Сагду, 1966)

a — ореолы бора в гумусовых горизонтах; *b* — то же в минеральных горизонтах. 1 — датолиитсодержащие скарны; 2 — тектонические нарушения; 3—5 — содержание бора, % (3 — 0,023—0,05 в A_{uf} ; 0,013—0,03 в ВС; 4 — 0,05—0,10 в A_{uf} ; 0,03—0,10 в ВС; 5 — >0,10 в A_{uf} и ВС)

хорошо сопоставимы. В нижних почвенных горизонтах они несколько больше отвечают положению рудных залежей, при этом характеризуются более высокой контрастностью.

Интенсивного выщелачивания и разубоживания экзогенных ореолов не происходит. В ореолах преобладает механическая составляющая. Абсолютные содержания подвижных форм нахождения бора в почвах в пределах ореолов, как правило, повышены по сравнению с геохимическим фоном. Содержание подвижных форм бора в ореолах не превышает 10—15% валового его содержания. Это связано с большей, по сравнению с боратами, устойчивостью кальциевых боросиликатов (датолита и данбурита) к выветриванию.

Экзогенные ореолы бора на месторождениях боросиликатов сопровождаются экзогенными ореолами рассеяния микроэлементов Cu, Be, Pb, Bi, As, Sb, Ge, W, Zn, Cd, Co, Sn, Mn, Cr.

Анализ оценочных критериев для определения представительного горизонта опробования при поисках месторождений боросиликатов позволил выявить гумусовые и грубогумусовые горизонты как представительные при поисках 1 : 50 000 и горизонт ВС как представительный при более детальных работах.

Значительные скопления алюмо-боросиликатов (турмалина и аксинита) исследовались в таежных ландшафтах Горной Шории и ландшафтах смешанных и широколиственных лесов Приморья и Хабаровского края. Экзогенные ореолы рассеяния бора этого минерального типа характеризуются высокой контрастностью (табл. 58), простыми, часто изометрическими формами и резким преобладанием механической составляющей. Содер-

Параметры экзогенных ореолов рассеяния бора в почвах
на месторождениях и рудопроявлениях алюмо-боросиликатов

Рудопроявление (регион)	Минеральный тип борного оруденения	Почвенный горизонт	Параметры			
			форма	размеры	$\bar{X},$ п.10 ⁻³ %	K_k
Аксинитовое (Горная Шория)	Аксинитовый	A_0A_{uf}	Простая изометрическая	$\frac{0,064}{0,8; 0,8}$	12,0	2,0
		BC	" "	$\frac{0,064}{0,8; 0,8}$	13,0	2,1
Турмалиновое (Горная Шория)	"	A_0A_{uf}	Простая вытянутая	$\frac{0,028}{0,34; 0,11}$	9,0	1,5
		BC	" "	$\frac{0,025}{0,34; 0,14}$	10,0	1,7
Сутара (Хабаровский край)	Турмалиновый	A_0A	Простая изометрическая	—	10,0	5,0
		E_pB_m	" "	—	16,0	5,0
		BC	" "	—	22,0	11,0
		A_0A	" "	—	11,0	2,2
Приморское (Примор- ский край)	"	BC	" "	—	7,0	3,5

жание водно- и кислоторастворимых форм бора обычно не превышает 3,0% общего содержания в ореоле.

В ореолах на турмалинизированных зонах наблюдается закономерное уменьшение содержания бора с уменьшением размера фракций почв. Наиболее высокие содержания бора отмечены во фракциях крупного и среднего песка, наиболее низкие — в илистой фракции.

фракция, мм	1,0 — 0,5	0,5 — 0,25	0,25 — 0,05
$\bar{X}, n \cdot 10^{-3} \%$	165	133	49

Продолжение

фракция, мм	0,05 — 0,01	0,01 — 0,001	0,001
$\bar{X}, n \cdot 10^{-3} \%$	27	18	11

Турмалиновое и аксинитовое оруденения или минерализации сопровождаются экзогенными ореолами рассеяния микроэлементов Cu, Pb, Zn, Sn, W.

Из изложенного следует: 1. Борное оруденение любого минерального типа сопровождается вторичными ореолами рассеяния бора и ряда микроэлементов в почвах. 2. Морфология и площадные размеры экзогенных ореолов определяются морфологией и размерами исходных эндогенных ореолов на уровне эрозионной поверхности коренных пород, а также местными ландшафтно-геохимическими особенностями. 3. Ореолы рассеяния в почвах, как правило, наследуют микроэлементный состав эндогенных ореолов, но концентрация элементов в экзогенных ореолах существенно ниже. Несмотря на перераспределение элементов в разрезе рыхлых отложений и почв, которое проявляется в преимущественном накоплении или выщелачивании элементов в том или ином генетическом горизонте, соотношения их концентраций остаются близкими к соотношениям в эндогенных ореолах. 4. Количественные геохимические критерии оценки уровня эрозионного среза борных аномалий, разработанные на основе изучения первичных ореолов, применимы и для вторичных ореолов рассеяния. 5. Вторичные ореолы рассеяния бора на эндогенных месторождениях боратов по своему типу являются преимущественно солевыми, как остаточными, так и наложенными, выщелоченными и предельно разубоженными у дневной поверхности. Месторождения и рудопроявления боросиликатов и алюмо-боросиликатов сопровождаются преимущественно механическими ореолами рассеяния бора. 6. Особенности фазового состава экзогенных ореолов рассеяния бора на месторождениях различного минерального типа могут быть использованы в качестве основы интерпретации аномалий для выявления перспективных, связанных с боратами и боросиликатами, и отбраковки аномалий, связанных с алюмо-боросиликатами, не представляющими промышленного интереса.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

Эффективность биогеохимического метода при поисках борного сырья доказана опытными работами ряда исследователей (Буялов, Швыряева, 1955; Кожара, 1964; Хокс, Узбб, 1964; Черных и др., 1969; Некрасов, 1966; Саэт, 1969 и др.). Ореолы рассеяния бора в растениях установлены на месторождениях и рудопроявлениях различного минерального типа. Самые высокие содержания бора в растениях и наиболее контрастные биогеохимические ореолы обнаружены на рудопроявлениях боросиликатов в Южном Приморье, Якутии, Хакасии и районе Большого Кавказа.

Наиболее интенсивное поглощение бора растениями из боросиликатов (среди других борных минералов) отмечал Е. Грэхем (1957 г.). Высокие содержания бора, существенно превышающие фоновые, на месторождениях боросиликатов установлены в золе всех опробованных растительных видов (табл. 59). Растения, наиболее слабые концентраторы бора (злаки, папоротники, хвощи), содержат в золе $1500\text{--}3000\text{ млн}^{-1}$ бора. Такие содержания в фоновых ландшафтах практически не встречаются даже в видах-концентраторах. Наиболее высокие содержания бора обнаружены в золе древесных растений, наиболее низкие — в золе травянистых растений.

Ореолы рассеяния бора в растениях на месторождениях и рудопроявлениях боросиликатов имеют ограниченные размеры и по площади уступают ореолам рассеяния бора в почвах в среднем в 1,5—2 раза (рис. 13). Наибольшие площадные размеры имеют ореолы рассеяния бора в древесных видах. В травянистых видах растений ореолы локальны.

Ореолы рассеяния бора в растениях, связанные с дацитовым и данбуритовым оруденением, имеют, как правило, довольно простую форму и контролируются размерами скарноворудных зон. В ореолах бора в древесных видах растений зоны максимальных концентраций (иногда 1—2% бора в золе) обычно совпадают с контурами ореолов высокой интенсивности в почвах и коренных породах на уровне эрозионного среза поверхности. В условиях расчлененного рельефа ореолы бора в растениях иногда смещены по склонам от рудных тел, и пространственная связь с эндогенными ореолами и экзогенными ореолами в почвах не всегда выявляется.

Ореолы рассеяния бора в растениях на месторождениях боросиликатов сопровождаются комплексными ореолами Zn, Cu, Pb, Bi, Ba, Sr, Be, Ag, которые по своим размерам и контрастности ($K_k < 2$) уступают ореолам бора.

Неустойчивый характер поглощения бора растениями выявлен на месторождениях и рудопроявлениях боратов. В ряде

Средние содержания бора в некоторых видах растений
на месторождениях и рудопроявлениях боросиликатов
и в однотипных ландшафтах геохимического фона \bar{X}_f

Тип рудопроявления (регион)	Опробуемый вид растения	\bar{X}_i , $n \cdot 10^{-2}$ %	\bar{X}_f , $n \cdot 10^{-2}$ %
Датолитовое (Приморье)	Лиственница даурская	680	80
	Дуб монгольский	450	86
	Клен мелколистный	380	79
	Клен зеленокорый	240	60
	Береза даурская	254	160
	Береза маньчжурская	350	61
	Береза желтая	220	100
	Липа амурская	225	89
	Вишня Максимовича	200	100
	Орех маньчжурский	410	98
	Рододендрон даурский	490	84
	Леспедеца двуцветная	230	65
	Чина приземистая	156	52
	Папоротник Линнея	280	36
Кочедыжник женский	280	94	
Кочедыжник игольчатый	170	60	
То же (Кавказ)	Хвощ зимующий	220	18
	Осока горная	32	<5,0
	Клен остролистный	233	110
	Бук восточный	288	145
	Дубровник белойлочный	85	68
Шалфей мутовчатый	72	51	
То же (Якутия)	Лиственница даурская	25,0	<5,0
	Береза Миддендорфа	24,0	<5,0
	Шиповник иглистый	18,0	<5,0
	Брусника	12,0	<5,0
Датолит-данбуритовое (Хакасия)	Береза бородавчатая	16,5	<5,0
	Львиный зев	6,0	<5,0

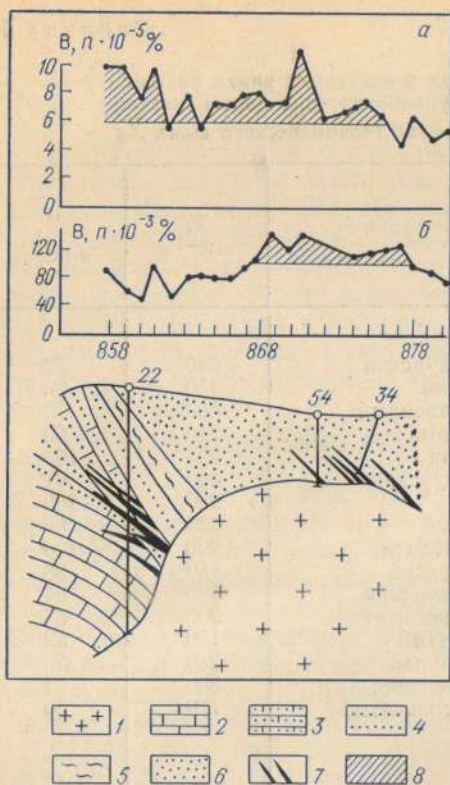


Рис. 13. Распределение содержания бора в почвах (а) и золе дубровника белойочечной (б) в одном из дацитовых рудопоявлений (по Н. Я. Игумнову, 1966)

1 — гранит-порфиры; 2 — известняки $Сг_2mst$; 3 — мергели Pg_1^1e ; 4 — песчаники Pg_1gk ; 5 — аргиллиты Pg_1^2gk ; 6 — песчаники Pg_1^2gk ; 7 — рудное тело; 8 — аномальные содержания кислоторастворимого бора

районов (Южное Приморье, Малый Хинган, Северный Казахстан, Киргизия) биогеохимические ореолы рассеяния боратовых руд установлены не были. Содержание бора в золе всех изученных растений не превышало фоновых, а в некоторых случаях было существенно ниже. Положительные результаты были получены в основном в таежных районах Западного и Восточного

Забайкалья, Красноярского и Хабаровского краев. Однако и в этих районах процесс формирования положительных биогеохимических ореолов очень сложен, и успех метода во многом зависит от правильности выбора опробуемого растительного вида.

Выявленные биогеохимические ореолы рассеяния бора имеют сложную, расчлененную форму и слабую контрастность (табл. 60). Площадные размеры ореолов значительны и не уступают эндогенным и вторичным литохимическим ореолам (рис. 14). Лишь в редких случаях биогеохимические ореолы по размерам меньше литохимических (рис. 15). На боратовых месторождениях Западного Забайкалья биогеохимические ореолы значительно перекрывают выявленные бороносные зоны и фиксируют в целом зоны скарнов и ороговикованных пород. Зоны максимальных концентраций бора в золе растений совпадают с ореолами высокой интенсивности в почвах и породах (рис. 16). Иногда биогеохимические ореолы рассеяния формируются на безрудных скарпах с повышенным содержанием бора.

Биогеохимические ореолы бора на месторождениях и рудопоявлениях боратов сопровождаются обычно комплексными ореолами рассеяния микроэлементов: Mn , Ba , Sn , Mo , Zn , Cu ,

Параметры биогеохимических ореолов рассеяния бора
на месторождениях и рудопроявлениях боратов

Тип оруденения (регион)	Опробуемый вид растения	Параметры			
		форма	размеры	\bar{X} , л·10 ⁻³ %	K _к
Ссайбелит-люд- вигитовое (Ха- баровский край)	Кедровый стла- ник	Простая, вытя- нутая	$\frac{0,003}{0,08; 0,03}$	75	1,5
Людвигитовое (Хабаровский край)	Ольха кустар- никовая	Изометриче- ская	$\frac{0,032}{0,6; 0,5}$	70	1,8
	Кедровый стла- ник	Простая, ли- нейная	$\frac{0,09}{0,65; 0,15}$	210	1,3
Людвигит-ссайбе- лит-магнетито- вое (Горная Шория)	Пихта сибир- ская	Простая, вытя- нутая	$\frac{0,012}{0,35; 0,15}$	69	1,2
	Смородина красная	То же	$\frac{0,007}{0,42; 0,18}$	66	1,3
	Орляк обыкно- венный	Сложная, изо- метрическая	$\frac{0,04}{0,6; 0,3}$	40	1,3
Магнетит-людви- гитовое (Забай- калье)	Сосна обыкно- венная	Сложная, рас- члененная	$\frac{0,35}{0,88; 0,62}$	58	1,3
Людвигит-ссайбе- литовое и кур- чатовит-сахан- товое (Забай- калье)	Лиственница даурская	Сложная рас- члененная	$\frac{0,32}{1,0}$	49	1,2

Pb, Co, Ag. Ореолы рассеяния микроэлементов по сравнению с ореолами бора на боратовых месторождениях характеризуются более простой формой, меньшими площадными размерами, большей контрастностью (табл. 61).

Рудопроявления алюмо-боросиликатов (турмалина и аксинита) были исследованы в районах Приморского и Хабаровско-

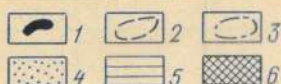
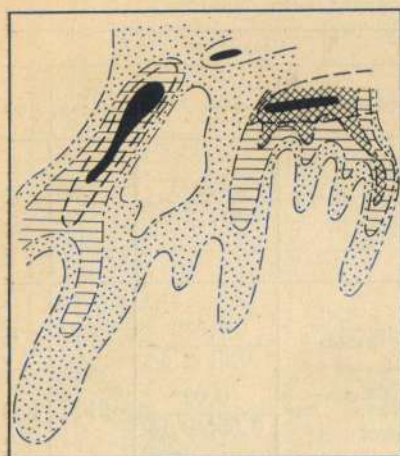


Рис. 14. Ореолы рассеяния бора в золе сосны обыкновенной

1 — магнетит-людвиговитовые рудные тела; 2 — эндогенные ореолы бора; 3 — биогеохимические ореолы бора; 4—6 — содержание бора, % (4—0,052—0,065; 5—0,065—0,079; 6—>0,079)

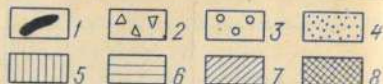
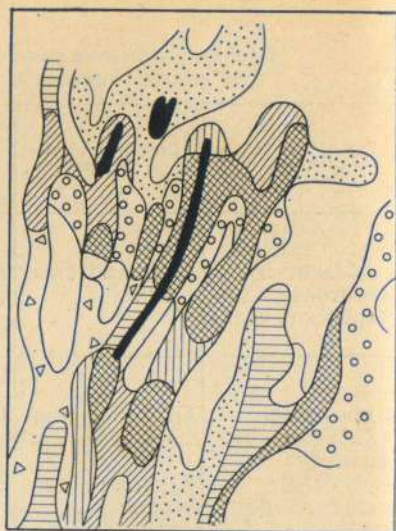


Рис. 15. Совмещенные ореолы рассеяния бора

1 — рудное тело (курчатовит-сахантовое и людвиговит-ссайбелинитового состава); 2 — эндогенные ореолы бора ($V_{энд}$); 3 — ореолы бора в горизонте почв $V_{лфт}$ ($V_{лит}$); 4 — ореол бора в золе лиственницы даурской ($V_{биог}$); 5 — $V_{энд} + V_{лит}$; 6 — $V_{энд} + V_{биог}$; 7 — $V_{лит} + V_{биог}$; 8 — $V_{энд} + V_{лит} + V_{биог}$

го краев, Восточного Забайкалья и Горной Шории. На всех изученных объектах содержание бора в золе растений практически не отличалось от фоновых значений, а в некоторых случаях было даже существенно ниже (табл. 62). Подобное явление уже не раз отмечалось в литературе (Кожара, 1964; Ковалевский, Черных, 1967; Сагет, 1969, 1973 и др.).

Отсутствие ореолов рассеяния бора в растениях на месторождениях данного типа минерализации объясняется высокой устойчивостью к выветриванию алюмо-боросиликатов и может быть использовано в качестве интерпретации для выявления генетического типа борного оруденения.

Геоботанические наблюдения проводились параллельно биогеохимическим исследованиям практически на всех участках работ. Обнадеживающие предпосылки для применения геоботанического метода при поисках борных руд были получены в полупустынных и пустынных районах Армении и Юго-Западной

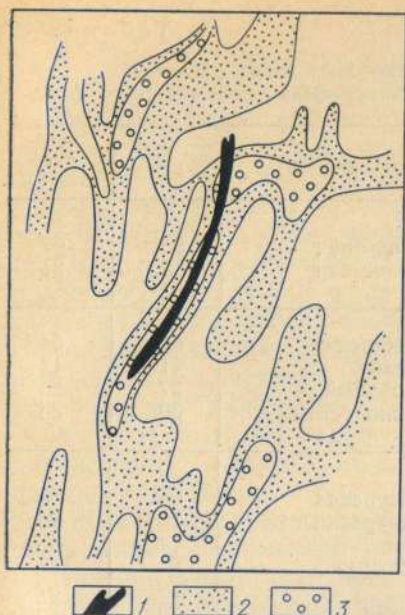


Рис. 16. Ореолы рассеяния бора в золе лиственницы даурской

1 — рудное тело (курчатовит-сахантового и людвигит-ссайбелинитового состава); 2 — содержание бора, % (2 — 0,032—0,044; 3 — >0,044)

Туркмении, где на высокоборосодержащих отложениях отмечались морфологические изменения у целого ряда растительных видов. Возможность применения геоботанической индикации при поисках бора в условиях аридного климата отмечалась в литературе Н. И. Буяловым, А. М. Швыряевой (1955); А. М. Швыряевой (1957); А. М. Швыряевой, Н. С. Малашкиной (1960); Э. К. Буренковым, К. И. Кузиной (1965); К. И. Кузиной (1968). Однако

Таблица 61

Параметры биогеохимических ореолов рассеяния бора и микроэлементов на боратовых месторождениях

Микроэлементы	\bar{X} , $\mu \cdot 10^{-3}$ %	F, км ²	KP	K _K
B	54	0,33	6,9	1,3
Mn	1224	0,20	4,1	1,7
Cu	111	0,11	3,0	2,2
Zn	160	0,18	2,8	1,3
Pb	11	0,11	3,8	1,4
Sn	3,2	0,08	5,0	1,9
Be	0,3	0,03	2,2	1,6
Co	2	0,19	1,9	1,6
Va	490	0,17	3,9	1,6
Mo	2	0,15	2,8	1,5
Ag	0,05	0,13	4,8	1,6

геоботанические исследования на месторождениях и рудопроявлениях боратов и боросиликатов в гумидных и субаридных районах положительных результатов не дали. Возможно, это связано с тем, что большая часть исследований проводилась на месторождениях и рудопроявлениях магнезиального типа, а магний,

Средние содержания бора в некоторых видах растений
на турмалиновых рудопроявлениях и ландшафтах геохимического фона

Рудопроявление (регион)	Опробуемый вид растения	\bar{X} , п · 10 ⁻² %	\bar{X} Ф, п · 10 ⁻² %
Приморское (Приморье)	Леспедеца двцветная	56	67
	Полынь пижмолистная	5,0	21
Сутара и Биракан (Хабаровский край)	Лещина маньчжурская	56	54
	Вейник наземный	11	14
	Орляк обыкновенный	37	26
	Рябижник рябинолистный	39	35
Ново-Широкинское (Забайкалье)	Лиственница даурская	66	59
	Рододендрон даурский	76	66
	Спирея средняя	74	66
	Багульник болотный	94	107
	Брусника	58	57
	Чина приземистая	29	25

согласно М. Я. Школьнику (1950), снимает токсичное воздействие бора на растения; возможно, что в условиях гумидного и субаридного климата растения способны выдерживать значительно ббльшие концентрации бора.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы. 1. Эффективность биогеохимического метода поисков бора определяется минеральным типом руд. Наиболее контрастные и стабильные ореолы выявляются на месторождениях и рудопроявлениях боросиликатов (датолита, данбурита). Менее стабильные ореолы бора характерны для эндогенных месторождений магниевых и магний-кальциевых боратов (людвигита, ссайбелинита). Не формируются биогеохимические ореолы рассеяния бора на месторождениях алюмо-боросиликатов (турмалина, аксинита). 2. Сложность формирования рудных биогеохимических ореолов рассеяния бора и недостаточная их изученность не позволяют рекомендовать биогеохимический метод в качестве прямого поискового метода поисков борного сырья. 3. Биогеохимический метод на данной стадии исследований может быть рекомендован только как интерпретационный, с целью выявления генетического типа борного оруденения. Применение методов геоботанической индикации при поисках борного сырья в ряде гумидных и субаридных районов положительных результатов не дало. Однако метод разработан еще слабо и нуждается в дальнейших исследованиях.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

Гидрогеохимический метод весьма широко рекомендуется при поисках рудных месторождений и значительно в меньшей степени разработан для нерудных (в том числе и борных) полезных ископаемых. Наиболее контрастные гидрогеохимические ореолы отмечаются в условиях интенсивного окисления рудных тел и их ореолов. Гидрогеохимические ореолы борных месторождений практически не изучены. Некоторые краткие общие сведения приведены в работе Ю. Е. Саета и др. (1973), где гидрогеохимический метод поисков рекомендуется применять на первом этапе поисковых работ с целью прогнозной оценки опосредуваемой территории.

В плане изучения гидрогеохимических ореолов на месторождениях бора и особенно их динамики во времени и пространстве авторами проведен небольшой объем работ, недостаточный для обобщающих выводов и рекомендаций по применению гидрогеохимического метода при поисках борных месторождений, но дающий представление о некоторых особенностях развития ореолов бора в водах. Гидрогеохимические ореолы изучались в поверхностных водах только на месторождениях и рудопроявлениях бора известково- и магнезиально-скарнового типов, геологическое строение которых приведено выше. К сожалению, не изучены минеральные воды, воды аридных районов с борным соле-накоплением, представляющих самостоятельный раздел гидрогеохимических поисков. Гидрогеохимическое опробование проводилось по водотокам IV и более высоких порядков.

Гидрогеохимические аномалии сопровождают лишь месторождения и рудопроявления боратов и боросиликатов. Повышение содержания бора в водах, промывающих турмалинизированные или аксинитизированные породы, нехарактерно, хотя, как установлено в единичных случаях, не исключено. Механизм возникновения аномальных содержаний на участках развития алюмо-боросиликатной минерализации не выяснен.

Чезимское рудопроявление. Территория рудопроявления характеризуется значительной расчлененностью рельефа. Долины мелких рек и ручьев обычно глубоко врезаны и слабо развиты. Склоны непосредственно переходят в русло. Мелкие боратовые рудные тела расположены вблизи водотоков (5—10 м) или непосредственно дренируются ими. Всего на месторождении четыре водотока, впадающих в ручей более низкого порядка. За фоновые значения содержаний бора в водах условно принято 20 мкг/л и ниже.

Во всех водотоках установлены аномальные содержания, образующие гидрогеохимический ореол, протяженность которого 1,0—1,2 км. Выше рудных тел по водотоку аномальные содержания бора не установлены. Гидрогеохимический ореол бо-

ра имеет прерывный характер, скорее всего из-за малого дебита водотоков. По ручью, дренирующему площадь рудопроявления в средней и приустьевой частях, аномальные содержания бора установлены более чем в 70% проб. Помимо бора, в водах ручья установлены аномальные содержания Pb, Cu, Zn, Ag, Sn, Ni, Mo, Ti, Mn, а в его притоках круг элементов сокращается до трех (Pb, Cu, Zn). Однако следует отметить, что состав перечисленных элементов, как показали режимные наблюдения, непостоянен.

Режимные наблюдения проведены на рудопроявлении в течение двух лет, систематически (ежемесячно) в течение лета. Во всех случаях гидрогеохимический ореол бора был проявлен достаточно четко, но его характеристики (размер, контрастность содержаний и т. д.) варьировали в значительных пределах в зависимости от ряда факторов. Прежде всего следует отметить различный уровень фона в разные годы: в целом в более дождливый год он возрос почти в 1,5 раза. В то же время трехкратное опробование на протяжении одного сезона (опробование проводилось в межень) показало стабильность средних содержаний по водотоку. Для вод с аномального участка характерно повышение содержаний бора (в 1,5—2 раза) в осенние месяцы по сравнению с летними.

На участке развития гидрогеохимического ореола опробованием, проведенным в послеждевой (длительный) период, установлено значительное повышение содержаний бора и большинства микроэлементов в водах, что, по-видимому, связано с резким возрастанием агрессивности вод. Этому периоду соответствуют максимальные размеры ореола и наиболее высокие содержания бора. Ореол бора имеет сплошной характер. Результаты опробования в межень свидетельствуют о сокращении размеров ореола и слабой контрастности аномалий. Единичные данные многократного опробования после дождей также подтверждают описанную закономерность. Наряду с этим по данным общесолевого анализа вод, опробованных в паводок, установлено снижение в них содержаний основных компонентов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^{2-} , SO_4^{2-}), т. е. происходит разбавление поверхностных вод атмосферными осадками. При этом реакция среды смещается в сторону снижения щелочности.

Таким образом, при гидрогеохимических поисках борных месторождений совершенно необходимо учитывать время (часть года и период — паводок, межень) проведения работ. Использование фоновых выборок вряд ли можно считать целесообразным. Результаты опробования следует рассматривать в относительных величинах, так как абсолютные содержания могут оказаться для разных водотоков несравнимыми из-за перечисленных выше причин.

Ильмовское рудопроявление. Ильмовское рудопроявление расположено на водоразделе двух рек. Долины рек слабо раз-

виты, глубина 20—50 м, заболочены. Борты задернованы и покрыты кедрово-широколиственным лесом.

В поверхностных водах выявлен слабый ореол бора длиной 400 м. За фоновые содержания бора условно принято 10 мкг/л. Содержания бора в ореоле достигают 25—30 мкг/л, в среднем составляя 15—25 мкг/л. Максимальные содержания приходятся на начало ореола, который появляется в непосредственной близости от рудного тела. Ореол сплошной, падение концентраций равномерное и составляет 5 мкг/л на 100 м (шаг опробования). Аномальные концентрации помимо бора установлены лишь для Mo и Ag.

Месторождение в Забайкалье. Район месторождения характеризуется низкогорным денудационно-аккумулятивным слабо-расчлененным рельефом с относительными превышениями 150—300 м. Форма водоразделов округлая, плосковершинная. Склоны пологие, крутизна 3—10°, изредка до 15°. Район характеризуется сплошной мерзлотой, с которой связана заболоченность пологих склонов.

Месторождение дренируется двумя ручьями. Направление водотоков перпендикулярно к основному простираению скарноворудной зоны. Оба водотока постоянны, но участками перекрываются курумами, дебит их составляет соответственно 2—10 и 5—30 л/с. Месторождение дренируется верховьями водотоков, которые опробованы по всей длине. За фоновое содержание бора принято условно 10 мкг/л, рассчитанное на фоновых участках этого же региона, т. е. на участках, где ручьи дренируют горные породы с фоновыми содержаниями бора. Выявлены ореолы рассеяния бора в воде. Распределение его характеризуется неравномерностью и колеблется от 20 до 100 мкг/л. Максимальные содержания приурочены к участкам дренирования непосредственно месторождения. За его пределами, ниже по ручьям, содержания постепенно снижаются. В заболоченных устьевых участках ручьев содержание бора возрастает. В целом ореолы рассеяния бора в водах четко фиксируют сам объект максимумами содержания; оптимальное «растекание» ореолов за площадью месторождения достигает 2,5—3 км.

Ореолы бора сопровождаются аномальными содержаниями суммы металлов (медь+свинец+цинк) до 20 мкг/л (условный фон < 5 мкг/л); фтора 0,3—0,5 мг/л (условный фон < 0,2 мг/л). Повышенные содержания иона SO_4^{2-} (20 мг/л) установлены только в пробах непосредственно площади месторождения (условный фон < 3 мг/л).

Месторождение в Приморье. Ландшафты месторождения представляют крутосклонный резкорасчлененный среднегорный рельеф с V-образными долинами. Изучалась юго-западная часть рудного поля, которая дренируется двумя долинами ключей. В водораздельной части этих ключей, изрезанной многочисленными их притоками, расположены скарны с датолитом.

Ручьи дренируют скарноворудную зону перпендикулярно к ее основному простиранию. Снос с большей части рудной зоны направлен в долину притоков одного из ключей, а сама рудная зона — самим ключом. Водотоки непостоянные, протяженность их составляет 400—450 м, дебит 8—10 л/с, в паводок до 30 л/с. Ручей имеет протяженность 1,5—2 км, дебит 8—10 л/с, в паводок до 30—50 л/с. Аномалии бора в виде локальных 300-метровых зон установлены по водотокам, дренирующим непосредственно скарноворудную зону. По материалам Ю. Е. Саета, содержания бора в водах составляют 3—2,5 мг/л (условный фон по району принят $\leq 0,05$ мг/л). Менее контрастные аномальные содержания бора от 1 до 2,5 мг/л фиксируют также на 200 м выше по водотокам околорудное пространство. Аномальные содержания бора в водах сопровождаются аномальными количествами его в донных осадках — от 0,3 до 0,86% (на фоновых участках 0,005%), а также повышенными содержаниями меди, мышьяка, цинка, ванадия, висмута, определенных в водах методом соосаждения сульфатом алюминия.

В целом, небольшой приведенный материал по опробованию водотоков в районах наличия месторождений и рудопроявлений четырех различных минеральных типов борных руд (магнетит-людвигитового, магнетит-людвигит-ссайбелинитового; курчатовит-саханитового; данбурит-датолитового) однозначно показывает, что в водах формируются достаточно контрастные ореолы рассеяния бора, количество которого по сравнению с условными фонами повышено в два раза, иногда до целого порядка. Длина ореолов рассеяния зависит от контрастности ландшафтных условий. Аномальные содержания бора в водах сопровождаются повышением содержания ряда элементов в водах и донных осадках. Комплекс этих элементов, вероятно, определяется в зависимости от метального оруденения, сопровождающего борные руды. Таким образом, представляется целесообразным рекомендовать применение гидрогеохимического метода при прогнозно-оценочных поисковых работах на эндогенные борные месторождения на стадии поисков для выделения потенциально перспективных площадей.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Решение задач прогнозирования и поисков эндогенных (другие типы месторождений не рассматриваются) месторождений бора определяется надежностью разработанных поисковых критериев. Исходя из этого, выбираются методы или рациональный комплекс поисковых методов, определяется последовательность (этапность), масштаб проводимых работ, а также круг решаемых задач, соответствующих каждому этапу.

Глава I

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологические критерии поисков и прогнозирования эндогенных месторождений бора позволяют выделять только значительные площади, крупные районы как потенциально перспективные с точки зрения их бороносности. Разработанные и предлагаемые геохимические критерии поисков предполагают возможность локализации этих площадей вплоть до выявления рудоносных зон с борной минерализацией, а предлагаемые методы интерпретации геохимических аномалий позволяют оценить возможный тип борного оруденения.

Геологические предпосылки и закономерности размещения эндогенных месторождений бора рассматривались рядом исследователей (Шабынин, Перцев, Малинко, 1964; Лисицын, Малинко, Орлова, 1966; Шабынин, 1974). Для месторождений бора известковоскарновой формации выделяются следующие основные критерии: а) приуроченность крупных промышленных месторождений к зонам мезозойской складчатости; б) наличие известковых карбонатных и известково-силикатных пород в непосредственной близости или в некотором удалении от гранитоидных интрузивов; в) образование скарнов и скарноидов в условиях гипабиссальной фации глубинности; г) инфильтрационный тип скарнового метасоматизма; д) подчеркивается генетическая связь промышленного борного оруденения со скарнообразованием, тем самым определяется, что все благоприятные условия для формирования скарноворудных месторождений в целом характерны и для скарнов с рудами бора. Для месторождений магнезиальноскарновой формации основные кри-

тери следующие: а) приуроченность наиболее крупных промышленных месторождений к докембрийским комплексам кристаллических щитов, а более мелких — к складчатым зонам более молодого возраста вплоть до альпийского; б) наличие магнезиальных карбонатных пород (доломитов, магнезитов, доломитосодержащих известняков) в сочетании с разновозрастными интрузивными породами (гранитами, гранодиоритами, диоритами, реже — сиенитами, еще реже — габбро и габбро-пироксенидами) абиссальной и гипабиссальной фаций; в) наличие магнезиальных скарнов магматического и послемагматического этапов и гидротермального метасоматизма.

Для выявления геохимических критериев поисков эндогенных месторождений бора рассматривается ряд геохимических факторов, влияние которых на формирование месторождений считалось рядом исследователей существенным: а) распределение бора в осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных породах; б) влияние процессов метаморфизма на локализацию бора и в связи с этим возможное формирование его промышленных концентраций; в) геохимическая специализация интрузивных комплексов.

Нашими материалами установлено, что при всех существующих геохимических особенностях распределения бора в осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных породах, существенных изменений содержаний бора и накоплений его в сколько-нибудь значительных количествах в соответствующих им метаморфизованных разностях не происходит. В метаморфических породах сохраняются тенденции распределения бора в соответствующих рядах первичных пород: карбонатные породы (увеличение в доломитах по отношению к известнякам); терригенные породы (увеличение в сторону слюдистых, гидрослюдистых, хлоритовых сланцевых пород и т. д.). При образовании контактовых роговиков происходит некоторое уменьшение содержаний бора по сравнению с исходными породами. Даже в новообразованных породах, таких, как роговики, скарноиды, скарны, вне зон наложения бороносных гидротермальных процессов, содержания бора соответствуют содержаниям в первичных породах. Содержания бора резко возрастают (в 100—1000 раз и более) в определенных зонах скарнов в участках проявления бороворудных гидротермальных процессов. Минералы возникающих в это время минеральных ассоциаций часто содержат повышенные содержания бора в виде изоморфных примесей (например, везувианы, гранаты, эпидоты, амфиболы, пироксены, слюды, кальциты, серпентины и др.). Материал показывает, что содержания бора в породах, начиная от десятых долей процентов (за исключением везувиановых скарнов с содержанием бора до 0,5%), соответствуют наличию собственно минералов бора. Использование геохимических признаков в связи с геохимической специализацией интрузив-

ных комплексов в настоящее время однозначно определить не представляется возможным из-за нестабильности проявления этих признаков в интрузивных массивах, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения эндогенного бора. Известные случаи, по-видимому, объясняются в основном не обогащенностью бором магмы, а площадным послемагматическим изменением интрузивных пород (серцитизацией плагиоклазов, турмалинизацией, грейзенизацией и др.). Вероятно, повышенные содержания бора в интрузивных породах могут использоваться лишь как положительный критерий, причем преимущественно в закрытых районах (более широко распространенные интрузивные породы обнажены чаще, чем скарновые зоны) или в районах со скарновыми зонами, не выходящими на поверхность.

Основными геохимическими критериями являются: 1. Наличие эндогенных и сопряженных с ними экзогенных ореолов бора. Все промышленные типы эндогенных месторождений бора имеют достаточно контрастные ореолы. Они сопровождаются комплексными аномалиями микроэлементов, ассоциации которых, вероятно, зависят от состава полиэлементной минерализации, сопутствующей рудам бора. По комплексу микроэлементов, образующих положительные ореолы, возможно определить формационный тип оруденения. 2. Все минеральные типы эндогенных месторождений бора обладают зональным строением эндогенных ореолов микроэлементов и бора относительно интрузивного и скарнорудного контакта в зонально построенных скарновых месторождениях. 3. Показателями коэффициентов зональности наиболее полно и четко характеризуются уровни эрозионных срезов месторождений, что позволяет надежно использовать эти коэффициенты для оценки перспектив аномалий. 4. Все минеральные типы борного оруденения сопровождаются литогеохимическими аномалиями бора и комплексом микроэлементов, состав которых близок составу эндогенных ореолов. Морфология, площадные размеры, контрастность, тип и строение близки таковым для эндогенных ореолов, но в значительной мере зависят от местных ландшафтно-геохимических условий. 5. Высокая контрастность и большие площадные размеры аномалий бора в почвах не являются определенными критериями промышленного оруденения, так как в условиях интенсивного выветривания могут формироваться предельно разубоженные ореолы малой площади. В литогеохимических ореолах микроэлементы образуют положительные ореолы более контрастные, но меньшие по размерам, чем ореолы бора. 6. Биогеохимические аномалии бора и микроэлементов являются определенным положительным критерием интерпретации экзогенных ореолов боратовых и боросиликатовых типов эндогенного оруденения. 7. Надежным интерпретационным методом боратовых типов руд является метод солянокислых вытяжек.

Извлечение кислоторастворимого бора в вытяжку более 50% валового количества характерно для литогеохимических ореолов боратового типа минерализации. 8. Боратовые и боросиликатовые типы месторождений образуют гидрохимические ореолы рассеяния достаточной контрастности и протяженности и могут использоваться при оценке перспектив на указанные типы минерализации и выделения площадей для постановки ландшафтно-геохимических работ.

Глава 2

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ

Методика проведения геохимических работ, их последовательность, роль отдельных методов на каждом из трех этапов специализированных работ на бор и обоснование последних приведены Ю. Е. Саеком и др. (1973). В целом авторы придерживаются этих взглядов, однако считают, что ведущая роль, особенно на заключительном этапе поисковых работ, заключающемся в оконтуривании, интерпретации и оценке геохимических аномалий, признаков бороносных зон и отдельных рудных тел, должна принадлежать изучению эндогенных ореолов бора и микроэлементов-индикаторов борного оруденения. Комплексные эндогенные ореолы являются наиболее надежным геохимическим критерием поисков и интерпретации борных месторождений. Данные по их размерам, составу и т. д. позволяют уверенно выявлять бороносные зоны и рудные тела, оценивать перспективы (уровень эрозионного среза) выявленного оруденения, глубину залегания рудных тел и т. д. Соответственно основные задачи геохимических поисков сводятся к выявлению потенциально перспективных площадей, обнаружению в их пределах геохимических аномалий, их оконтуриванию и интерпретации (определение формационной принадлежности и генетического типа; оценка уровня эрозионного среза; выяснение условий залегания оруденения и, если это представляется возможным, — определение масштаба оруденения).

Проведение работ в открытых, полужакрытых и закрытых районах (по С. В. Григоряну, 1974 г.) имеет свою специфику, главным образом заключающуюся в ведущей роли тех или иных геохимических методов поисков, описание и методика проведения которых подробно изложены в многочисленных работах. Ниже остановимся на возможностях их проведения применительно к поискам борных месторождений.

Как отмечалось выше, работы рекомендуется проводить условно в три этапа, что не исключает их взаимного перекрытия во времени и сокращения первого этапа при работах на площадях с хорошо изученным геологическим строением или известными проявлениями борной минерализации. На первом этапе

выявляются потенциально перспективные бороносные площади и выделяются участки для постановки площадных геохимических поисков (1:50 000 и 1:25 000 масштабов в зависимости от сложности геологического строения). Работы заключаются в просмотре и обработке фондового и литературного геологического материала, включая результаты шлиховых, металлометрических и геофизических поисков, и проведении геологических и гидрогеологических маршрутов, сопровождающихся опробованием поверхностных вод (водотоков IV и более высоких порядков), интрузивных массивов и пород с признаками рудной минерализации (скарнирования и т. д.). Во втором этапе выявляются и оконтуриваются геохимические аномалии в процессе площадных геохимических поисков (1:50 000, 1:25 000 масштабов) по первичным или вторичным ореолам рассеяния, выбираемым в зависимости от степени обнаженности района. Работы третьего этапа проводятся в масштабах 1:10 000 и 1:5 000 в пределах геохимических аномалий, выявленных предыдущими работами, и заключаются в оконтуривании, интерпретации и оценке геохимических аномалий. В результате даются рекомендации по вскрытию предполагаемого оруденения. Наряду с площадными детальными поисками по первичным и вторичным ореолам рассеяния опробуются имеющиеся горные выработки и керн буровых скважин.

Методика полевых работ. Методика геохимических работ (и особенно геохимического опробования, обработки проб и документация) в основном соответствует общепринятой и рекомендуемой Инструкцией (1965).

Основным видом полевых работ для прогнозной оценки площадей является гидрогеохимическое опробование всех постоянно и временно действующих водотоков IV и более высокого порядков. В водотоках с большим дебитом опробуются мочажины в бортах склонов. Шаг опробования 200—250 м. Параллельно отбирается материал донного осадка из наиболее тонкой илистой части. Объем геохимической пробы 1 л. Экспресс-методы анализа и возможность получения результатов в процессе прогнозно-оценочных работ дают возможность быстро, в течение одного полевого сезона, оценить значительные площади. Геологические поисковые маршруты проводятся с целью интерпретации результатов гидрогеохимического опробования, осмотра зон контактов интрузивных массивов со стратифицированными толщами, выбора площадей для выбора фонов. Наблюдения ведутся по маршрутам. Минерализованные участки опробуются методом пунктирной борозды. Длина пробы определяется мощностью минерализованной зоны и границами изменения пород, но не превышая 10 м. Площадные литогеохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния проводятся по сеткам 500×50 (масштаб 1:50 000) и 100×20 м (масштаб 1:10 000), ориентируемым вкрест основного направления рудо-

контролирующих структур. Учитывая линейно-вытянутую форму (вниз по склону) и значительные, относительно большинства элементов, размеры ореолов бора рекомендуется при поисках в масштабе 1:50 000 располагать профили вдоль склонов при том же расстоянии между ними. Густота сети опробования в этом случае не меняется, но возрастает вероятность подсечения ореола большим числом точек.

Опробование пород в коренном залегании в методических целях на эталонных объектах, а также поверхностных горных выработок и керна буровых скважин ведется методом пунктирной борозды. Длина пробы по вмещающим метасоматически необразованным породам в среднем составляет 10 м и определяется постоянством петрографического состава опробуемых пород. По гидротермально-измененным породам, скарнам и рудам длина проб может быть меньше и определяется минеральным составом и частотой переменяемости различного рода метасоматитов. В пробу отбирается только петрографически однородный материал. Масса пробы 250—350 г. Разрезы выбираются с максимальной возможностью подсечения рудных залежей на разных гипсометрических уровнях. Расположение ландшафтно-геохимических профилей едино с эндогенными разрезами, что дает возможность изучить во взаимосвязи поведение элементов в системе: эндогенный ореол→кора выветривания→почва→растение.

В комплекс полевых работ по вторичным ореолам рассеяния входят: рекогносцировочные обследования, литохимическое и биогеохимическое опробование, обработка проб. Рекогносцировочные обследования предшествуют всем видам работ и состоят из ознакомления с геоморфологией участков работ, растительными ассоциациями и другими компонентами ландшафта. В точке наблюдения (шурф, копуша) ведется описание рельефа (экспозиция склона, угол наклона поверхности, формы микрорельефа), проводятся геоботанические наблюдения (определяется состав растительности и его обилие, для древесных видов указывается ярусность, высота и сомкнутость крон). Документация почвенных разрезов проводится по общепринятой в почвоведении схеме с указанием для каждого горизонта цвета, структуры, механического состава, влажности, плотности.

Фоновый материал отбирается на участках, удаленных от рудных месторождений, по профилям, совмещенным с местами отбора фонового материала по коренным породам.

Литохимическое опробование при проведении опытно-методических работ проводится из всех генетических горизонтов почв и рыхлых отложений с целью выявления представительного горизонта опробования и закономерностей распределения бора и микроэлементов в системе: порода→рыхлые отложения→почва. При опытно-производственных работах опробуется только представительный горизонт.

Биогеохимическое опробование ведется параллельно с литохимическим. Опробование следует вести по одному-двум видам древесных растений-доминантов.

Обработка проб проводится согласно «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965 г.).

Методика камеральных работ. Камеральные работы проводятся по всем видам полевых работ и заключаются: а) в изучении фонового распределения элементов в породах, почвах, растениях; б) в выделении эндогенных и экзогенных ореолов и их оконтуривании; в) в интерпретации аномалий; г) в статистической обработке геохимического материала.

Параметры фонового распределения рассчитываются для основных типов пород. Когда трудно определить фоновые участки, можно рекомендовать другие методы, предложенные С. В. Григоряном и др. (1965 г.), или методы Т. С. Фергисона. Расчеты производятся согласно «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965 г.) с определением C_f , C_{a_1} (минимально-аномальное содержание) с вероятностью 84,1%; C_{a_2} 97,7%; C_{a_3} 99,9%. Для элементов с недостаточной чувствительностью анализа при построении ореолов применяются значения, равные половине чувствительности.

По вторичным ореолам рассеяния определяются величины местного литохимического и биогеохимического фона для ландшафтов различных классов и вероятных аномальных содержаний микроэлементов в различных генетических горизонтах почв и золе растений. Обработка результатов производится отдельно для кислого (H^+ класс) и переходного ($H^+ - Ca^{2+}$ класс) ландшафтов.

Выделение эндогенных ореолов на планах поверхности и разрезах по скважинам проводится в виде плоскостных полей, оконтуренных по минимально-аномальным содержаниям, согласно трем стандартным уровням вероятности (C_{a_1} , C_{a_2} и C_{a_3}). Выделяются поля в пределах: $C_f \pm C_{a_1}$; $C_{a_1} - C_{a_2}$; $C_{a_2} - C_{a_3}$ и более C_{a_3} . При построении контуров учитываются морфология рудных тел, контакты скарновых зон, метасоматически преобразованных пород, границы литологически различных пород, форма контакта интрузива, структурные факторы.

Выделение и оконтуривание вторичных ореолов рассеяния (почв, растений, донных осадков) на картах и разрезах проводится идентично эндогенным ореолам. При пороге чувствительности анализа ниже фоновых значений ореолы строятся в изоцентрациях.

Для характеристики эндогенных ореолов, их качественной и количественной оценки рассчитываются следующие параметры в ореолах: среднее содержание элемента, продуктивность, среднеаномальное содержание; коэффициенты минерализации,

аномальности, контрастности и зональности. Средние содержания элементов определяются как среднеарифметические.

Вторичные ореолы рассеяния характеризуются параметрами: геометрией (формой, площадью, степенью изрезанности), среднеаномальными содержаниями, коэффициентами контрастности и зональности. Для характеристики расчлененности контуров ореолов используется коэффициент Нагеля, показывающий сложность строения ореола в плане: $KP = S/3,54F$, где F — площадь ореола, S — длина его границ. Площади ореолов подсчитываются точечной палеткой. Для геохимической характеристики изученных ландшафтов рассчитывают ряд коэффициентов, общепринятых в геохимии ландшафтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В.* Геохимия эндогенного бора. М., Наука, 1968. 183 с.
- Баранов И. Я., Родзянко Н. Г.* О связи датолитового оруденения с малыми интрузиями.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 9, с. 15—20.
- Барсуков В. Л.* Об изоморфизме бора в силикатах.— Геохимия, 1958, № 7, с. 660—666.
- Барсуков В. Л.* О минералах-индикаторах бороносности скарнов.— Геохимия, 1960, № 5, с. 399—404.
- Барсуков В. Л.* О металлогенической специализации гранитоидных интрузий.— В кн.: Химия земной коры. Т. II, М., 1964, с. 196—214.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е.* О бороносности серпентинитов.— Геохимия, 1957, № 5, с. 312—319.
- Белов Н. В.* Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— Геохимия, 1960, № 6, с. 551—556.
- Берлин Л. Е., Перцев Н. Н.* Бор. М., Недра, 1961. 51 с. (Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 69).
- Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 280 с.
- Бобко Е. В., Панова А. В.* О поглощении бора в почвах.— Почвоведение, 1940, № 12, с. 34—39.
- Бобко Е. В., Церлинг В. В.* О влиянии бора на репродуктивное развитие растений.— Ботан. ж., 1938, т. XXIII, № 1, с. 3—11.
- Будзинский Ю. А.* К геохимии галогенов, аммония и бора Приэльбрусья.— Геохимия, 1965, № 6, с. 707—723.
- Буренков Э. К.* Бор и другие микроэлементы в осадочных и вулканогенных образованиях миоплиоцена Закавказья. Автореф. канд. дисс. М., 1973. 28 с.
- Буренков Э. К., Зорин А. М.* О формах нахождения бора в отложениях миоплиоцена Карталинии.— В кн.: Редкие элементы. Вып. 8. М., 1973, с. 98—103.
- Буренков Э. К., Кузина К. И.* О значении поисковой достоверности растений-индикаторов при поисках полезных ископаемых.— Сов. геология, 1965, № 8, с. 89—96.
- Буслова Е. Д.* Взаимодействие бора с другими элементами минерального питания растений и значение бора для накопления хлорофилла.— В кн.: Микроэлементы в жизни растений и животных. М., 1952, с. 259—274.
- Буялов Н. И., Швыряева А. М.* Геоботанические методы исследований при поисках борного сырья.— В кн.: Геоботанические методы при геологических исследованиях. М., 1955, с. 135—146.
- Валяшко М. Г.* Некоторые черты геохимии бора.— В кн.: Химия боратов. Рига, 1953, с. 77—82.
- Варенцов М. И.* Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950. 259 с.
- Варлаков А. С.* К геохимии бора при метаморфических процессах в связи с диабазами на Байкале.— Геохимия, 1961, № 6, с. 521—525.
- Васильковский Н. П.* О схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Се-

верного Тянь-Шаня.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ба. 1956, вып. 10, с. 159—168.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— Тр. Биогеохим. лаб., 1935, т. 3, с. 63—278.

Виноградов А. П. Бор в почвах Советского Союза.— Почвоведение, 1947, № 2, с. 82—95.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 279 с.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

Вировец В. В., Зенин М. Ф. О средних содержаниях бора в осадочных породах Средней Азии.— Тр. Среднеазиатск. науч.-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1966, вып. 7, с. 48—53.

Власюк П. А. Содержания подвижных форм микроэлементов меди, цинка, бора и кобальта в почвах Украинской ССР.— В кн.: Микроэлементы. Рига, 1955, с. 47—50.

Влодавец В. И. Рассеянные элементы в вулканических продуктах.— Тр. Лаб. вулканол., 1958, вып. 13, с. 137—154.

Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1974. 216 с.

Геология и геохимия центральной части Северного Кавказа/Н. Г. Родзянко, В. И. Джумайло, С. В. Савин и др. Изд-во Ростовск. ун-та, 1971. 204 с.

Гетлинг Р. В., Савинова Е. Н. О распределении бора в породах и скарных минералах Вадимо-Александровского датолитового месторождения.— Геохимия, 1959, № 1, с. 38—45.

Глазовская М. А. Почвы мира. Кн. I. Изд-во МГУ, 1972. 230 с.

Голов В. И. Бор в почвах Приморья и Приамурья и эффективность его как удобрения.— В кн.: Микроэлементы в почвах Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 54—65.

Горбов А. Ф. Основы геологической классификации боратов.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, 1960, вып. 40, с. 392—446.

Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, 1960, вып. 40, с. 3—69.

Горшенин А. Д. О возможности использования валовых содержаний бора в интрузивных породах для прогноза и поисков эндогенных месторождений бора.— В кн.: Шестая научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ. М., 1970, с. 55—57.

Граменицкий Е. Н. Анализ парагенезисов флюоборита.— Геология рудных месторождений, 1966, № 1, с. 16—22.

Григорян С. В., Овчинников Л. Н. К вопросу об интерпретации геохимических аномалий.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 68—81.

Григорьева Д. В. Содержание бора в почвах и растениях Центральной Якутии.— В кн.: Микроэлементы в биосфере и их применение в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1967, с. 109—114.

Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., Мир, 1967. 299 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М., Мир, 1966. 482 с.

Дубиковский Г. П. О количественной зависимости между агрохимическими свойствами почв и содержанием микроэлементов.— В кн.: Микроэлементы в биосфере и применение их в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 98—103.

Дунаев В. А. О распространении бора в некоторых горных породах Урала.— *Геохимия*, 1959, № 3, с. 273—277.

Егоров А. П. Данные о содержании бора в некоторых метаморфических породах и их гранитизированных разностях в районе Таежного месторождения в Южной Якутии.— *Геохимия*, 1961, № 9, с. 775—783.

Ежков Ю. Б., Левченко И. В. К геохимии бора в гранитоидах.— *Геохимия*, 1972, № 9, с. 1053—1062.

Емельяненко А. С. Распределение бора в породах Верхнеудоминского многофазного интрузива.— *Геология и геофизика*, 1967, № 7, с. 119—121.

Железные руды Южной Якутии/Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов, М. И. Каденская и др. М., Изд-во АН СССР, 1960. 520 с.

Заревич И. П. Скарны и оруденение в контактах гранитоидов с доломидами некоторых месторождений в Чаткальском и Зеравшанском хребтах.— Автореф. канд. дисс. М., 1966. 22 с.

Зырян Н. Г. Распределение и варьирование содержаний микроэлементов в почвах Русской равнины.— *Почвоведение*, 1968, № 7, с. 77—87.

Ивашевская О. А. Бор в почвах Иркутской области.— Автореф. канд. дисс. М., 1972. 22 с.

Ильин В. Б. К биогеохимии бора в ландшафтах юга Западной Сибири.— В кн.: Докл. сиб. почвоведов к VIII Международ. почв. конгр. Новосибирск, 1964, с. 46—57.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965.

Кадыров М. Х. О распределении рассеянного бора в вулканогенных породах C_2+C_3 центральной части Кураминского хребта.— *Узб. геол. ж.*, 1968, № 1, с. 43—45.

К геохимии бора в галогенных толщах/М. А. Карасик, В. П. Бобров, Ю. И. Гончаров, М. В. Ванна.— *Литология и полезные ископаемые*, 1964, № 6, с. 43—56.

Каталымов М. В., Рябова С. И. О содержании подвижного бора в почвах и методика его определения.— *Почвоведение*, 1958, № 8, с. 53—58.

Ковалевский А. Л., Черных И. Д. Некоторые результаты определения бора в почвах и растениях Сибири.— В кн.: Микроэлементы в биосфере и их применение в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1967, с. 129—135.

Ковальский В. В., Андрианова Г. А. Микроэлементы в почвах СССР. М., Наука, 1970. 179 с.

Ковда В. А., Якушевская И. В., Тюрюканов А. Н. Микроэлементы в почвах Советского Союза. Изд-во МГУ, 1959. 67 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 2. М., Наука, 1973. 468 с.

Кожара В. Л. Литохимические и биогеохимические поиски в мерзлотных ландшафтах.— *Разведка и охрана недр*, 1964, № 3, с. 13—19.

Корневский С. М., Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья.— В кн.: Геология месторождений калийных солей. Л., 1963, с. 142—152.

Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение редких щелочей, бора, фтора и бериллия при становлении Биту-Джидинского гранитного массива.— *Геохимия*, 1968, № 10, с. 1238—1247.

Кузина К. И. Использование растительности для выявления биогеохимических провинций бора в горных полупустынных и сухостепных ландшафтах. Автореф. канд. дисс. М., 1968. 15 с.

Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 198—221.

Курман И. М., Мельницкий В. В. Основные направления поисковых работ на борное сырье.— В кн.: Вопросы геологии и агрономических руд. М., 1956, с. 229—239.

Ландергрэн С. О распределении бора в морских глинистых отложениях.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., 1964, с. 16—18.

Левинсон А. А., Людвиг Д. К. Рассуждения по поводу бора в глинистых отложениях.— Геохимия, 1967, № 4, с. 491—492.

Лисицын А. Е. О некоторых геохимических особенностях бора в процессе образования известковых скарнов на Урале.— Минеральное сырье, 1963, вып. 7, с. 139—146.

Лисицын А. Е., Малинко С. В., Орлова Е. В. Геологические особенности и поисковые критерии промышленных месторождений бора.— Геология месторождений твердых полезных ископаемых, 1966, вып. 2, с. 1—63.

Лисицын А. Е., Хитров В. Г. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Среднего Урала по результатам микроспектрального анализа.— Геохимия, № 3, 1963, с. 259—268.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. Минск, Наука и техника, 1967, кн. 1—378 с., кн. 2—298 с.

Лыхин А. Г., Кубышкина Е. В. Повышенные концентрации бора в экзоконтакте интрузии как один из геохимических признаков потенциально рудоносных магматических комплексов.— В кн.: Шестая науч. конф. молодых сотрудников ИМГРЭ. М., 1970, с. 54—55.

Ляхович В. В. Особенности содержания олова и бора в гранитоидах.— Геохимия, 1965, № 1, с. 25—31.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Наука, 1967. 448 с.

Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., Недра, 1972. 280 с.

Мазаева М. М. К вопросу о действии бора на растения.— Ботан. ж., 1938, т. 23, № 1, с. 12—22.

Макеев О. В. Общие закономерности распределения микроэлементов в почвах СССР и микроэлементный состав некоторых почв Байкальской Сибири.— В кн.: Микроэлементы в почвах, водах и организмах Восточной Сибири и Дальнего Востока и их роль в жизни растений, животных и человека. Улан-Удэ, 1961, с. 7—38.

Макеев О. В. Биогеохимия и агрохимия микроэлементов в Сибири и на Дальнем Востоке.— В кн.: Микроэлементы в биосфере и применение их в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1967, с. 7—44.

Мак-Лин Э., Волк Г. Значения бора для люцерны и др. сельскохозяйственных культур, выращиваемых на почвах штата Огайо.— В кн.: Микроэлементы. М., 1962, с. 327—335.

Микроэлементы в почвах и лугопастбищных растениях мерзлотных ландшафтов Якутии/А. Д. Егоров, Д. В. Григорьева, Т. Т. Курилюк, Н. Н. Саонов. Якутск, 1970. 288 с.

Микроэлементы в почвах Камчатки и эффективность их как удобрений/Т. М. Стружкина, И. Б. Тужилина, А. Ф. Скрипченко и др.— В кн.: Микроэлементы в почвах Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 66—71.

Некоторые вопросы биогеохимии и агрохимии микроэлементов в исследовании ландшафтов Западной Сибири/В. Б. Ильин, А. П. Аникина, В. К. Бахнов и др.— В кн.: Докл. сиб. почвоведов к X Международ. почв. конгр. Новосибирск, 1974, с. 72—82.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Наука, 1966. 379 с.

- Несветайлова Н. Г.* О геоботаническом методе поисков медных и полиметаллических руд.— Разведка и охрана недр, 1955, № 4, с. 17—20.
- Нокколдс С. Р.* Геохимические наблюдения. Геохимия некоторых серий изверженных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 176 с.
- Оборин А. А., Залкинд И. Э.* К геохимии бора в гипергенных процессах.— Геохимия, 1964, № 2, с. 148—162.
- Обухов А. И.* Спектральное определение и почвенно-геохимическое поведение микроэлементов в тропических и субтропических условиях. Автореф. канд. дисс., МГУ, 1968. 24 с.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В.* Закономерности состава строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Науч. основы геохим. методов поисков глубокозалегающих рудных м-ний. Ч. I. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Гармаш А. А.* Успехи и проблемы геохимии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 11.
- Озол А. А., Кац Я. Г., Лисицын А. Е.* Закономерности размещения месторождений боратов вулканогенно-осадочного типа.— Сов. геология, 1976, № 1, с. 60—64.
- Отрощенко В. Д.* К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня.— Геохимия, 1967, № 8, с. 964—970.
- Отрощенко В. Д.* К геохимии бора в щелочных породах Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., 1968, № 6, с. 64—67.
- Отрощенко В. Д., Зенин М. Ф., Хорват В. А.* О распределении рассеяного бора в некоторых горных породах Северного Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., 1965, № 6, с. 18—23.
- Палавеев Т.* Бор в черноземах и серых лесных почвах Северной Болгарии.— Почвоведение, 1958, № 9, с. 116—123.
- Перельман А. И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., Недра, 1972. 288 с.
- Перельман А. И.* Геохимия ландшафтов. М., Высшая школа, 1975. 341 с.
- Пейве Я. В.* Бор и молибден в почвах Латвии.— В кн.: Докл. к VII Международ. конгр. почвоведов. Рига, 1960₁, с. 5—18.
- Пейве Я. В.* Бор и молибден в почвах Латвии.— Почвоведение, 1960₂, № 9, с. 35—43.
- Пейве Я. В.* Содержание микроэлементов (В, Си, Мп, Zn, Мо, Со) в почвах СССР и эффективность применения микроудобрений.— В кн.: Докл. сов. почвоведов к VII Международ. конгр. М., 1960₃, с. 83—89.
- Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Г.* Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1964. 106 с.
- Рабинович И. З.* Редкие и рассеянные элементы в почвах Молдавии. Автореф. канд. дисс. Кишинев, 1969. 19 с.
- Распределение бора в некоторых комплексах основных и ультраосновных пород Тянь-Шаня/В. Д. Отрощенко, В. В. Вировец, Л. А. Отрощенко, Л. С. Суцинский.*— Геохимия, 1969, № 7, с. 899—902.
- Руб М. Г., Макеев В. В., Васильева Г. Л.* Металлогенические особенности гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Хабаровский край).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 222—245.
- Сагт Ю. Е.* Коэффициент миграционной способности элементов и его применение для интерпретации геохимических аномалий при поисках месторождений бора.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., 1966, с. 304—310.

Сагет Ю. Е. Кобы выветривания магнетит-боратовых руд и поведение в них бора.— В кн.: Пятая науч. конф. молодых сотрудников ИМГРЭ. М., 1967, с. 16—18.

Сагет Ю. Е. Геохимические основы комплексных поисков бора по вторичным ореолам рассеяния.— Сов. геология, 1969, № 2, с. 96—109.

Сагет Ю. Е. Биогенная миграция бора — теоретическая основа биогеохимического метода поисков борных месторождений.— В кн.: Биогеохимические поиски рудных месторождений. Улан-Удэ, 1969, с. 204—220.

Сагет Ю. Е., Игумнов Н. Я., Несвижская Н. И. Геохимические поиски эндогенных месторождений бора. М., Наука, 1973. 135 с.

Сердюченко Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн.: Докл. сов. геол. к VI Международ. конгр. по седиментологии. М., 1960, с. 132—140.

Сердюченко Д. П., Павлов В. А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., 1967, с. 126—189.

Синякова С. Н. Содержание бора в почвах.— Тр. Биогеохим. лаб., 1939, т. 5, с. 151—160.

Скок Дж. Функции бора в растительной клетке.— В кн.: Микроэлементы. М., 1962, с. 295—318.

Соболев В. С. О структуре боратов.— Минерал. сб., № 3, Львов, 1949, с. 228—236.

Содержание микроэлементов в почвах Монгольской Народной Республики/Ц. Батцэрэн, Ж. Гардыху, Д. Бадарч, Ж. Лосолмаа.— В кн.: Микроэлементы в биосфере и применение их в сельском хозяйстве и медицине Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 94—97.

Ставров О. Д., Хитров В. Г. Бор в породах и пегматитах Восточного Саяна.— Геохимия, 1960, № 5, с. 405—413.

Сывороткин Г. С. О содержании бора в растениях, обладающих млечной системой.— В кн.: Микроэлементы в жизни растений и животных, М., 1952, с. 274—279.

Ткалич С. М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1970. 173 с.

Хардер Г. Геохимия бора. М., Недра, 1964. 135 с.

Хокс Х. Е., Узэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., Мир, 1964.

Цейтлин С. Г. Содержание бора в различных почвенных горизонтах и растениях.— Тр. Биогеохим. лаб., 1939, т. 5, с. 161—169.

Черных И. Д., Ковалевская О. М., Ковалевский А. Л. К биогеохимическим поискам месторождений бора.— В кн.: Биогеохимические поиски рудных месторождений. Улан-Удэ, 1969, с. 221—233.

Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах.— Геология рудных месторождений, 1961, № 1, с. 3—18.

Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах.— Геология рудных месторождений, 1961, № 3, с. 3—27.

Шабынин Л. И. О магнезиальноскарновой рудной формации.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 88—101.

Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра, 1974. 288 с.

Шабынин Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., Недра, 1964. 98 с.

Швыряева А. М. О возможности применения биогеохимического метода при поисках борного сырья.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., 1957, с. 305—312.

Швыряева А. М., Малашкина Н. С. Морфологические изменения и заболевания растений в горной биогеохимической провинции.— Тр. Биогеохим. лаб., 1960, т. 11, с. 238—245.

Школьник М. Я. Роль и значение бора и других микроэлементов в жизни растений. М., Изд-во АН СССР, 1939. 222 с.

Школьник М. Я. Значение микроэлементов в жизни растений и в земледелии. М., Изд-во АН СССР, 1950. 512 с.

Школьник М. Я. О физиологической роли микроэлементов у растений.— В кн.: Микроэлементы в жизни растений и животных. М., 1952, с. 39—54.

Школьник М. Я. О биологической роли бора в растительных организмах.— Успехи современной биологии, 1955, т. 40, вып. 2, с. 211—229.

Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., Наука, 1969. 208 с.

Эллис А. Дж. Геохимия гидротермальных районов.— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 167—179.

Эффендиев Г. Х., Рзазаде П. Ф. Сорбционный метод извлечения бора из вод и рассолов.— Тр. Ин-та химии АН Азербайджанской ССР, Баку, 1955, с. 124—159.

Яковлева В. В. О роли бора в углеводном обмене растений.— В кн.: Микроэлементы в жизни растений и животных. М., 1952, с. 137—149.

Яржемский Я. Я. Проблемы поисков борного сырья в галогенных толщах СССР.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 4—14.

Распределение средних содержаний валовых (\bar{X}_v), воднорастворимых ($\bar{X}_{\text{водн}}$) и кислотнорастворимых ($\bar{X}_{\text{кисл}}$) форм бора в некоторых почвах Советского Союза

Ассоциация почв	Генерация почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_v , млн ⁻¹	$\bar{X}_{\text{водн}}$, млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{\text{кисл}}$, млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Ульматно-Фульватные	Гумусовые	Совые	Кислые мерзлотно-таежные неопозолненные на массивных	Элювио-делювий гнейсов	A _{fu} A _{fu} B _h B _h Fe BC C _{st} al	25 (42)	2,7 (4)	10,8	—	—	Хр. Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье)
						25 (44)	2,7 (4)	11,0	—	—	
						25 (40)	10,8 (4)	43,3	—	—	
						18 (17)	5,3 (4)	5,3	—	—	
						12 (19)	—	—	—	—	
						—	—	—	—	—	
Кислые дерновые	Субальпийские горнолуговые светлорубые	Элювио-делювий слаботурманлизируванных гранодиоритов	A _{uf} B _{mh} BC C _{st} al	85 (4)	1,8 (4)	1,5	1,1 (4)	1,3	Чаткальский хр. Южная Киргизия		
				88 (4)	1,5 (4)	1,3	1,0 (4)	1,3			
				80 (4)	1,5 (4)	1,2	0,7 (4)	0,9			
				44 (4)	—	—	—	—			
				—	—	—	—	—			
				—	—	—	—	—			
Альпийские горнолуговые темные бурые	Элювио-делювий биотит-роговообманковых гранодиоритов	A _{fu} B _{mh} BC C _{st} al	50 (15)	4,4 (8)	8,8	1,2 (8)	2,5				
			56 (15)	1,6 (8)	2,9	1,0 (8)	1,8				
			47 (15)	0,8 (8)	1,8	0,6 (8)	1,3				
			31 (15)	0,4 (8)	1,3	0,3 (8)	1,0				

Элювио-делювий алякитовых гранитов	A_0	24 (31)	12,3 (4)	51,2	—	—
	$A_{uf}B_h$	24 (30)	5,7 (4)	23,7	—	—
Элювио-делювий биотит-роговообманковых гранодиоритов	A_{of}	17 (20)	1,5 (10)	8,0	5,8 (8)	30,5
	$A_{uf}B_h$	18 (20)	—	—	—	—
Элювий-делювий вулканогенных пород кислого состава	$A_{uf}B_h$	25 (34)	3,0 (4)	12,0	—	—
	$B_{hFe, Al}$	19 (19)	—	—	—	—
Элювио-делювий вулканогенных пород среднего-основного состава	BC	8 (8)	—	—	—	—
	C_{stsl}	—	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Западное Забайкалье)	A_{of}	17 (20)	1,5 (10)	8,0	5,8 (8)	30,5
	$A_{uf}B_h$	18 (20)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	$B_{hFe, Al}$	19 (20)	1,9 (8)	11,2	6,0 (12)	35,3
	BC	18 (20)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	C_{stsl}	17 (20)	1,4 (4)	8,2	5,4 (4)	31,8
	7 (20)	—	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	A_{uf}	59 (109)	9,0 (8)	15,3	12,0 (8)	20,3
	$A_{uf}B_h$	45 (112)	4,5 (8)	10,0	5,0 (8)	11,1
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	BC	44 (113)	2,3 (8)	5,2	9,0 (8)	20,5
	C_{stsl}	43 (41)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	A_0A_{fu}	27 (20)	1,4 (4)	3,7	15,4 (4)	40,5
	B_{hFe}	38 (20)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	BC	37 (20)	—	—	—	—
	C_{stsl}	41 (10)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	A_0A_{fu}	38 (20)	1,4 (4)	2,6	17,5 (4)	31,2
	$B_{hFe, Al}$	56 (20)	—	—	—	—
Хр. Улан-Бургасы (Восточное Забайкалье)	BC	58 (20)	—	—	—	—
	C_{stsl}	34 (10)	—	—	—	—

Ассоциация почв	Генерация почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_v млн ⁻¹	$\bar{X}_{водн}$ млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы Σ -бора, %	$\bar{X}_{кисл}$ млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Ульбатно-фрульватные	(Ульбатно-сиалитные сглиненные)	Альфегумусовые	Кислые дерновые лесные неподзоленные почвы на древнем речном аллювии	Комплекс перемежающихся песков и глин	A _{of} A _{uf} B _h B _h Fe, Al BC C _{st} al	19 (15)	—	—	—	—	Курбинский хр. (Западное Забайкалье)
						17 (15)	—	—	—	—	
			Элювий полимиктовых песчанов	Элювий	A _{fu} B _m BC C _{st} al	50 (12)	0,6	1,2	—	—	Хр. Сихотэ-Алинь (Южное Приморье)
						60 (11)	0,7	1,1	—	—	
			Горные бурые почво-широколиственных и смешанных лесов	Элювио-делювий липаритов	A _{fu} B _m BC C _{st} al	60 (8)	8,8	14,7	—	—	
						50 (4)	—	—	—	—	
			Глинистая кора выветривания гранодиорит-порфиритов	Глинистая кора выветривания гранодиорит-порфиритов	A _{fu} B _{1m} B _{2m} BC C _{st} al	40 (15)	0,1 (4)	0,2	—	—	Побережье Японского моря (Приморский край)
						30 (14)	0,5 (4)	1,6	—	—	
						20 (8)	5,2 (4)	26,0	—	—	
						14 (19)	—	—	—	—	
						30 (15)	4,0 (2)	13,3	25,0 (2)	83,3	
						20 (15)	0,0 (2)	0,0	0,0 (2)	0,0	
						80 (14)	1,2 (2)	1,6	1,8 (2)	2,2	
						20 (14)	16,6 (2)	4,3	4,3 (2)	21,6	
						30 (6)	0,0 (2)	0,0	0,3 (2)	1,0	

Буразмы	Кислыме	Элювио-делювий гранит-порфиров	A_{fn} B_m BC C_{stat}	70 (16) 80 (18) 90 (16) 40 (5)	2.2 (4) 1.6 (4) 1.3 (4) —	2.7 2.0 1.3 —	— — — —	Большой Кавказ
Карликовые иллювиально-гумусовые подзолы предгорных редколесий		Элювио-делювий гранитов	A_0E_p E_p BC C_{stat}	20 (15) 20 (15) 20 (17) 11 (10)	0.02 (10) 0.02 (10) 0.04 (10) —	0.1 0.1 0.2 —	— — — —	Хр. Джуг-джур (Хабаровский край)
		Элювио-делювий биотит-роговообманковых гранодиоритов	A_0E_p E_pB_h $B_{hFe, Al}$ BC C_{stat}	13 (8) 7 (6) 11 (8) 14 (8) 14 (10)	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —
Подзолистые иллювиально-гумусово-железистые таежные	Альфегумусовые подзолы	Элювио-делювий гранитон-дов	A_0A_{fu} E_p E_pB_{hFe} BC C_{stat}	20 (17) 16 (22) 30 (13) 30 (19) 12 (25)	0.0 (8) 0.0 (8) 0.01 (8) 0.05 (8) —	0.0 0.0 0.03 0.2 —	— — — — —	— — — — —
		Элювио-делювий аргилитов и алевролитов	A_0A_{fu} E_p BC C_{stat}	30 (6) 60 (5) 50 (12) 190 (18)	0.3 (6) 0.1 (5) 0.7 (12) —	1.0 0.2 1.4 —	— — — —	— — — —

Ассоциация почв	Генерации почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_v' , млн ⁻¹	$\bar{X}_{\text{водн}}'$, млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{\text{кисл}}'$, млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Суэаральные ульматно-фугляватные	Кислые глеево-элювиальные	Кислые грунтово-глеево-элювиальные	Кислые таежные подбелы	Бескарбонатные тяжелые делювиально-суглинки	A_0A_{uf} B_{gFe} C_g	40 (5)	0,9 (5)	2,2	—	—	Хр. Малый Хинган (Хабаровский край)
						60 (5)	4,8 (5)	8,0	—	—	
	Элювиально-подзолистые		Горные серо-бурые оподзоленные почвы широколиственных и смешанных лесов	Элювиально-делювиально-кислых эффузивов	A_0A_{uf} $E_{pl}B_t$ BC C_{stal}	50 (8)	0,05 (8)	—	—	—	Хр. Сихотэ-Алинь (Южное Приморье)
						30 (8)	2,1 (8)	—	—	—	
						20 (8)	9,7 (8)	—	—	—	
						9 (8)	—	—	—	—	
						43 (32)	0,7 (27)	—	—	—	Хр. Малый Хинган (Хабаровский край)
						41 (32)	0,4 (27)	—	—	—	
						33 (35)	1,5 (27)	—	—	—	
						25 (22)	—	—	—	—	
						20 (12)	—	—	—	—	Алданское нагорье (Южная Якутия)
						15 (10)	—	—	—	—	

Кислые супераквалыные	Кислые гумусо-вые глеевые	Кислые пойменные дельтовые	Дерново-аллювиальные мерзлотно-злонные почвы влажных лугов	Мерзлый аллювиально-дельтовый гранодиоритов	$A_0 A_{fu}$ B_g A_{fu} BC_{stat}	40 (10) 40 (12) 60 (6) 70 (10)	6,8 (10) 0,5 (5) 0,8 (5) 4,5 (5)	15,2 1,2 1,5 7,4	— — — —	Хр. Джугджур (Хабаровский край)	
			Пойменные лугово-лесные	Мерзлые песчаносуглинистые аллювиальные отложения	A_{fu} B B_g BC_g C_{stat}	6 (10) 10 (10) 12 (10) 19 (10) 22 (8)	— 1,0 (2) — 1,5 (2) —	— 10,0 — 7,6 —	— 2,2 (2) — 3,0 (2) —	— 21,4 — 16,2 —	Курбинский хр. (Западное Забайкалье)
Кислые торфяные	Кислые торфяные	Кислые дерново-глеевые	Таежно-мерзлотные кислые глеевые перегонные почвы марей	Иловатые бескарбонатные суглинки и глины	A_0 A_{fu} AB_g B_g C	20 (6) 19 (6) 13 (5) 8 (8) 16 (8)	— — — — —	— — — — —	— — — — 4,2 (2)	— — — — 51,5	
			Кислые торфяные (болотные)	Кислые среднемошные торфяные почвы вейниково-осоковых болот	Торфяники среднемошные	T_1 T_2	19 (4) 11 (4)	— —	— —	— 1,0 (1)	— 1,8

Продолжение прилож.

Ассоциация почв	Генерация почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_V , млн ⁻¹	$\bar{X}_{\text{воли}}$, млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{\text{кисл}}$, млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Кислые акваляные (болотные)	Кислые минеральные болотные	Кислые торфяно-глеявые	Торфянисто-болотные кислые глеевые почвы марей и кочкарников	Бескарбонатные оглеенные суглинки и глины	Т С Т С Т С	30 (20)	—	—	—	—	Нерчинский хр. (Восточное Забайкалье) Хр. Малый Хинган (Хабаровский край)
						14 (20)	6,0 (3)	9,0	—	—	
Кислые минеральные болотные	Кислые торфяно-глеявые	Кислые торфяно-глеявые	Торфянисто-болотные кислые глеевые почвы марей и кочкарников	Бескарбонатные оглеенные суглинки и глины	Т С Т С Т С	50 (10)	1,5 (3)	3,0	—	—	Хр. Сихотэ-Алинь (Приморский край)
						20 (19)	15,0 (5)	70,2	—	—	
Кислые минеральные болотные	Кислые торфяно-глеявые	Кислые торфяно-глеявые	Торфянисто-болотные кислые глеевые почвы марей и кочкарников	Бескарбонатные оглеенные суглинки и глины	Т С Т С Т С	10 (19)	7,8 (5)	82,4	—	—	Хр. Сихотэ-Алинь (Приморский край)
						30 (6)	1,3 (4)	4,0	—	—	
Кислые минеральные болотные	Кислые торфяно-глеявые	Кислые торфяно-глеявые	Торфянисто-болотные кислые глеевые почвы марей и кочкарников	Бескарбонатные оглеенные суглинки и глины	Т С Т С Т С	20 (4)	—	—	—	—	Хр. Джугдзур (Хабаровский край)
						20 (4)	12,8 (4)	61,5	—	—	
Кислые минеральные болотные	Кислые торфяно-глеявые	Кислые торфяно-глеявые	Торфянисто-болотные кислые глеевые почвы марей и кочкарников	Бескарбонатные оглеенные суглинки и глины	Т С Т С Т С	20 (4)	14,2 (4)	69,5	—	—	Хр. Джугдзур (Хабаровский край)
						10 (4)	—	—	—	—	
Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Серые почвы широколиственных лесов	Кора выветривания мелкозернистых липаритов	A _h f A _h E _{ph} B _m Ca ₂ stat C ₂ stat	30 (8)	4,2 (5)	0,8	—	—	Хр. Джугдзур (Хабаровский край)
						20 (8)	—	—	—	—	
Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Серые почвы широколиственных лесов	Кора выветривания мелкозернистых липаритов	A _h f A _h E _{ph} B _m Ca ₂ stat C ₂ stat	30 (11)	0,8 (5)	0,3	—	—	Хр. Джугдзур (Хабаровский край)
						15 (13)	7,5 (5)	1,2	—	—	
Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Фульватно-гуматные	Серые почвы широколиственных лесов	Кора выветривания мелкозернистых липаритов	A _h f A _h E _{ph} B _m Ca ₂ stat C ₂ stat	20 (8)	—	—	—	—	Хр. Джугдзур (Хабаровский край)
						20 (8)	—	—	—	—	

		A_{of} A/n B_{KCa} BC C_{CaCO_3}	100 (11) 60 (11) 70 (11) 70 (13) 10 (11)	1,6 0,2 0,7 0,3 —	1,4 0,2 0,8 0,7 —	23,0 (7) 8,0 (7) 12,0 (7) 6,0 (7) —	23,0 11,0 15,0 10,0 —	Нерчин- ский хр. (Восточное Забайкалье)
	Хрящевато- суглинистая кора вывет- ривания доломитов	A_{of} A/n B_{KCa} BC C_{CaCO_3}	38 (20) 32 (20) 30 (20) 23 (20) 10 (20)	2,0 (5) — 3,6 (5) 2,5 (5) —	6,4 — 10,5 9,5 —	12,6 (5) — 8,3 (5) 4,0 (5) —	30,5 — 26,0 17,0 —	Хр. Улан- Бургасы (Западное Забайкалье)
	Элювио- делювий мраморов	A/n AB B_{KCa} BC C_{CaCO_3}	22 (48) 20 (52) 17 (46) 16 (32) 8 (10)	2,1 (4) 0,3 (4) 3,6 (4) 7,0 (4) —	9,2 1,1 19,5 46,5 —	— — — — —	— — — — —	Хр. Хамар- Дабан (Южное Прибай- калье)
	Элювио- делювий кальцифи- ров	A/n B_1 B_2Ca BC C_{CaCO_3}	28 (19) 25 (19) 21 (19) 17 (24) 13 (8)	0,7 (4) 0,3 (4) 0,5 (4) 2,0 (4) —	3,1 0,9 1,9 9,5 —	— — — — —	— — — — —	

Нейтральные гумусовые

Кальций-гумусовые степные

Обыкновенные средние гумусовые черноземы типичных степей	Тяжелые лессовидные суглинки и глины	$A_h Ca$ B_{CaCO_2} BC_{CaCO_2} C_{CaCO_2}	39 (74) 40 (72) 36 (47) 70 (50)	2,3 (10) 3,4 (10) 1,7 (10) —	6,6 8,3 5,0 —	—	—	—	—	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)
Черноземы солонцеватые сухих степей	Тяжелые засоленные глины и суглинки	$A_h Ca$ B_{CaCO_2} V_{Na}	50 (92) 60 (90) 70 (49)	2,0 (10) 0,5 (10) 4,5 (10)	3,6 0,9 6,7	—	—	—	—	Волыно-Подольская возвышенность (Украина)
Черноземы южные среднемощные средние гумусовые	Карбонатные лессовидные суглинки	$A_h + V_{CaCO_2}$	47 (25)	—	—	—	—	—	—	Прегорья Большого Кавказа
Черноземы южные мощные средние гумусовые элаково-разнотравных степей	Бурые и светло-бурые карбонатные коры выветривания	$A_h Ca$ B_{CaCO_2} BC_{CaCO_2} C_{CaCO_2}	50 (11) 51 (7) 40 (11) 20 (15)	2,1 (11) 1,8 (7) 2,2 (11) —	3,6 4,8 4,0 —	—	—	—	—	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)
Магомашные черноземовидные почвы горных степей	Элювио-делювий сланцев и гнейсов	$A_h Ca$ B_{CaCO_2} BC_{CaCO_2} C_{CaCO_2}	30 (37) 30 (35) 30 (20) 10 (33)	1,6 (10) 0,9 (10) 1,9 (10) —	5,0 3,4 7,9 —	—	—	—	—	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)

нейтральные и слабощелочные

Ассоциация почв	Генерация почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_{H^+} мгн ⁻¹	$\bar{X}_{\text{водн}^+}$ мгн ⁻¹	Выход вогнорас- творимой формы бора, %	$\bar{X}_{\text{кисл}^+}$ мгн ⁻¹	Выход рас- творимой формы бора, %	Район исследования
Слабощелочные оглиненные											
Кальций-гумусовые оглиненные											
			Типичные темно- коричневые почвы арчевников	Карбонат- ные диссо- цированные виды суглинки	A_nCa V_{mst}^{st} V_{CaCO_2} V_{CaCO_3}	70 (56) 70 (45) 60 (22) 54 (43)	1,4 (8) 1,1 (8) 0,7 (8) 0,9 (8)	1,9 1,6 1,1 1,6	3,2 (8) 1,5 (8) 1,2 (8) 0,8 (8)	4,3 2,0 2,0 1,5	Чаткаль- ский хр. (Южная Киргизия)
			Светло- коричневые почвы ксе- рофитных полюнно- злаковых степей	Обызвест- кованный элювио- деллювий биотит- роговооб- манковых гранодио- ритов	A_nCa V_{mst}^{st} V_{CaCO_3} V_{CaCO_2}	50 (17) 50 (8) 50 (17)	1,9 (2) 0,5 (2) 0,9 (2)	3,4 1,2 2,0	0,8 (2) 0,3 (2) 0,5 (2)	1,4 0,8 1,0	
			Вышего- ценные серо-корич- невые почвы субтропи- ческих ксе- рофитных кустарников	Обызвест- кованный элювио- деллювий гранит-пор- фиров	A_nCa V_{mst}^{st} V_{CaCO_2} V_{CaCO_3}	50 (17) 50 (13) 40 (15) 40 (17)	4,9 (9) 1,8 (9) 1,4 (9) —	8,4 4,5 3,8 —	— — — —	— — — —	Предгорья Большого Кавказа

Продолжение прилож.

Продолжение прилож.

Ассоциация почв	Генерации почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_V , млн ⁻¹	$\bar{X}_{водн}$, млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{кисл}$, млн ⁻¹	Выход кислотно-растворимой формы бора, %	Район исследований
Нейтральные и слабощелочные	Нейтральные гумусовые	Кальций-гумусовые степные	Черноземовидные почвы высокогорных степей	Делювий миоценовых песчаников	A_{II} B _{CaCO₃} C _{CaCO₃}	61 (25) 38 (25) 32 (25)	— — —	— — —	— — —	— — —	Предгорья Вардениского хр. (Армения)
			Горные темно-каштановые почвы сухих степей	Элювио-делювий туфов и туфконгломератов	A + B + BC	70 (25)	—	—	—	—	
Кованые	Нейтральные гумусовые	Карбонатные	Сероземы типичные пустынных степей	Гипсоносные третичные и четвертичные суглинки	A + B + BC C _{CaSO₄}	66 (7) 60 (7)	— —	— —	— —	— —	Предгорья Гиссар-

Светлые сероземно-полянково-солянковых полупустынь

Соленосные глины и суглинки

A+B+BC
C_{sol}135 (5)
150 (5)

—

—

—

ского хр.
(Южная
Туркмения)

Маломощные сероземно-полянково-солянковой пустыни

Элювий рыхлых сахаровидных гипсов

A+B+BC
C_{CaSO₄}25 (9)
10 (9)

—

—

—

Бурые солонцеватые почвы эфемерно-злаковой полупустыни

Засоленные четвертичные глины и суглинки

A₁CaNa
B₁Na
B₂CaCO₃
B₃CaSO₄
BC₁^{sol}
BC₂^{sol}
C_{sol}47 (39)
59 (18)
38 (50)
41 (33)
66 (50)
21 (50)
81 (8)1,6 (5)
—
1,6 (5)
16,0 (5)
—
—
—3,4
—
4,2
39,0
—
—
—

—

Серо-бурые солонцеватые почвы солянково-эфемеровой пустыни

Записованные глины

A₁CaNa
B₁Na
B₂CaCO₃
B₃CaSO₄
BC₁^{sol}
BC₂^{sol}
C_{sol}47 (9)
66 (4)
56 (4)
50 (9)
34 (2)
53 (4)
81 (3)3,8 (3)
—
12,8 (4)
12,8 (4)
—
14,4 (4)
—8,1
—
22,8
25,6
—
27,1
—

—

Ассоциация почв	Генерации почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_n , млн ⁻¹	$\bar{X}_{вод}$, млн ⁻¹	Выход водорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{кисл}$, млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Слабощелочные суперакальные	Слабощелочные гумусовые глеевые	Луговые (галево-кальций-гумусовые)	Лугово-черноземовидные почвы типчаково-ковыльных	Покровные суглинки	A _h BC _{Ca} CO ₃ BC _g C _g	40 (30)	3,5 (5)	8,5	—	—	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)
						40 (30)	3,0 (5)	8,0	—	—	
Слабощелочные суперакальные	Гиротенно-обызвесткованные	Луговые обызвесткованные	Пойменные луговые темноцветные слоистые	Аллювио-делювий песчаников и соленосные глины	A _h B _{Ca} CO ₃ BC _{Ca} SO ₄ BC _{Ca} SO ₄ BC _{sol} C _{sol}	53 (42)	4,2 (10)	8,5	—	—	Предгорья Вердениского хр. (Армения)
						50 (21)	3,2 (10)	6,4	—	—	
Щелочные	Кислые глеевые	Кальций-гумусовые глеевые	Дерново-карбонатные таежные глеевые	Карбонатный делювий смешанного состава	T _{Ca} D _{Ca}	30 (11)	1,7 (3)	6,2	—	—	хр. Джугджур (Хабаровский край)
						30 (9)	0,4 (3)	1,2	—	—	

Кислотносупер	Слабогумусо	Дерновыесовые	—	Делювиальные карбонатные бонатные суглинки	T _{Ca} G _{Ca}	13 (1) 11 (1)	—	—	—	—	Нерлинский хр. (Восточное Забайкалье)	
				Солонцеватые такыры	Засоленные четвертичные глины	A + V _t Na	165 (4)	—	—	—	—	Восточная Туркмения
Щелочные суперкальвые	Щелочные элювиально-иллювиальные	Солонцы	Солонцы	Соленосные третичные и четвертичные глины и суглинки	A _f NaE B V _t Na A _f E _{sl} E _g V _t Na	54 (90) 65 (90) 80 (56) 40 (15) 40 (15) 40 (11)	1,7 (5) 1,0 (5) 15,5 (5) 4,2 (5) 3,2 (5) 2,5 (5)	2,8 1,5 21,2 9,5 7,3 5,0	—	—	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)	
			Солоди	Засоленные четвертичные глины и суглинки	A + V + BC	100 (3)	—	—	—	—	Предгорья Гиссарского хр. (Восточная Туркмения)	
		Солончаки	Хлоридно-сульфатно-натриевые солончаки	Засоленные четвертичные глины и суглинки	A _{sol} B BC	50 (2) 43 (2) 43 (2)	—	—	—	—	—	Пустыня Дарджи-Кум (Юго-Западная Туркмения)
			Шоровые солончаки хлоридно-кальций-натриевые	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Ассоциация почв	Генерация почв	Семейства почв	Типы почв	Почвообразующие породы	Генетические горизонты почв	\bar{X}_{H^+} , млн ⁻¹	$\bar{X}_{Ca^{2+}}$, млн ⁻¹	Выход воднорастворимой формы бора, %	$\bar{X}_{HCO_3^-}$, млн ⁻¹	Выход кислотнорастворимой формы бора, %	Район исследований
Щелочные суперакальные	Гидрогенные засоленные	Солончаки	Хлоридно-натриево-магниевые корковые солончаки	Пески и супеси	A _{sol} B BC	75 (6) 50 (25) 33 (25)	— — —	— — —	— — —	— — —	Полуостров Челекен (Юго-Западная Туркмения)
				Засоленные суглинки и глины	A _{sol} B BC	150 (13) 40 (13) 52 (13)	— — —	— — —	— — —	— — —	
Щелочные аккальные (болотные)	Засоленные болотные	Почвы солончакных болот	Хлоридно-кальций-натровые солончаки грязевых вулканов	Продукты извержения грязевых вулканов	A _{sol} B BC _{sol}	163 (14) 102 (14) 160 (14)	— — —	— — —	— — —	— — —	Кокчетавская возвышенность (Северный Казахстан)
				Щелочные болотные глеевые почвы	A _{Ca} AB _{sol} B _{gsol}	30 (2) 20 (2) 30 (2)	6,0 (2) 7,0 (2) —	18,2 33,5 —	— — —	— — —	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5

Часть I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПОРОДАХ, ПОЧВАХ, РАСТЕНИЯХ, ВОДАХ

Глава 1. Бор в осадочных породах	10
Глава 2. Бор в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях	20
Глава 3. Бор в интрузивных, метаморфических и гидротермально измененных породах	26
Глава 4. Бор в почвах	42
Глава 5. Бор в растениях	47

Часть II

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ

Глава 1. Эндогенные ореолы месторождений бора известковоскарновой формации	56
Глава 2. Эндогенные ореолы месторождений бора магнезиально-скарновой формации	74
Глава 3. Эндогенные ореолы бора в неборных типах месторождений	92

Часть III

ЭКЗОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ

Глава 1. Литогеохимические ореолы рассеяния бора в почвах	98
Глава 2. Биогеохимические ореолы	114
Глава 3. Гидрогеохимические ореолы	121

Часть IV

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Глава 1. Геохимические критерии поисков эндогенных борных месторождений	125
Глава 2. Методика геохимических работ	128
Список литературы	133
Приложение	140

ИБ № 2933

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Редактор издательства С. Г. Бароянц
Обложка художника В. К. Сафронова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы Л. Я. Голова,
О. А. Болтунова
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 05.03.79. Подписано в печать 07.09.79.
Т-14999. Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2. Гарнитура литер.
Печать высокая. Печ. л. 9,75. Уч.-изд. л. 10,47.
Тираж 600 экз. Заказ 176/12295—2. Цена 1р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский
проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика объединения
«Аэрогеология»