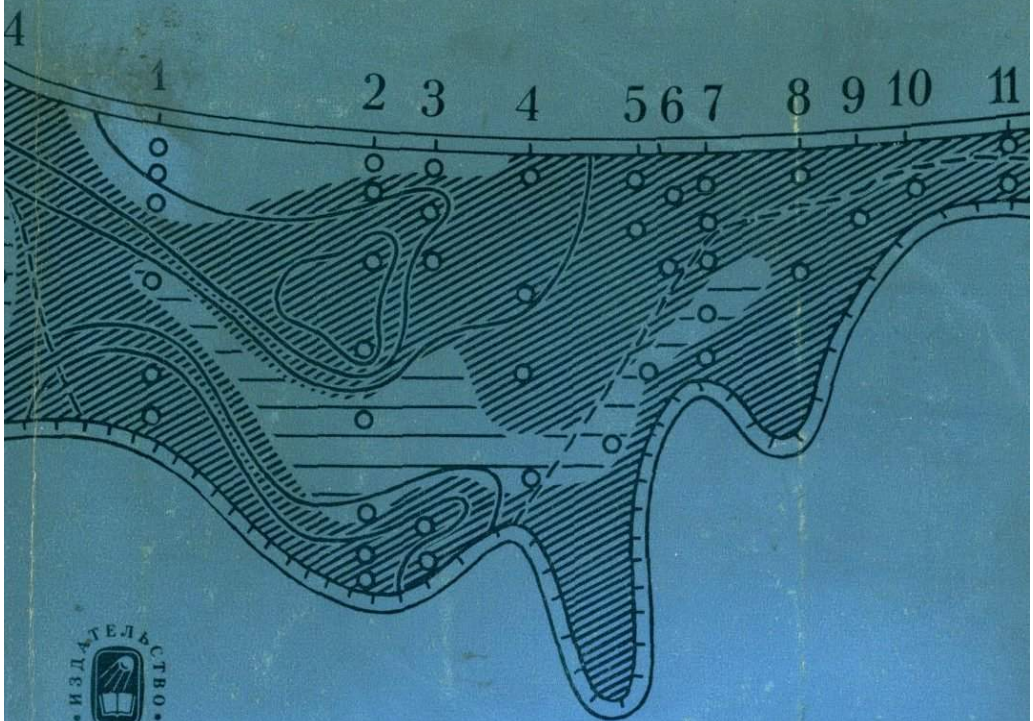


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1982



Геохимия ландшафтов рудных провинций. А.И. Перельман, Е.Н. Борисенко, Н.С. Касимов, А.Г. Никитин, Ю.В. Проскураков, Н.А. Шмелькова. При участии: А.Д. Айвазян, В.П. Иванчикова, Л.Д. Кудериной, Р.С. Смирновой, С.И. Сотниковой, Т.Т. Тайсаева. М.: Наука, 1982 г.

В книге освещены результаты многолетних исследований ландшафтов рудных провинций Казахстана, Средней Азии, Русской платформы, Забайкалья. Наряду с теоретическими обобщениями рассмотрены вопросы повышения эффективности геохимических методов поисков рудных месторождений. Показано, что для повышения эффективности геохимических поисков необходимо проводить районирование территории по условиям поисков на основе геохимии ландшафта и детально изучать элементарные ландшафты.

Ответственный редактор

В.И. РЕХАРСКИЙ

Исследования гипергенных процессов занимают важное место в работах Отдела геохимии ИГЕМ с момента его организации (1949). Большое значение этим исследованиям придавали основатель и руководитель отдела член-корреспондент А.А. Сауков (1902–1964) и консультант в области изучения гипергенных процессов академик Б.Б. Польшов (1877–1952), который в то время завершил оформление нового научного направления – геохимии ландшафта. Естественно, что исследования отдела по гипергенной тематике с самого начала приобрели ландшафтно-геохимическое направление. В качестве непосредственного исполнителя был привлечен А.И. Перельман – ученик Б.Б. Польшова и А.А. Саукова.

За прошедшие десятилетия в отделе выполнен значительный объем исследований, затронувших как теоретические проблемы геохимии ландшафта, так и различные практические приложения этой науки. Их основные результаты освещены в трудах ИГЕМ, а в систематизированном виде – в книгах А.И. Перельмана "Очерки геохимии ландшафта" (1955), "Геохимия ландшафта" (1961, 1966, 1975), "Геохимия элементов в зоне гипергенеза" (1972), "Геохимия биосферы" (1973) и "Биокосные системы Земли" (1977).

Характерная особенность работ по геохимии ландшафта, выполнявшихся в ИГЕМ, – их тесная связь с практикой. Уже в начале 50-х годов было показано, что геохимия ландшафта является одной из теоретических основ геохимических методов поисков рудных месторождений. Сейчас это общепризнано и нашло отражение в решениях многих авторитетных совещаний, в том числе в решениях Межведомственного совета по геохимическим методам поисков полезных ископаемых Академии наук СССР и Министерства геологии СССР.

С 1966 г. на базе геохимии ландшафта в содружестве с географическим факультетом МГУ ИГЕМ ведет исследования в Казахстане с целью повышения эффективности геохимических методов поисков рудных месторождений. Эти работы проводятся совместно с геохимическими организациями Казахстана. Работы выполняются на основе теоретических положений и по методике, разработанной в ИГЕМ, и под его общим научным руководством.

Рудные провинции Казахстана в качестве объекта исследований выбраны далеко не случайно. Как известно, в этой республике выполнен огромный объем работ в области геохимических поисков, накопился колоссальный фактический материал, нуждавшийся во всестороннем теоретическом осмыслении, в том числе и с позиций геохимии ландшафта. В начале 60-х годов теоретическим центром геохимических поисков в Казахстане был Казахский геофизический трест в г. Алма-Ате, в котором была создана Центральная геохимическая партия (ЦГХП), превратившаяся вскоре в Центральную геохимическую экспедицию (ЦГХЭ). В экспедиции был

организован особый ландшафтно-геохимический отряд, работавший по единой программе с МГУ и ИГЕМ. ЦГХЭ вскоре выросла в крупный методический центр, в котором проводились исследования в различных направлениях, с связи с чем геохимия ландшафта развивалась в тесном контакте с другими направлениями прикладной геохимии. Успеху работ по геохимии ландшафта в Казахстане способствовало и то, что руководство ЦГХЭ (В.З. Фурсов, Б.А. Досанова), Казгеофизтреста (Г.Р. Бекжанов) и Министерства геологии Казахстана (М.Д. Морозов) хорошо понимало важность этих работ и поддерживало их. В результате сравнительно небольшой коллектив геохимиков благодаря единому руководству и хорошо продуманной методике смог распространить свои исследования на важнейшие рудные провинции Казахстана, внести вклад и в общую теорию геохимии ландшафта, и в теорию геохимических поисков. В последние годы главное внимание геохимиков ИГЕМ, работающих по данной тематике, сосредоточено на разработке теории геохимических барьеров и исторической геохимии ландшафта. Изложению главным образом этой группы вопросов и посвящена настоящая монография.

В основу монографии положены результаты исследований в рудных провинциях Казахстана, частично использованы материалы работ ИГЕМ и по другим рудным провинциям — Русской платформе, Уралу, Средней Азии. В составлении монографии приняли участие также сотрудники МГУ, геохимики Казахстана и Бурятии. Все авторы данной книги принадлежат к одной научной школе и работают по единой методике.

В своих практических выводах авторы главное внимание уделяют вопросам повышения эффективности геохимических методов поисков. Однако книга не является методическим руководством по данному вопросу — это теоретическое исследование, которое вносит вклад в развитие общей теории геохимии ландшафта и геохимии гипергенных процессов в целом. Особенно это относится к систематике геохимических барьеров и характеристике отдельных типов концентраций рудных элементов на барьерах (А6, Д2, Е4 и т.д., по терминологии авторов). Вкладом в историческую геохимию являются разработка нового типа геохимических карт, а также сведения по палеогеохимии ландшафтов ряда рудных провинций СССР. Столь солидная теоретическая база определяет значение данной монографии также для разрешения других прикладных задач геохимии, связанных с вопросами рудообразования (прогнозированием месторождений) и охраной окружающей среды (проблема техногенных барьеров).

В.И. РЕХАРСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Истоки науки о ландшафтах, как известно, связаны с исследованиями В.В. Докучаева о зонах природы. Поэтому многие десятилетия главное внимание исследователей было направлено на "зональные типы ландшафтов". Отсюда вытекала и методология исследования, и конкретная методика: объектом изучения чаще всего являлись типичные ландшафты. Подобное направление научной мысли привело к важным результатам и позволило установить основные особенности тундры, тайги, степей, пустынь и других наиболее распространенных ландшафтов, выявить закономерности их размещения в пространстве. Эти теоретические достижения позволили решить и ряд практических вопросов преимущественно в области сельского хозяйства.

Однако постепенно стала все больше и больше выявляться некоторая односторонность такого подхода. При решении многих практических проблем необходимо изучать нетипичные ландшафты, занимающие небольшую площадь, изучать не только ландшафт в его характерном выражении, но и границы между ландшафтами и внутри ландшафта, которые часто являются геохимическими барьерами.

Главными факторами, определяющими формирование нетипичных ландшафтов, оказались тектоника, литология и рельеф, а главными объектами исследования стали ландшафты зон разломов, рудных месторождений, краевых частей болот и т.д.

В геологии давно уже утвердилось понятие о так называемых линейных корях выветривания (в отличие от "площадных кор"). По аналогии можно сказать, что возникла задача изучения линейных ландшафтов.

Существенно, что подобное направление исследований было подсказано практикой — необходимостью использования науки о ландшафтах при поисках рудных месторождений.

Один из наиболее эффективных методов обнаружения руд, как известно, — геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. Прогресс аналитической техники позволил проводить в СССР эти работы в большом объеме. Так, например, только в Казахстане литохимическими поисками в масштабе 1: 50 000 охвачено свыше 600 000 км², получена грандиозная геохимическая информация (миллиарды данных), выявлены многие десятки тысяч геохимических аномалий¹. Главная проблема сейчас заключается в оценке этих аномалий. Некоторые из них удалось интерпретировать и на этой основе открыть месторождения свинца, меди, молибдена и других металлов. Однако большая часть аномалий относится к труднооцениваемым. Часть из них не представляет практического интереса (рудопроявления, безрудные аномалии), но некоторые соот-

¹ В Казахстане эти работы были начаты Казахским геофизическим трестом в 1947 г. и к 1966 г. было проанализировано более 60 млн. проб [22].

ветствуют промышленным месторождениям. Поэтому оценка геохимических аномалий является одной из наиболее сложных задач геохимических поисков. Число неочененных аномалий или неполностью оцененных все еще велико. При этом нередко крупная и контрастная аномалия не представляет практического интереса, а слабая связана с промышленным месторождением. В настоящее время особенно важно искать также труднооткрываемые месторождения, которые на поверхности могут быть зафиксированы в виде слабых аномалий. Оценка геохимических аномалий возможна только при знании законов их образования — законов перемещения элементов в ландшафтах, т.е. при изучении путей миграции рудных элементов из горных пород и руд в кору выветривания, континентальные отложения, почвы, воды, растения, атмосферу. Поэтому одной из теоретических основ геохимических методов поисков является геохимия ландшафта, основы которой были заложены Б.Б. Польшовым. Значение геохимии ландшафта для поисков рудных месторождений обосновано А.И. Перельманом в монографии "Очерки геохимии ландшафта" [209].

Первые исследования по применению геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений были проведены на Южном Урале М.А. Глазовской с сотрудниками во второй половине пятидесятых годов. В дальнейшем подобные исследования приобрели значительное распространение. Четко выявились две основные практические задачи, которые решаются с помощью геохимии ландшафта: 1) районирование территории по условиям геохимических поисков; 2) оценка геохимических аномалий при наземных и глубинных поисках.

Ландшафтно-геохимические работы, проводимые с целью повышения эффективности геохимических поисков, дают материал и для решения других прикладных задач — охраны среды, здравоохранения, сельского хозяйства.

Два важнейших методических принципа лежат в основе использования геохимии ландшафта: принцип дифференциации и принцип историзма [204]. Первый заключается в признании неоднородности территории рудных провинций по условиям ведения геохимических поисков. Опыт этих работ показал, что условия миграции рудных элементов, а следовательно, и условия образования вторичных ореолов, и их оценка неодинаковы в тайге Сибири, Урала, Дальнего Востока, тундре Чукотки, сухих степях и пустынях Казахстана, высокогорьях Памира и Тянь-Шаня и т.д. Но и в пределах одной ландшафтной зоны и подзоны условия образования ореолов неодинаковы в зависимости от геологического строения и рельефа. Например, в таежной зоне, в горной тайге и на таежных плато, в районах развития карбонатных и силикатных пород, гранитов и базальтов ландшафтные условия поисков неодинаковы. Поэтому методика геохимических поисков должна быть дифференцирована применительно к отдельным типам, семействам, классам, родам и видам элементарных и геохимических ландшафтов.

Формирование ореолов во многих ландшафтах СССР началось еще в мезозое и даже ранее. За прошедшее время неоднократно менялись климатические и тектонические условия, в древних корах выветривания и других зонах выщелачивания интенсивность ореолов уменьшалась, а на

многочисленных геохимических барьерах вне участков месторождений и рудопроявлений возникали безрудные геохимические аномалии.

Следовательно, оценка геохимических аномалий должна быть основана не только на анализе современных ландшафтных условий, но и на анализе истории их развития. Необходимо изучать историю формирования аномалий. Поэтому историзм — второй важнейший принцип ландшафтно-геохимических работ, направленных на повышение эффективности геохимических поисков.

Дифференциация современной геохимической обстановки, а также различная история ландшафтов определили чрезвычайную пестроту ландшафтно-геохимических условий в рудных провинциях СССР. Даже в пределах одной природной зоны, например в сухой степи, вторичные ореолы в мелкосопочнике, на пенепах с древней корой выветривания образуются по-разному. В связи с этим методика поисков и оценки аномалий должна быть дифференцирована применительно к отдельным ландшафтам.

Исследования, положенные в основу данной книги, проводились авторами в связи с практическими задачами поисков месторождений в различных рудных провинциях, главным образом Мугоджарах, Северном, Центральном и Восточном Казахстане, в Прибалхашье, в пределах рудных полей месторождений меди, свинца, цинка и других металлов, а также в безрудных участках.

Главный метод определения микроэлементов в почвах, породах и растениях — полуколичественный спектральный анализ на спектрографах ДФС-13, ИСП-28 и ИСП-30. Сопоставление чувствительности этого анализа и кларков элементов в литосфере показывает, что для большинства изученных элементов чувствительность является вполне удовлетворительной. Лишь для мышьяка, сурьмы, кадмия, вольфрама, лития и бора чувствительность анализа несколько выше их кларков. Поэтому интерпретация распределения этих элементов в работе проводилась только для рудных площадей. Поскольку точность полуколичественного спектрального анализа составляет около $\pm 30\%$, в основном использовались статистические данные.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТА, СУЩЕСТВЕННЫЕ ДЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Участки земной поверхности, однородные в климатическом, геологическом и геоморфологическом отношении, были названы Б.Б. Польшовым элементарными ландшафтами. Их примерами могут служить склон в степном мелкосопочнике, сложенный диабазами, такыр в пустыне и т.д. Элементарные ландшафты являются основными единицами исследования в геохимии ландшафта, их площадь обычно невелика и может быть отображена лишь на карте масштаба 1: 10 000 и крупнее.

Так как элементарный ландшафт — это участок территории, однородный в климатическом отношении, сложенный одной породой и представляющий собой один элемент рельефа, то для него характерны определенное растительное сообщество и разность почвы, что свидетельствует об одинаковом на протяжении элементарного ландшафта развитии взаимодействия между горными породами и организмами. Критерием для выделения элементарного ландшафта служит однородная почва [228].

Каждый элементарный ландшафт характеризуется определенным фоновым содержанием элементов в почвах, коре выветривания, растениях, грунтовых водах. Поэтому, используя дифференцированный фон, можно отбраковать многие аномалии, выявленные при геохимических съемках: они оказываются фоном для элементарных ландшафтов. Подобные аномалии относятся к категории "ландшафтных".

Геохимическая классификация ландшафтов основана на особенностях биологического круговорота атомов, водной и механической миграции. Выделяются семь основных таксонов: ряд, группа, тип, семейство, класс, род и вид [195].

В этой книге рассмотрены ландшафты биогенного ряда, которые расчленяются на пять основных групп: лесную, степную и луговую, пустынную, тундровую, примитивно-пустынную. В каждой группе по особенностям биологического круговорота атомов выделяются типы ландшафтов: таежный, сухостепной и т.д.

Семейства выделяются в пределах типа, по интенсивности биологического круговорота, преимущественно зависящей от климата. В каждом типе выделяется не менее двух-трех и не более четырех семейств. Например, таежный тип разделяется на три семейства: северная, средняя и южная тайга. Черноземные степи также включают в себя три семейства: северное (с мощными черноземами), среднее (с обыкновенными черноземами), южное (с южными малогумусными черноземами). Аналогично выделяются три семейства тундр, сухих степей и т.д.

Классы элементарных ландшафтов выделяются по особенностям водной миграции (преимущественно в верхнем горизонте почв), и их особенно

важно учитывать при геохимических поисках, так как формирование вторичных ореолов рассеяния и других видов геохимических аномалий во многом обусловлено физико-химическими особенностями природных вод, определяющими среду миграции рудных элементов в почвах, корках выветривания, водоносных горизонтах.

Геохимическая систематика вод. Среди физико-химических условий, определяющих своеобразие вод, наибольшее значение имеют окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия.

В ландшафтах и в зоне гипергенеза в целом выделяются три типа окислительно-восстановительных условий: окислительные, восстановительные глеевые и восстановительные сероводородные. Они широко распространены в зоне гипергенеза и могут сменять друг друга в пределах одной и той же биокосной системы — почвы, ила, коры выветривания и т.д., формируя окислительно-восстановительную зональность [190—192, 195, 199].

Для окислительных условий характерно присутствие в водах свободного кислорода и других сильных окислителей. Железо, марганец, медь, ванадий, сера и ряд других элементов находятся в высоких степенях окисления (Fe^{3+} , Mn^{4+} , Cu^{2+} , V^{5+} , S^{6+}). Типоморфным элементом является кислород. Осадочные породы окислительного ряда имеют красную, бурую и желтую окраску.

В восстановительных условиях без сероводорода (глеевых) воды не содержат кислорода и других сильных окислителей, железо и марганец в форме Fe^{2+} и Mn^{2+} легко мигрируют и ведут себя как другие двухвалентные металлы — кальций, магний и т.д. Глеевые воды обычно содержат CO_2 и растворимые органические соединения. Породы имеют синю, зеленую, голубоватую, белесую и пятнистую окраску.

Восстановительная сероводородная обстановка характерна для солончаков и илов соленых озер. Здесь развивается десульфуризация, образуется сероводород.

Хотя глеевая и сероводородная обстановки не содержат свободного кислорода и являются восстановительными, в геохимическом отношении они противоположны друг другу — глеевая среда благоприятна для миграции многих металлов, а сероводородная — неблагоприятна (в связи с образованием нерастворимых сульфидов). Величины Eh при этом могут быть одинаковыми.

Условия миграции большинства рудных элементов в большой степени зависят и от актуальной реакции природных вод. Многие химические элементы, образующие катионы (катионогенные), легко мигрируют в кислых водах и слабее — в щелочных. К этой группе относятся преимущественно металлы: железо, медь, никель, кобальт и др. Химические элементы, образующие анионы (анионогенные), напротив, лучше мигрируют в щелочных водах. Это неметаллы и часть металлов. Некоторые элементы в зависимости от степени окисления и pH могут быть как в катионной, так и в анионной форме (цинк, алюминий, уран, молибден и т.д.). Наконец, миграция некоторых элементов практически не зависит от pH, так как они образуют легко растворимые соединения, подвижные в водах любого состава (натрий, хлор и др.).

По кислотно-щелочным условиям воды разделяются на четыре основ-

ные группы: 1) сильнокислые, 2) кислые и слабокислые, 3) нейтральные и слабощелочные, 4) сильнощелочные.

К сильнокислым относятся воды с $\text{pH} < 3$. Такая кислотность обычно обязана окислению элементарной серы, пирита и других дисульфидов, приводящему к образованию свободной серной кислоты. В сернокислых водах легко мигрирует большинство металлов, в том числе железо, медь, алюминий, цинк и т.д. Сильнокислые воды встречаются довольно часто, но распространены локально. Особенно они характерны для окисляющихся сульфидных месторождений, зон окисления пиритоносных глин и сланцев, вторичных кварцитов и др. В вулканических ландшафтах встречаются и солянокислые воды.

Кислыми и слабокислыми являются воды с $\text{pH} = 3-6,5$, их кислотность обусловлена процессами разложения органических веществ и поступлением в воды угольной кислоты, фульвокислот и других органических кислот. Если в почвах или горных породах мало катионов, то кислотность не может быть полностью нейтрализована, и в системе господствует кислая среда. В таких водах легко мигрируют металлы в форме бикарбонатов и комплексных соединений с органическими кислотами. Кислые и слабокислые воды широко распространены в лесных и тундровых ландшафтах.

Нейтральные и слабощелочные воды имеют $\text{pH} = 6,5-8,5$, их реакция чаще всего определяется отношением бикарбоната кальция к его карбонату или бикарбоната к CO_2 . Эта обстановка менее благоприятна для миграции большинства металлов, которые здесь осаждаются в форме нерастворимых гидроокислов, карбонатов и других солей. Анионогенные элементы, напротив, мигрируют сравнительно легко (кремний, германий и др.). Такие воды особенно характерны для лесостепей, степей и пустынь, а также для подземных вод известняков и изверженных пород. При разложении органических веществ здесь тоже образуются угольная и другие кислоты, но они полностью нейтрализуются кальцием, натрием, калием и другими катионами.

Сильнощелочные воды с $\text{pH} > 8,5$ обычно обязаны своей реакцией присутствию соды (NaHCO_3 , реже Na_2CO_3). Они наиболее характерны для некоторых лесостепных ландшафтов, саванн, установлены в водоносных горизонтах артезианских бассейнов. Многие металлы в этих водах почти не мигрируют, например кальций, стронций, барий, железо. Напротив, кремний, германий и другие анионогенные элементы мигрируют интенсивно. Замечательная особенность содовых вод состоит в том, что некоторые металлы в них ведут себя как анионогенные элементы, входя в состав различных подвижных анионов. Медь, например, входит в состав аниона $[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ и т.д. Скандий, иттрий, цирконий и другие элементы-гидролизаты, малоподвижные в слабокислых и слабощелочных водах, образуют здесь растворимые карбонатные комплексы [146, 199, 212, 341].

Геохимические классы биокосных систем. Каждая биокосная система ландшафта, каждая среда водной миграции характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, как это показано в табл. 1. Приведенная классификация не исчерпывает всего разнообразия природных вод. Однако наиболее распространенные явления в указанную классификацию несомненно укладываются

Таблица 1

Основные геохимические классы вод по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям

Щелочно-кислотные условия	Окислительно-восстановительные условия		
	кислородные воды	глеевые воды	сероводородные воды
Сильнокислые (рН < 3)	Сильнокислые	Сильнокислые	Сильнокислые
Кислые и слабокислые (рН 3–6,5)	Кислые	Кислые	Кислые
Нейтральные и слабощелочные (рН 6,5–8,5)	Нейтральные и слабощелочные	Нейтральные и слабощелочные	Нейтральные и слабощелочные
Сильнощелочные содовые (рН > 8,5)	Содовые	Содовые	Содовые

ются. Для каждого класса характерна, с одной стороны, определенная ассоциация элементов, с другой – “запрещенная” ассоциация элементов, малоподвижных в данных условиях.

Данные табл. 1 могут быть использованы при геохимической систематике почв, кор выветривания, континентальных отложений и водоносных горизонтов [190].

Зоны выщелачивания. В результате действия вод на горные породы и почвы формируются зоны выщелачивания. Их мощность колеблется очень сильно, и если, например, в почвах она обычно измеряется десятками сантиметров, то в коре выветривания уже многими метрами, а в водоносных горизонтах – сотнями метров и километрами.

Изучение зон выщелачивания представляет большой интерес при геохимических поисках рудных месторождений, так как с этими зонами связано ослабление или даже полное исчезновение вторичных ореолов рассеяния. Для формирования зон выщелачивания ведущее значение имеют окислительно-восстановительные условия вод. Выделяются три основных типа выщелачивания: 1) окислительное; 2) глеевое; 3) сероводородное.

В каждом типе выделяются зоны сильнокислого, кислого и слабокислого, нейтрального и слабощелочного и, наконец, содового выщелачивания. В результате получаются разновидности зон выщелачивания, соответствующие основным геохимическим классам вод, показанным в табл. 1.

В геохимии хорошо изучены зоны сернокислого выщелачивания, формирующиеся при окислении сульфидных руд. Они подробно описаны в известном руководстве С.С. Смирнова [278]. Хорошо изучено также кислое выщелачивание, например в древней коре выветривания и подзолистых почвах. Менее изучены процессы глеевого выщелачивания. Вместе с тем эти процессы широко распространены и их важно учитывать при геохимических поисках.

Геохимические барьеры и геохимические аномалии. В ландшафтах необходимо также изучать границы между геохимическими обстанов-

Таблица 2

Типы концентраций химических элементов на геохимических барьерах зоны гипергенеза

Физико-химические условия		Состав вод, поступающих				
Окислительно-восстановительные		Кислородные воды				
Щелочно-кислотные		1. Сильнокислые	2. Кислые и слабокислые	3. Нейтральные и слабощелочные	4. Сильнощелочные (содовые)	5. Сильнокислые
Границы pH в зоне гипергенеза		<3	3–6,5	6,5–8,5	>8,5	<3
Геохимический барьер	Кислородный А	A1 Fe	A2 Fe, Mn, Co	A3 Mn	A4	A5 Fe
	Сульфидный (сероводородный и др.) В	B1 Ti, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, U	B2 Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Mo, U	B3 Ti, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	B5 Ti, Pb, Cd, Bi, Sn
	Глеевый С	C1 Cu, U, Mo	C2 Cu, U, Mo	C3 Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V	C4 Cu, Ag, Cr, Mo, U, Re, Se, V, As	C5 Cu, U, Mo
	Щелочной D	D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, U	D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, (U)	D3		D5 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)
	Кислый E		E2	E3 Si, Mo	E4 (Cu), (Zn), Ag, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, (Ge), Zr, (Ti), Mo, Cr, V	
	Испарительный F	F1 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F2	F3 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	F4 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, Se, V	F5 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U
	Сорбционный G	G1 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G2 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, V, Mo, As	G3 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As)	G4 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As)	G5 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As
	Термодинамический H	H1	H2 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni	H3 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb	H4 Zn, (Cu), (U)	H5

ками, к которым приурочены концентрации элементов. Это геохимические барьеры – участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие – их концентрация [199].

к геохимическому барьеру						
Глеевые воды			Сероводородные воды			
6. Кислые и слабокислые	7. Нейтральные и слабощелочные	8. Сильнощелочные (содовые)	9. Сильнокислые	10. Кислые и слабокислые	11. Нейтральные и слабощелочные	12. Сильнощелочные (содовые)
3–6,5	6,5–8,5	>8,5	<3	3–6,5	6,5–8,5	>8,5
A6 Fe, Mn, Co	A7 (Fe), Mn, Co	A8 (Mn)	A9 S, Se, (Fe)	A10 S, Se	A11 S, Se	A12 S, Se
B6 Ti, Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg, U	B7 Ti, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo), (U)	B8 Ti, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe, Co, Ni, U)				
C6 Cu, U, Mo	C7 Mo, U	C8 Mo, U	C9	C10	C11	C12
D6 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, (U)	D7 Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni		D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As	D10 Mg, Ca, Sr, Ba	D11	
E6	E7 Si, Mo	E8 (Cu) (Zn), Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Zr, (Ti), Mo		E10	E11 Si, Ge	E12 Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Ge, Zr, (Ti)
F6	F7 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn	F8 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Zn	F9 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F10	F11 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F12 Li, Na, K, Rb, N, B, F, Cl, Br, J
G6 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Fe, Mn	G7 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G8 Li, Na, K, Rb, Cs, Ti, (Cl, Br, J, B, F, S, P)	G9 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G10 Ba, Sr, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G11 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G12 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, P)
H6 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni, Fe	H7 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb, Mn	H8 Zn, (Cu), (U)	H9	H10 Mg, Ca, Sr, Ba	H11 Mg, Ca, Sr, Ba	H12

В ландшафтах и зоне гипергенеза в целом барьеры образуются повсеместно в речных долинах, коре выветривания, почвах, на дне озер, океанов и морей, в глубоких горизонтах подземных вод и т.д. Однако их геохимическая сущность в самых различных частях земной коры нередко одинакова.

Те участки земной коры, которые мы теперь именуем барьерами, и раньше привлекали внимание исследователей как конкретное проявление различных процессов, как частный случай. Теперь же они рассматриваются как самостоятельные объекты исследования – особое научное понятие.

Нами выделяются три основных типа природных барьеров: механические, физико-химические и биогеохимические. Важное значение в ландшафтах имеют техногенные барьеры, которые также делятся на три типа.

Лучше других изучены и практически очень важны физико-химические барьеры. Они в свою очередь могут быть разделены на ряд классов. Так, в местах, где восстановительная обстановка (глеевая или сероводородная) сменяется окислительной, формируется кислородный барьер (А). При смене окислительной обстановки на восстановительную – сероводородный (В) или глеевый (С). При резком увеличении рН возникают щелочные барьеры (Д), при уменьшении – кислые (Е). Барьеры, таким образом, классифицируются по агенту, приводящему к концентрации вещества (окисление, восстановление и т.д.). С этих позиций могут быть выделены также испарительные (F), сорбционные (G), термодинамические (H) и прочие барьеры [197].

Кислородный барьер диагностируется по эпигенетическому ожелезнению (ржавые пятна гидроокислов железа) и омарганцеванию (черные примазки минералов марганца); восстановительный глеевый – по эпигенетическому оглеению (сизая окраска горизонтов); испарительный – по солевым коркам солончаков, гипсу, выцветам солей на стенках горных выработок и другим солевым аккумуляциям; сорбционный – по контактам пород и почвенных горизонтов различного механического состава: более дисперсный материал выступает в роли сорбента.

Концентрация элементов на физико-химических барьерах зависит, с одной стороны, от класса барьера, с другой – от состава вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена систематика типов концентрации элементов (табл. 2). Каждый тип концентрации обозначается индексом, включающим символ барьера и класс вод, поступающих к нему (например А5, Е4).

Предлагаемая систематика построена по матричному принципу, который позволяет прогнозировать новые типы концентраций, еще не установленные в природе. В табл. 2 выделены десятки типов концентраций, однако не все они известны: некоторые, например С4, В6, Е7 и другие, пока не установлены. Пользуясь табл. 2, можно наметить условия их образования и районы распространения. Другие концентрации, например Е1, Е5, невозможны, так как при встрече сильноокислых вод с кислым барьером элементы не концентрируются.

Понятие о геохимических барьерах является одной из методологических основ изучения процессов образования геохимических аномалий, оно важно для разработки методики поисков месторождений.

В природных условиях происходит неоднократное совмещение и комплексирование различных геохимических процессов как в пространстве, так и во времени. В связи с этим выделяются комплексные барьеры, образующиеся в результате наложения двух или нескольких взаимосвязанных геохимических процессов. Например, выпадение гелей гидроокислов железа и марганца на кислородном барьере и затем сорбция ими химических элементов (комплексный кислородно-сорбционный барьер А–G).

Двусторонние барьеры формируются при движении к барьеру с разных сторон вод различного класса. В результате на двустороннем барьере происходит осаждение разнородной ассоциации химических элементов (на-

пример двусторонний кислый и щелочной барьеры ЕЗ—Д2 в почвах безовых колков Северного Казахстана).

Различаются латеральные барьеры, образующиеся при движении вод в субгоризонтальном направлении, например на границе сопряженных элементарных ландшафтов, и радиальные барьеры, формирующиеся при вертикальной (снизу вверх или сверху вниз) миграции растворов в пределах почвенного профиля, континентальных отложений, кор выветривания, разломов. В конкретных природных условиях иногда происходит совмещение и этих морфологических типов барьеров.

Классы элементарных ландшафтов выделяются по табл. 1. Для краткости они обозначаются символами типоморфных элементов (как в тексте, так и на картах). Так, в тайге выделяются элементарные ландшафты кислого класса (H^+), кислого глеевого (H^+-Fe^{2+}), нейтрального и щелочного глеевого ($Ca^{2+}-Fe^{2+}$) и т.д. Кроме основных классов, выделяются и переходные: H^+-Ca^{2+} ; $H^+-Ca^{2+}-Fe^{2+}$ и др. В полевых условиях классы выделяются на основе изучения почв; при камеральных работах — по данным почвенных карт. Так, распространение обыкновенных черноземов дает основание для выделения нейтрального (Ca^{2+}) классов, подзолистых почв — кислого (H^+), большинства болотных — кислого глеевого (H^+-Fe^{2+}) и т.д. В ряде случаев классы могут быть выделены и по данным геологических карт. Так, распространение известняков и других карбонатных пород в тайге является основанием для выделения Ca^{2+} или H^+-Ca^{2+} классов.

Общее число классов невелико; к наиболее распространенным относится примерно 10—20 классов (H^+ , H^+-Ca^{2+} , Ca^{2+} , H^+-Fe^{2+} , $Ca^{2+}-Fe^{2+}$, $Na^+-Cl^-SO_4^{2-}$ и др.).

В районах распространения многолетней мерзлоты выделяются особые мерзлотные классы ландшафтов: кислый мерзлотный (H^+), кислый глеевый мерзлотный (H^+-Fe^{2+}) и др.

Роды и виды элементарных ландшафтов. Роды выделяются по особенностям механической миграции, связи почв с грунтовыми и поверхностными водами. Главное значение при выделении родов имеют геоморфологические критерии.

По условиям миграции химических элементов Б.Б. Полюнов выделял автономные и подчиненные элементарные ландшафты, которые мы считаем различными родами. К автономному (элювиальному) роду относятся поверхности водоразделов, характеризующиеся глубоким залеганием грунтовых вод. Вещество и энергия поступают в ландшафт из атмосферы и через нее. С водоразделов происходит снос продуктов выветривания в понижения рельефа, где образуются подчиненные элементарные ландшафты — супераквальные и субаквальные роды. Специфика супераквальных (надводных) элементарных ландшафтов состоит в дополнительном привносе грунтовыми и поверхностными водами продуктов, вымытых из кор выветривания и почв водоразделов. Уровень грунтовых вод здесь близок к поверхности. Примером могут служить поймы и солончаки в депрессиях рельефа. Для рода субаквальных ландшафтов характерен привнос материала с жидким и твердым боковым стоком. Это реки, озера и прочие водоемы. Помимо супер- и субаквальных, М.А. Глазовская [72] предложила выделять трансэлювиальные элементарные ландшафты (верхние части склонов), элювиально-аккумулятивные (нижние части склонов и сухие лога) и аккумулятивно-элювиальные (местные понижения с глубоким уровнем грунтовых вод). Это также различные роды элементарных ландшафтов.

Роды элементарных паншафтов в полевых условиях устанавливаются на основе изучения почв и рельефа, при камеральных работах — по топографическим и почвенным картам.

Виды элементарных ландшафтов выделяются по особенностям горных пород (если эти различия не имеют более крупного значения, т.е. если они не определяют тип, семейство или класс ландшафта). Так, в пределах одного класса и рода элементарных ландшафтов на сланцах и гранитоидах будут формироваться различные виды ландшафтов. Ландшафты на щелочных гранитах могут относиться к одному виду, на прочих разновидностях гранитов — к другому.

Геохимические ландшафты. Автономные и подчиненные элементарные ландшафты, связанные между собой миграцией химических элементов, образуют более сложную систему — геохимический ландшафт. Это совокупность элементарных ландшафтов, объединяемых стоком и приуроченных к одному типу рельефа. Примером геохимического ландшафта может служить сухостепной мелкосопочник, сложенный диабазами, выходящими на дневную поверхность в автономном ландшафте и перекрытыми рыхлыми образованиями в понижениях, а также таежное низкогорье, сложенное породами зеленокаменной формации, пустынный пепелен, фиксированный древней корой выветривания гранитоидов и т.д.

При классификации геохимических ландшафтов также выделяются ряды, группы, типы, семейства, классы, роды и виды. Например, как и при классификации элементарных ландшафтов, выделяются тундровые, таежные, сухостепные и прочие типы геохимических ландшафтов. Однако в эти термины вкладывается другое содержание. Так, таежный тип ландшафта включает в себя не только хвойный лес на подзолистых почвах, характерный для водоразделов и склонов, но и болота понижений, реки и озера.

Число типов геохимических ландшафтов превышает число типов элементарных ландшафтов, так как для одного типа рельефа могут быть характерны разные типы элементарных ландшафтов. Таков, например, лесостепной тип ландшафта (Южный Урал, Забайкалье).

Семейства и классы геохимических ландшафтов выделяются по семейству и классу автономного элементарного ландшафта.

По характеру рельефа выделяются три основных рода геохимических ландшафтов.

1. Плоские и слабоволнистые равнины; преобладают плоские поверхности и очень пологие склоны — автономные (элювиальные) и супераквальные элементарные ландшафты.

2. Расчлененные возвышенности, в которых плоские поверхности — автономные (элювиальные) элементарные ландшафты — чередуются со склонами — трансэлювиальными и элювиально-аккумулятивными.

3. Сильнорасчлененный рельеф с характерным преобладанием трансэлювиальных ландшафтов (сильнорасчлененные возвышенности, холмистый рельеф, горы).

Виды геохимических ландшафтов выделяются по особенностям геологического строения с учетом типа формаций, тектоники (виды на красноцветной формации, на угленосной и т.д.). Основа при выделении видов — геохимическая специализация территории (в пределах рода).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ
ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Б.Б. Польшов разработал специфический метод геохимии ландшафта — сопряженный анализ. Он заключается в сопряженном изучении горных пород и речных вод, позволяющем установить интенсивность миграции элементов в коре выветривания, а также изучении почв и растительности, на основе которого вычисляются ряды биологического поглощения элементов, включает в себя другие методические приемы [229]. Дальнейшее развитие эта методика получила во многих трудах по геохимии ландшафта. Ниже мы остановимся на приемах исследования, сложившихся в процессе изучения геохимии ландшафтов рудных провинций в основном в Казахстане.

Особенности документации разрезов, обработка и интерпретация данных анализов. Первый этап документации ведется в обычной последовательности: выделяются слои пород, генетические горизонты почв и коры выветривания и т.д. Наряду с обычными приемами, разработанными в почвоведении и геологии, в разрезах отмечается характер геохимических обстановок, устанавливаются зоны выщелачивания и геохимические барьеры (см. табл. 1 и 2). В специальной колонке разреза отмечается вид аномалии, установленный или предполагаемый, стрелкой — направление движения вод к барьеру.

38/5 Образцы почв и пород следует отбирать не только из средних частей горизонтов и слоев, но также с участков геохимических барьеров, приуроченных часто к их контактам. Особенно тщательно отбирают образцы пород с эпигенетическими изменениями. Помимо валовых проб, на анализ отбираются солевые, гипсовые, карбонатные, марганцевые и другие новообразования.

При документации разреза большое внимание обращается на подвижные компоненты, характеризующие геохимическое своеобразие почв или породы и их связь с современными и древними водами. Особое внимание должно быть уделено подвижности железа и марганца, сведения о которой позволяют судить о современных или древних окислительно-восстановительных условиях в почве и породе. Характер обстановки условно изображается в колонке разреза цветом (окислительная обстановка — красным, восстановительная глеевая — зеленым, сероводородная — синим).

Непосредственно в поле все горизонты разреза обозначаются соляной кислотой на присутствие карбонатов. Тем самым выделяется карбонатная и бескарбонатная среда миграции, отмечающаяся в специальной колонке разреза штриховкой. Штриховкой показывается также огипсование и засоление легкорастворимыми солями. На общем фоне штриховки специальными условными знаками дается тип солевых аккумуляций.

Один из важных элементов методики ландшафтно-геохимических исследований — составление графиков распределения содержаний элементов по профилям почв, кор выветривания, пород и т.д. Ввиду резкого различия кларков элементов их распределение практически невозможно изобразить в обычном масштабе на одном графике. Поэтому на графиках наносят не абсолютные содержания элементов, а их кларки concentra-

ции (KK), т.е. отношение содержания элемента в изучаемом образце к его кларку в литосфере. В результате можно изобразить распределение всех элементов на одном графике. В тех случаях, когда концентрация какого-либо элемента меньше его кларка в литосфере, применяют кларк рассеяния — отношение кларка данного элемента в литосфере к его содержанию в образце (KP). Использование кларков рассеяния делает график более контрастным.

Положительные пики на кривых распределения позволяют установить геохимические барьеры, а отрицательные — зоны выщелачивания. Однако при интерпретации результатов анализов необходимо учитывать их ошибку ($\pm 30\%$ для полуквантитативного спектрального анализа), которая в некоторых случаях может объяснить пики на графиках. Правильность анализа коррелируется совпадением пиков элементов, входящих в одну парагенную ассоциацию. Так, например, для кислородного барьера характерно накопление марганца и кобальта, для испарительного — стронция, молибдена, цинка и т.д. Поэтому совпадение даже небольших пиков элементов одной ассоциации может являться отражением реальных процессов, а не ошибкой анализа. Естественно, что при изучении распределения элементов по профилю необходимо учитывать не только возможность их эпигенетического перераспределения, но и смену пород по разрезу. В таких случаях различия в содержании элементов могут быть связаны с различием фоновых содержаний, характерных для каждого из встречаемых литологических, стратиграфических и других горизонтов.

При обработке материалов важное значение приобретает математическая статистика. Изучаемые системы разделяют на однородные совокупности. Например, при исследовании древней коры выветривания в Мугоджарах к одной совокупности была отнесена кислая незасоленная каолиновая кора выветривания основных эффузивов, к другой — та же кора, подвергшаяся огипсованию и засолению. Для каждой однородной совокупности по большому числу проб строятся вариационные кривые или графики накопленных частостей, с которых снимаются параметры распределения (мода, среднее геометрическое, среднее квадратичное отклонение и т.д.). Оценка достоверности этих значений производится с помощью критериев, принятых в статистике (критерии Стьюдента, Фишера, Колмогорова и др.).

Сравнение различных эмпирических кривых распределения плотностей вероятности позволяет судить о влиянии тех или иных геохимических процессов на миграцию элементов. Так, распределение элемента в засоленных древних корах выветривания Мугоджар сравнилось с кривой, построенной для незасоленной коры. В незасоленных корах модальное содержание молибдена составляет $2,8 \cdot 10^{-5}\%$, в засоленных — $11,2 \cdot 10^{-5}\%$, что указывает на концентрацию молибдена при засолении.

При ландшафтно-геохимических исследованиях необходимо сравнивать системы по распределению многих химических элементов. Для этого могут использоваться различные варианты геохимических спектров [284].

Методы математической статистики должны применяться наряду с анализом конкретных профилей почв, кор выветривания и континентальных отложений.

Ландшафтно-геохимическое картографирование и районирование. Ландшафтно-геохимическое картографирование — один из основных методов

геохимии ландшафта. Оно проводится на основании полевых исследований и литературных данных.

Так как к главным факторам регионально-геохимической дифференциации ландшафтов относятся климат, геологическое строение и рельеф, то понятно, что границы геохимических и элементарных ландшафтов во многих случаях являются не особыми "геохимическими границами", а петрографическими, тектоническими, геоморфологическими, климатическими и прочими границами. Поэтому ландшафты обычно выделяются на основе негеохимических методов. Геохимическая природа карты в этом случае определяется, с одной стороны, геохимической классификацией ландшафтов, с другой — теми геохимическими показателями, которые используются для их характеристики.

Однако в ряде случаев геохимические исследования позволяют провести совершенно новые границы, и в этом случае геохимический ландшафт не будет точно соответствовать границам других территориальных обособлений — геоморфологических, геологических, петрографических, почвенных и прочих районов и провинций.

Важнейшим методом ландшафтно-геохимических работ при поисках рудных месторождений является составление карт геохимических ландшафтов масштаба 1 : 50 000 и мельче, на основе которых проводится районирование территории по условиям геохимических поисков и карт элементарных ландшафтов масштаба 1 : 10 000 и 1 : 5000 для оценки геохимических аномалий.

Для территории СССР составлена карта геохимических ландшафтов масштаба 1 : 20 000 000 [202]. Для отдельных территорий имеется опыт составления карт масштаба 1 : 2 500 000 и крупнее. А.Е. Савадской и В.З. Фурсовым [257] составлена карта геохимических ландшафтов территории Казахстана в масштабе 1 : 1 500 000. На ней выделены типы, семейства, классы, роды и виды ландшафтов.

В качестве примера рассмотрим методику составления ландшафтно-геохимической карты Северного Прибалхашья масштаба 1 : 2 500 000. Наиболее крупными таксономическими единицами, выделенными на карте, являются типы и семейства геохимических ландшафтов, формирование которых определяется биоклиматическими особенностями. Главная закономерность размещения типов и семейств — зональность. В пространстве типам ландшафтов соответствуют ландшафтные зоны, семействам — подзоны. Выделение типов и семейств проводилось по картам почв и растительности. На территории Северного Прибалхашья выделено три типа геохимических ландшафтов — луга, сухие степи, пустыни.

В пределах типов и семейств выделены классы ландшафтов, различающиеся по условиям водной миграции. Разделение типов и семейств на классы проводилось также по почвенной карте. Масштаб данной карты и литературные данные позволили выделить шесть классов ландшафтов.

Роды геохимических ландшафтов выделены по интенсивности водообмена, соотношению химической и механической денудации, контрастности между автономными и подчиненными ландшафтами, т.е. они отражают геоморфологические условия. Поэтому для выделения родов была использована геоморфологическая карта.

Ландшафты I рода — плоские равнины с замедленным водообменом

и слабым эрозионным расчленением (приозерные низменности, аллювиальные равнины и др.). К ландшафтам II рода отнесены денудационные и цокольные равнины, где поверхностный и подземный сток более энергичен. Ландшафты III рода характеризуются наиболее энергичным водообменом, преобладанием склонов, отсутствием плоских участков (мелко-сопочник).

Геоморфологические особенности территории тесно связаны с мощностью рыхлых отложений, которая в свою очередь оказывает решающее влияние на выбор методики геохимических поисков. Так, на картируемой территории ландшафты I и II родов покрывают около 70% площади. Это неблагоприятно для проведения литохимических съемок, геохимических поясков рудных месторождений по первичным и вторичным открытым ореолам рассеивания.

Виды ландшафтов выделялись по геологическим формациям. Для этого была использована карта геологических формаций Восточного Казахстана (масштаб 1 : 1 500 000), составленная под редакцией М.И. Александровой. Особенно важно для ландшафтно-геохимических карт, составляемых с поисковыми целями, то, что формации обладают определенными геохимическими особенностями, что с ними часто связаны рудопроявления и месторождения разнообразных полезных ископаемых. Так, например, для андезит-липаритовой формации, наиболее широко распространенной на территории Северного Прибалхашья, характерны повышенные содержания меди, свинца, галлия, молибдена.

Основные закономерности геохимии ландшафтов отражены в оформлении карты. Граница между типами, семействами резче, чем граница между классами ландшафтов. Граница между родами ландшафтов проведена пунктиром, между видами ландшафтов — пунктиром с точкой.

Типы и семейства ландшафтов обозначены буквами, классы — геохимическими символами ($\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+$ и т.д.), роды — римскими цифрами (I, II, III), виды — значками (γ, β и т.д.).

Мелкомасштабные карты геохимических ландшафтов используются для районирования территории по условиям геохимических поисков. Первый опыт такого районирования был выполнен А.И. Перельманом и Ю.В. Шарковым [222]. При составлении карты были использованы положения геохимии ландшафта, современные представления о методах поисков полезных ископаемых и типах месторождений. При этом использовалась карта геохимических ландшафтов СССР.

На карте районирования территория СССР разделена на три типа областей по выраженности ореолов рассеивания.

Первый тип — хорошо обнаженные местности с расчлененным рельефом и широким развитием ореолов на поверхности. Таковы Кавказ, Карпаты, горы Средней Азии, Южной Сибири и Дальнего Востока, наиболее расчлененные районы Центрального Казахстана, Карелии, Кольского полуострова. Руды здесь местами залегают почти с поверхности, эти районы наиболее благоприятны для поисков.

Второй тип областей характеризуется плохой обнаженностью рудоносных толщ, преобладанием ослабленных и неглубоко погребенных ореолов рассеивания. Это большая часть Центрального Казахстана, Карелии и Кольского полуострова, Восточной Сибири и другие районы, где рудные тела

перекрываются слоем песков, суглинков и глин мощностью несколько метров. Искать рудные месторождения в этих областях значительно труднее.

Наконец, к третьему типу областей относятся равнинные районы с глубоко погребенными ореолами. Таковы Западно-Сибирская, Прикаспийская, Кубанская, Полесская и другие низменности, сложенные мощными толщами четвертичных и неогеновых отложений. Геохимические поиски рудных месторождений поверхностными методами в большинстве случаев малоэффективны, так как рудные толщи залегают очень глубоко.

В пределах первых двух областей на карте показаны основные тектонические структуры, определяющие типы месторождений. На карте также показаны основные типы ландшафтов: тундра, тайга, степи, пустыни и т.д. Каждый геохимический ландшафт характеризуется особыми условиями миграции химических элементов и, следовательно, определенными закономерностями формирования ореолов рассеяния.

Карта дает представление о большом разнообразии условий геохимических поисков на территории СССР. Она может быть использована при планировании и проведении этих работ.

В настоящее время по условиям ведения геохимических поисков мы выделяем не три, а четыре типа областей: 1) области развития открытых ореолов; 2) области с преобладанием ослабленных и неглубоко погребенных ореолов; 3) закрытые области с аллохтонными отложениями мощностью до 200 м, местами до 100 м (возможно образование на поверхности слабых наложенных ореолов); 4) закрытые области, мощность перекрывающего чехла 100–200 м и более.

Следует учитывать, что в 1 типе областей открытые ореолы только преобладают, но наряду с подобными условиями встречаются фрагменты областей 2-го, 3-го и даже 4-го типов (например долины с мощными четвертичными отложениями). Аналогично в областях 2-го типа возможны фрагменты областей 3-го и 4-го типов, а местами и 1-го типа.

В пределах первых трех областей при районировании по условиям поисков следует выделять геохимические ландшафты.

Ландшафтно-геохимическое районирование для Урала проводилось М.А. Глазовской с сотрудниками, Г.А. Вострокнутовым и др. В Бурятии районирование выполнил Т.Т. Тайсаев, в Узбекистане – М.А. Абатурова, на Украине – Б.Ф. Мицкевич и О.М. Лепилин, в Грузии – К.В. Хуродзе, в Кураминском хребте – Х.Б. Фаттахов, на Алтае – Б.А. Воротников, в Кузнецком Алатау и Горной Шории – Ю.А. Новиков, в Азербайджане – Э.Т. Байрамалибеги и др. [54]. Особенно большие работы выполнены в Казахстане.

А.Е. Савадская и В.З. Фурсов на основе карты геохимических ландшафтов Казахстана и карты распространения мезозойских и кайнозойских отложений составили схему районирования территории республики по условиям ведения геохимических поисков в масштабе 1 : 1 500 000 [258]. Были выделены области, доступные для ведения геохимических поисков, с мощностью мезокайнозоя менее 100 м и области с чехлом рыхлых отложений 100 м и более. При районировании первых областей учитывались ландшафтные особенности формирования вторичных ореолов рассеяния. Всего было выделено 38 районов, объединенных в четыре группы.

1. Высокогорные и среднегорные районы с преимущественным развитием потоков и остаточных вторичных ореолов.

2. Низкогорные и равнинные районы с лесостепными и степными ландшафтами, открытыми и погребенными ореолами.

3. Низкогорные и равнинные районы с сухостепными и пустынными ландшафтами, преимущественно открытыми остаточными, наложенными и реже погребенными ореолами.

4. Равнины с преимущественным развитием мезокайнозоя мощностью менее 100 м.

Для каждого из 38 районов приведена характеристика ландшафтно-геохимических условий, типов ореолов, рациональных методов геохимических поисков.

Значительные работы по ландшафтно-геохимическому районированию в масштабе 1 : 200 000 были проведены на территории Южного и Восточного Казахстана [117, 124].

При геохимических поисках масштаба 1 : 50 000 также проводят районирование территории на основе ландшафтно-геохимической карты, макет которой желательно составлять до начала полевых работ. С этой целью на топографическую основу наносят почвенные, геоботанические, геоморфологические и геологические контуры с корректировкой их по фотоплану.

Как и при мелкомасштабном картографировании, типы, семейства и классы выделяют по почвенной и геоботанической картам, роды — по геоморфологической и топографической, виды — по геологической.

Основным объектом полевого картографирования является геохимический ландшафт, изучение которого начинают с заложения на местности ландшафтных профилей вкрест простираения типов рельефа (рис. 1). Сеть профилирования прокладывается таким образом, чтобы она пересекла все типы геохимических ландшафтов, выявленных на предварительной схеме. В дневнике схематически изображают профиль (сопряжение) с вынесенными на него точками наблюдений.

Для контуров, выделенных на карте, собираются сведения о растительности, почве, коре выветривания, континентальных отложениях, водах. Особое внимание уделяется изучению геохимических барьеров и зон выщелачивания.

В камеральный период после обработки аналитических данных составляют окончательный вариант ландшафтно-геохимической карты (рис. 2), на основе которой проводят районирование исследуемой территории по условиям ведения геохимических поисков.

При интерпретации аналитических результатов особое внимание уделяется изучению физико-химической обстановки почв и рыхлых отложений, в которых происходит образование вторичных ореолов и их последующая деформация. Главное внимание уделяется установлению щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий миграции химических элементов в пределах профиля почв, коры выветривания и континентальных отложений. В результате почвы, континентальные отложения и коры выветривания расчленяются на системы, анализ которых позволяет выявить роль эпигенетических процессов в формировании вторичных ореолов рассеяния, а также установить для них парагенные ассоциации химических элементов и их фоновые содержания, уточнить специфику

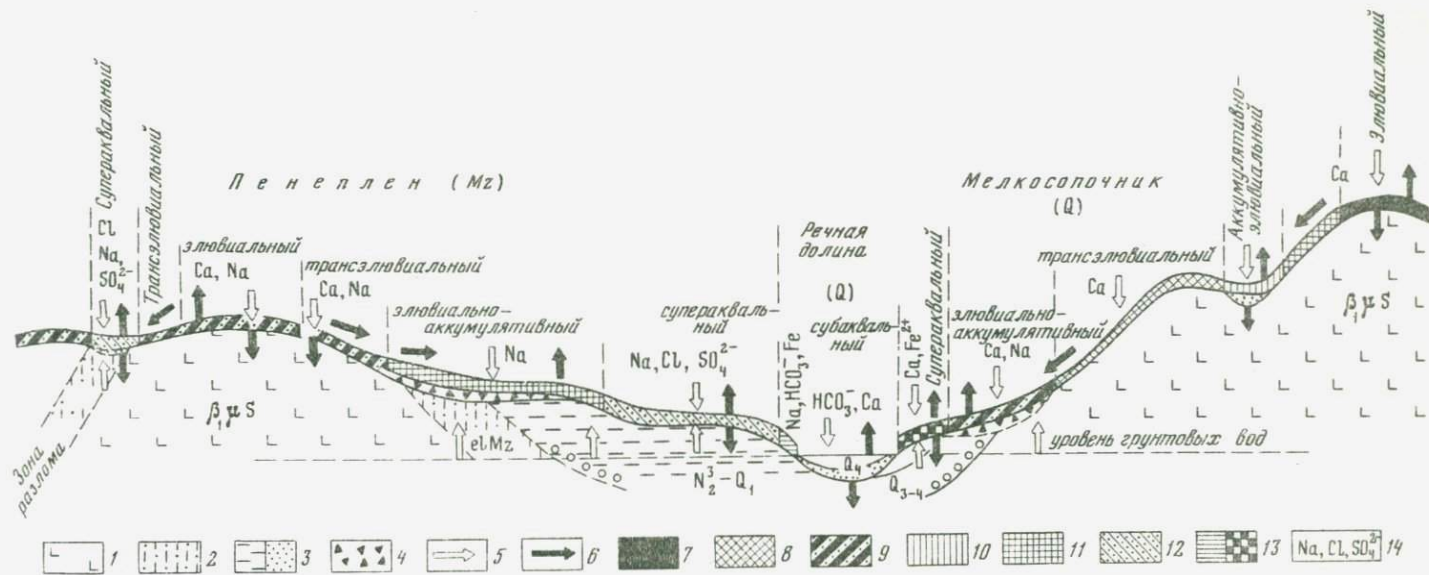
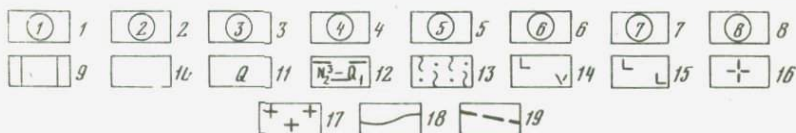
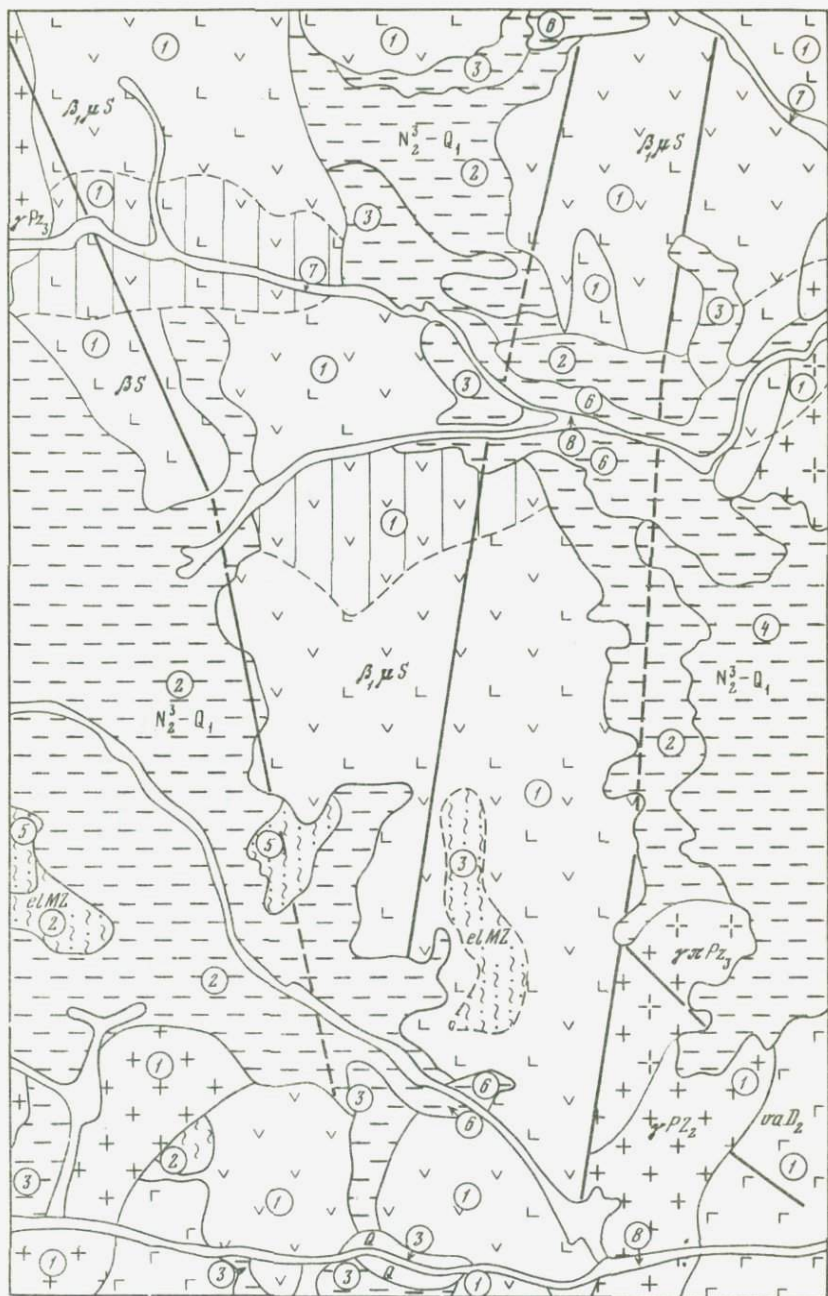


Рис. 1. Ландшафтно-геохимический профиль в сухие степях Южных Мугоджар

1 - скальные породы; 2 - древняя кора выветривания; 3-4 - аккумулятивные отложения; 5 - речные, озерные и др., 6 - склонов; 7 - удаление веществ из ландшафта в атмосферу и грунтовые вод; 6 - удаление веществ из ландшафта в атмосферу, грунтовые и поверхностные воды; 7-13 - почвы: 7 - малоощенные каштановые, 8 - каштановые, 9 - каштановые солонцеватые, 10 - лугово-каштановые, 11 - солонцы, 12 - солончаки, 13 - луговые глеевые; 14 - типоморфные элементы и ионы



поведения химических элементов в отдельных телах и горизонтах зоны гипергенеза. Полученные данные по системам выносятся на ландшафтно-геохимические профили.

С целью правильной интерпретации аномалий — отбраковки рудных аномалий от безрудных — большое внимание уделяется истории развития ландшафтов и установлению геохимических реликтов, так как они часто представляют собой бывшие геохимические барьеры (например гипсовые горизонты, аккумуляции железа и марганца) и зоны выщелачивания (каолиновые горизонты древней коры выветривания). Эти сведения также выносятся на ландшафтно-геохимические профили.

Следующим этапом камеральных работ является оценка параметров нормального поля рассеяния в каждом геохимическом ландшафте. Выделение слабых геохимических аномалий требует точного определения геохимического фона, что решается статистической обработкой данных по ландшафтам. В результате отдельные геохимические ландшафты или их группы характеризуются конкретными фоновыми и аномальными значениями элементов. Этот подход позволяет избежать выделения безрудных аномалий за счет различий фоновых значений отдельных ландшафтов и более надежно оконтурить слабые аномалии. Основными критериями объединения геохимических ландшафтов в районы являются условия эрозионного вскрытия геологических формаций, мощность и генезис рыхлых отложений, типы вторичных ореолов рассеяния, зон выщелачивания, геохимических барьеров и безрудных аномалий. Эти критерии были положены в основу разделения территории Южных Мугуджар на три группы районов: I — районы развития элювия и делювия палеозойских пород с механическими и солевыми вторичными ореолами рассеяния; II — районы развития древней коры выветривания в комплексе с элювием и делювием палеозойских пород с маломощными четвертичными отложениями, с наложенными сорбционными вторичными открытыми и полупогребенными ореолами рассеяния; III — районы развития четвертичных и неогеновых отложений с погребенными ореолами рассеяния. В пределах групп на карте показаны подрайоны, различающиеся по условиям формирования рудных и безрудных аномалий. Например, во второй группе выделены два подрайона. Для первого характерно ослабление ореолов рассеяния в древ-

Рис. 2. Карта геохимических ландшафтов одного из районов Мугуджар

1-8 — типы, семейства и классы геохимических ландшафтов: 1-2 — северные сухие степи: 1 — кальциевый класс (Ca^{2+}) — маломощные слабозразвитые каштановые почвы, 2 — кальциево-натриевый класс ($Ca^{2+}-Na^+$) — каштановые солонцеватые почвы; 3-6 — пустыни северные: 3 — натриевый класс (Na^+) — солонцы сухие окислительные, 4 — содовый класс ($Na^+-HCO_3^-$) — солонцы, солончаки, 5 — хлоридно-натриевый класс (Na^+, Na^+-Cl^-) — разломные солонцы солончакватые, солончаки, 6 — соленосный класс ($Na^+-Cl^-SO_4^{2-}$) — солончаки; 7-8 — луга и болота; 7 — кальциево-глевый класс ($Ca^{2+}-Fe^{2+}$) — луговые глеевые почвы, 8 — содово-глевый класс ($Na^+-HCO_3^-Fe^{2+}$) — луговые солонцы; 9-10 — роды геохимических ландшафтов: 9 — ландшафты третьего рода (мелкосопочник), 10 — ландшафты первого рода (современные и древние речные долины, пенеплены); 11-19 — виды геохимических ландшафтов: 11 — на современных аллювиальных, аллювиально-пролювиальных отложениях (песках, суглинках, глинах), 12 — на верхнеплиоценовых — нижнечетвертичных глинах, 13 — на мезозойской коры выветривания, 14 — на элювий-делювий силурийских диабазов с отдельными горизонтами шаровых лав, 15 — на элювий-делювий диабазов астагайского комплекса, 16 — на элювий-делювий верхнепалеозойских гранит-порфиров, 17 — на элювий-делювий верхнепалеозойских гранитов, 18 — границы геохимических ландшафтов, 19 — линии тектонических нарушений



Рис. 3. Районирование таежно-мерзлотного плоскогорья по условиям геохимических поисков

1–2 – открытые районы: 1 – останцовые горы и обрывистые склоны врезанных речных долин с геохимическими реликтами – корами выветривания, зонами выщелачивания и омарганцевания разломов, 2 – плоские водоразделы и пологие склоны, закрытые элювиальными и солифлюкционными отложениями мощностью 1,5–2,5; 3–4 – полужакрытые районы: 3 – верховые болота и озера, 4 – заболоченные склоны и днища речных долин и падей, закрытые склоновыми и аллювиальными отложениями мощностью 3–5 м; 5–7 – закрытые районы: 5 – площади развития неоген-четвертичных песков, галечников мощностью от 3 до 10–30 м, 6 – мел-палеогеновые терригенные отложения, перспективные на осадочные руды и фосфориты мощностью 50–100 м и более, 7 – железистые осадки на кислородном барьере в болотах

ней коре выветривания за счет кислого и кислого глеевого выщелачивания, а также формирование погребенных безрудных аномалий на испарительном барьере. Во втором подрайоне возможны безрудные аномалии на испарительном и кислородном барьерах.

Районирование для Витимского плоскогорья показано на рис. 3.

В первом районе на обнаженных участках возможны визуальные поиски и поиски по первичным ореолам; на участках с маломощным чехлом склоновых отложений (0,5–1,5 м) – поиски по вторичным ореолам рассеяния. Для второго района характерно сочетание открытых и неглубоко погребенных и ослабленных ореолов. Здесь применимы поиски по вторичным ореолам рассеяния, на склонах – отбор проб с глубины 0,4–1,5 м из колушей, шпуров, горных выработок.

В третьем районе распространены неглубоко погребенные ослабленные ореолы, наложенные ореолы в торфах. Эффективны торфометрические и гидрогеохимические поиски.

В четвертом районе ореолы резко ослаблены и неглубоко погребены. На геохимических барьерах – в торфах и железистых осадках формируются наложенные ореолы молибдена, мышьяка и т.д. Применимы гидро- и биогеохимические поиски, опробование железистых осадков.

В пятом районе месторождения и их вторичные ореолы погребены. Здесь следует использовать глубинные геохимические поиски, выборочно-биогеохимические.

В шестом районе по заболоченным распадкам вблизи оруденения характерны наложенные солевые ореолы молибдена (месторождения, связанные с породами кристаллического фундамента и глубоко погребенные).

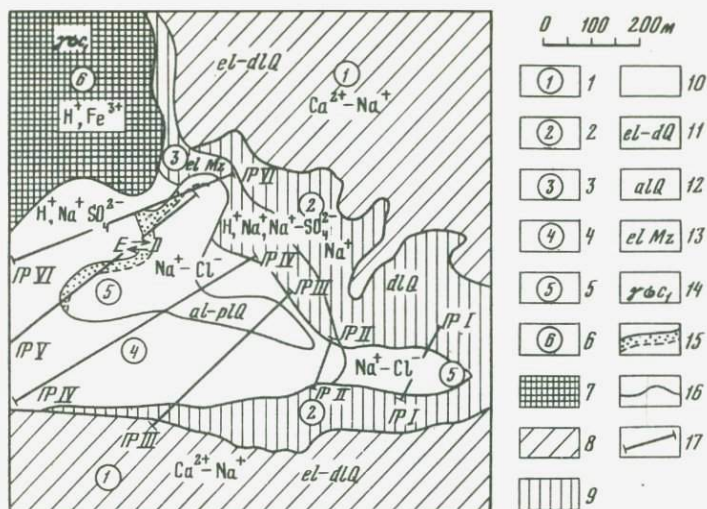


Рис. 4. Карта элементарных ландшафтов участка Большой Карабас (Северное Прибалхашье)

1-6 - классы элементарных ландшафтов: 1 - кальциево-натриевый, 2 - натриевый, 3 - кислый, натриевый, сульфатно-натриевый, 4 - кислый, сульфатно-натриевый, 5 - хлоридно-натриевый, 6 - кислый ("железная шляпа"); 7-10 - роды элементарных ландшафтов: 7 - автономный, 8 - трансэлювиальный, 9 - элювиально-аккумулятивный, 10 - суперкальвиальный, геохимически автономный; 11-14 - виды элементарных ландшафтов: 11 - на элювий-делювии мелкозернистых гранитов и гранодиоритов, 12 - на аллювий-пролювии четвертичных суглинков со щебнем, 13 - на древней коре выветривания, 14 - на продуктах выветривания "железной шляпы"; 15 - зона наибольшего распространения щелочно-кислотных барьеров с концентрацией рудных элементов типа Е, Д; 16 - границы между элементарными ландшафтами; 17 - профили металлометрической съемки

На основе карты геохимических ландшафтов и карты районирования производят переоценку территории, ранее покрытой литохимической съемкой, устанавливают фоновые и аномальные значения элементов для отдельных ландшафтов, выделяют перспективные и отбраковывают безрудные аномалии. С помощью указанных карт оценивают также достоверность опознания исследуемой территории и выделяют площади, фактически неопознанные применявшимися методами.

Мы полагаем, что отчет по производственным геохимическим поискам рудных месторождений в масштабе 1 : 50 000 и мельче должен включать в себя особый раздел "Ландшафтно-геохимические условия района поисков", отражающий следующие вопросы.

1. Ландшафтно-геохимическое районирование по условиям поисков (уточненное после проведения работ).
2. Элементарные ландшафты, характерные для них фоновые и аномальные содержания элементов.
3. Виды геохимических барьеров и геохимических аномалий. Усиление рудных аномалий на барьерах. Безрудные аномалии.
4. Виды зон выщелачивания.
5. Роль геохимии ландшафта при поисках в районе работ (выводы): а) степень опознания территории поверхностными методами, перечень

районов, которые этими методами опоисковываются; б) дифференциация методики геохимических поисков в зависимости от ландшафтно-геохимических условий района поисковых работ.

С целью оценки аномалий ландшафтно-геохимические исследования проводятся в масштабе 1 : 10 000 и крупнее. В задачу полевых работ здесь входит характеристика основных компонентов ландшафта — почв, континентальных отложений, кор выветривания, а также вод и растительности. Эти работы включают в себя составление специальных карт элементарных ландшафтов, местами также карт континентальных отложений и древней коры выветривания. Образец карты элементарных ландшафтов приведен на рис. 4.

На основе карты элементарных ландшафтов масштаба 1 : 10 000 устанавливают дифференцированные фоновые и аномальные содержания рудных элементов. Использование этих параметров позволяет более объективно оконтуривать геохимическую аномалию и, таким образом, исключить дальнейшее изучение явно ландшафтных аномалий (например безрудных аномалий на геохимических барьерах).

Ландшафтно-геохимические полевые работы сводятся к изучению характерных геохимических сопряжений исследуемой территории. С этой целью на местности закладывают ландшафтные профили, которые выбирают с учетом пересечения наиболее характерных для исследуемой территории типов рельефа (родов геохимических ландшафтов). В дневнике схематически изображают профиль с вынесенными на него точками наблюдений, данными о геологическом строении, почвами, рыхлыми отложениями, растительностью и границами элементарных ландшафтов. Почву, кору выветривания и континентальные отложения описывают по шурфам и обнажениям.

После комплексных наблюдений дают определение элементарного ландшафта. Маршруты и точки наблюдений необходимо выбирать в двух принципиально различных участках: в типичном проявлении элементарного ландшафта и в местах контакта различных ландшафтов, т.е. в его нетипичном проявлении. Например, в перегибе склона, на линии контакта, на разломе и т.д. Эти участки могут оказаться геохимическими барьерами и местами формирования ландшафтных аномалий.

ГЛАВА 3

ЗОНЫ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Зоны выщелачивания наиболее характерны для почв, кор выветривания и водоносных горизонтов. Некоторые зоны выщелачивания изучены хорошо, другие почти не исследованы. Это, в частности, относится к зонам сероводородного выщелачивания, на характеристике которых мы не останавливаемся.

Зоны сильноокислого выщелачивания. В ландшафтах чаще встречается серноокислое выщелачивание, но известно и солянокислое (в вулканических районах).

Серноокислое выщелачивание наиболее характерно для зон окисления сульфидных месторождений. При окислении руд с большим количеством

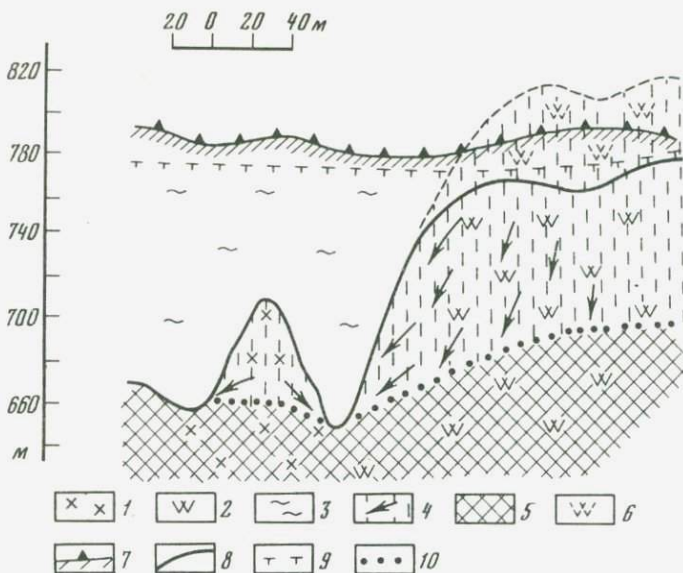


Рис. 5. Палеогеоморфологические условия формирования зоны окисления медно-порфирового месторождения Восточные Бесюкы (Северное Прибалхашье)

1 — гранодиориты; 2 — вторичные кварциты; 3 — неогеновые глины; 4 — зона выщелачивания и направление выноса металлов; 5 — зона вторичного обогащения и первичных руд; 6 — денудированные породы; 7 — современный рельеф, скважины бурения; 8 — древний донеогеновый рельеф; 9—10 — современный и древний уровень грунтовых вод соответственно

дисульфидов (главным образом пирита) образуется сернокислая обстановка, в которой хорошо мигрируют железо, цинк, марганец, кобальт, медь и другие катионогенные элементы [276, 278, 342].

В зоне окисления окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные процессы зависят от соотношения сульфидной серы, кислорода, режима влагообмена и исходной геохимической обстановки. В одних случаях их соотношения приводят к образованию мощной зоны окисленных руд, в других — мощной зоны выщелачивания и вторичному накоплению металлов на глубине. В первом случае имеются поисковые признаки ("железные шляпы", вторичные рудные минералы и т.д.). Во втором — поисковые признаки уничтожены с поверхности мощными процессами выщелачивания и рудные тела выявляются с трудом как геологическими, так и геохимическими методами. Поэтому геохимические аномалии в зонах окисления не всегда соответствуют интенсивности коренного оруденения.

Например, на медно-порфировых месторождениях Северного Прибалхашья имеет место благоприятное сочетание климатических факторов с геологическими условиями для развития сернокислого выщелачивания, фиксируемого практически на всех месторождениях.

Формирование подземных вод здесь происходит при ограниченном поступлении атмосферной влаги. Количество осадков составляет 50–200 мм в год, коэффициент просачивания для среднерасчлененного рельефа 0,15–0,75, коэффициент расхода на транспирацию и испарение 0,3; водообмен замедлен, фильтрация трещинно-поровая [128]. При данном

водном режиме формирования сернокислых растворов с $pH=2-3$ количество сульфидов должно быть не менее нескольких процентов. При более низком содержании сульфидов или при более интенсивном водообмене для формирования сильнокислых растворов сульфидной серы уже не хватает и процессы сернокислого выщелачивания не проявляются. Сернокислому выщелачиванию способствует вкрапленность сульфидов в горных породах (вторичные кварциты).

Изучение поведения химических элементов в зоне окисления медно-порфирировых месторождений Северного и Восточного Прибалхашья (Борлы, Карабас, Кенькудук, Каскырказган, Кепчам, Бешоки, Актогай) показало, что в зонах выщелачивания происходит интенсивный вынос катионогенных элементов — меди, марганца, кобальта, серебра, никеля и др. Миграция анионогенных элементов — молибдена, мышьяка, вольфрама и других в этих условиях затруднена.

Масштабы деформации первичных ореолов на каждом месторождении определяются конкретными геофизическими, геоморфологическими, гидрогеологическими и климатическими условиями в мезозое и кайнозое.

Историко-геохимический анализ зоны окисления месторождения Восточные Бешоки показал, что формированию мощной зоны сернокислого выщелачивания благоприятствовали расчлененный рельеф и расположение рудной зоны на относительно крутом склоне древней долины с перепадом высот в рельефе более 100 м, что обеспечивало дренаж зоны окисления на первой стадии ее развития. Такой рельеф в этом районе был в среднем и верхнем олигоцене, когда в результате тектонической активизации в условиях влажного климата произошло заложение долин (в настоящее время погребенных). В неогене древние долины заполнились озерными отложениями значительной мощности, уровень грунтовых вод повысился и окислительная среда в зоне выщелачивания сменилась на восстановительную, на что указывает выбеленность пород зоны. Погребенный (домиоценовый) рельеф со снятой толщей неогеновых отложений и расположение зоны выщелачивания на месторождении Восточные Бешоки приводятся на рис. 5.

Геохимическое поле месторождения Восточные Бешоки распадается на две зоны — внешнюю аномальную околорудную зону и внутреннюю рудную зону, измененную процессами сернокислого выщелачивания (рис. 6).

Первая приурочена к флангам месторождения, где из-за недостаточного количества сульфидов процессы сернокислого выщелачивания не проявлены. Для нее характерны более высокие концентрации меди и других элементов и прямая корреляция их с интенсивностью эндогенного оруденения.

Во внутренней зоне корреляция между коренным оруденением и его вторичным остаточным ореолом рассеяния резко нарушена. Это характерно и для содержаний химических элементов и для их парных коэффициентов корреляции. Например, для зоны первичных руд наиболее тесные связи характерны для хрома, никеля, ванадия, кобальта, циркония. Эти связи слабеют в зоне цементации и практически исчезают в зоне сернокислого выщелачивания. В таких зонах может появиться даже обратное соотношение между интенсивностью аномалий в верхней (выщелочен-

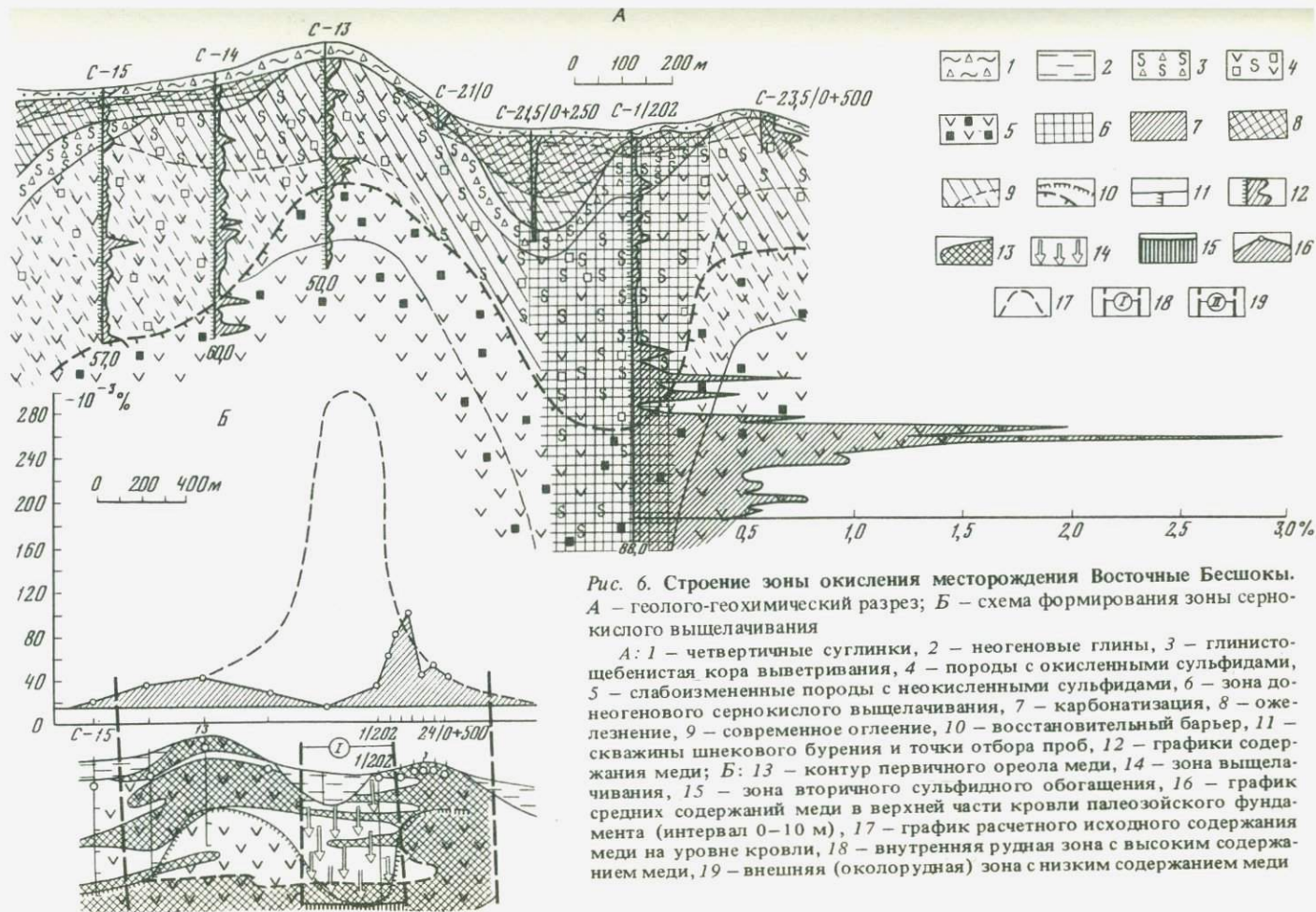


Рис. 6. Строение зоны окисления месторождения Восточные Бескопы. А – геолого-геохимический разрез; Б – схема формирования зоны сернокислого выщелачивания

А: 1 – четвертичные суглинки, 2 – неогеновые глины, 3 – глинисто-щебенчатая кора выветривания, 4 – породы с окисленными сульфидами, 5 – слабоизмененные породы с неокисленными сульфидами, 6 – зона до-неогенового сернокислого выщелачивания, 7 – карбонатизация, 8 – ожелезнение, 9 – современное оглеение, 10 – восстановительный барьер, 11 – скважины шнекового бурения и точки отбора проб, 12 – графики содержания меди; Б: 13 – контур первичного ореола меди, 14 – зона выщелачивания, 15 – зона вторичного сульфидного обогащения, 16 – график средних содержаний меди в верхней части кровли палеозойского фундамента (интервал 0–10 м), 17 – график расчетного исходного содержания меди на уровне кровли, 18 – внутренняя рудная зона с высоким содержанием меди, 19 – внешняя (околорудная) зона с низким содержанием меди

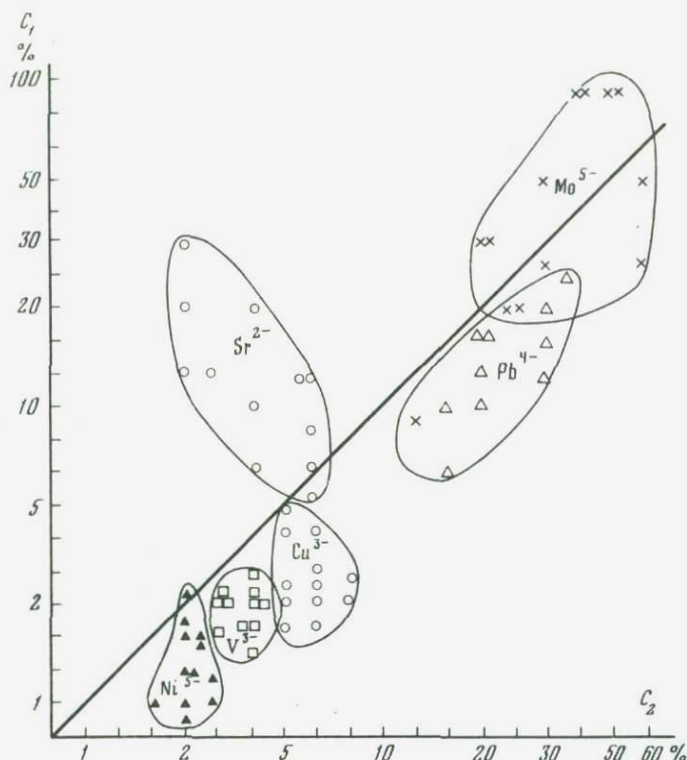


Рис. 7. Соотношение элементов в зонах сернокислого выщелачивания C_1 и вмещающих породах C_2 на месторождении Борлы (Северное Прибалхашье)

ной) части зоны окисления, выходящей на дневную поверхность и рудной зоной.

На участках с убогой сульфидной минерализацией зона выщелачивания выражена слабо и количество металлов, выносимых из нее, недостаточно для формирования зоны вторичного сульфидного обогащения. Такое строение зоны окисления характерно для месторождений и рудопроявлений с непромышленным оруденением.

Следующий этап деформации и ослабления аномалий начался в конце плиоцена, когда в результате неотектонических поднятий зоны окисления многих месторождений были выведены на эрозионную поверхность. В это время в аридном климате резко усилилась интенсивность окисления сульфидов и возросла агрессивность грунтовых и подземных вод. Это привело к развитию приповерхностного сернокислого выщелачивания в зоне окисления и континентальных отложениях.

На медно-порфировых и медно-колчеданных месторождениях и рудопроявлениях Северного Прибалхашья и Мугоджар в пределах "откопанного" пенеплена и мелкосопочника такие зоны сернокислого выщелачивания индицируются своеобразными бескарбонатными гипсовыми горизонтами в почвах, коре выветривания и нижних горизонтах рыхлых отложений, представляющими собой реликт сернокислого засоления плиоцен-

среднечетвертичного времени. Эти процессы сопровождались дальнейшим выносом элементов из рудных тел, зон окисления, геохимических ореолов и их переотложением на геохимических барьерах.

В местах выхода зоны сильноокислого выщелачивания на современную эрозионную поверхность низкие содержания химических элементов характерны также для гипсовых горизонтов почв и кор выветривания. Так, горизонт гипсовой сыпучки железной шляпы месторождения Шекара-Булак в Южных Мугоджарах характеризуется резко пониженными содержаниями меди, молибдена, свинца, мышьяка, серебра, никеля, кобальта и марганца. Содержание этих элементов в 2,5–3 раза меньше, чем в других горизонтах железной шляпы. Наиболее низкие концентрации свойственны для серебра, свинца и мышьяка – элементов-индикаторов медного оруденения в этом районе. Между содержанием серебра и распределением гипса наблюдается тесная обратная зависимость с ранговым коэффициентом корреляции Спирмена, равным 0,7. Свинец и мышьяк выносятся в 60–70% всех случаев. В настоящее время эти бывшие горизонты кислого выщелачивания могут иметь более высокий pH. На связь огипсования с сернокислым выщелачиванием указывает вынос молибдена из горизонта гипсовой сыпучки. Для обычных гипсовых горизонтов степных почв, наоборот, свойственно накопление молибдена (за счет испарительной концентрации). Деформированный характер геохимических аномалий в горизонтах гипсовой сыпучки железных шляп, выходящих на дневную поверхность, необходимо учитывать при их интерпретации и оценке.

Зоны приповерхностного сернокислого выщелачивания изучены на многих медно-порфировых месторождениях Северного Прибалхашья. На месторождении Борлы, приуроченном к небольшой древней долине, выделяются две разновидности таких зон: в корях выветривания и в континентальных отложениях.

В корях выветривания сернокислое выщелачивание развито в местах выхода рудных тел и их первичных ореолов на древнюю поверхность. По сравнению с вмещающими гранодиоритами и туфоловами в наиболее интенсивно огипсованных породах наблюдается вынос многих элементов. Наибольший вынос характерен для цинка, содержание которого в 2–6 раз меньше, чем во вмещающих породах, хрома, никеля и кобальта – в 1,5–5 раз, меди – в 2–4 раза, ванадия, свинца и марганца – в 1,5–3 раза, что ведет к ослаблению геохимических аномалий и затрудняет их оценку. На рис. 7 показаны поля распределения некоторых элементов между огипсованными горизонтами и вмещающими огипсование породами коры выветривания. Несмотря на хорошую выраженность с поверхности, вторичные ореолы рассеяния на месторождении Борлы сильно ослаблены. Кроме интенсивного огипсования и пониженной реакции среды до pH 4–5, эти зоны выщелачивания сопровождаются интенсивными аномалиями стронция (до 4–5 кк).

Ниже по долине от выхода рудных тел на поверхность в маломощных (до 2–3 м) четвертичных делювиально-пролювиальных и алювиально-делювиальных отложениях зона сернокислого выщелачивания наблюдается в нижней части этих отложений. Здесь на глубине 1,0–1,5 м суглинистые отложения сильно загипсованы, бескарбонатны и имеют pH=4,5–6,5,

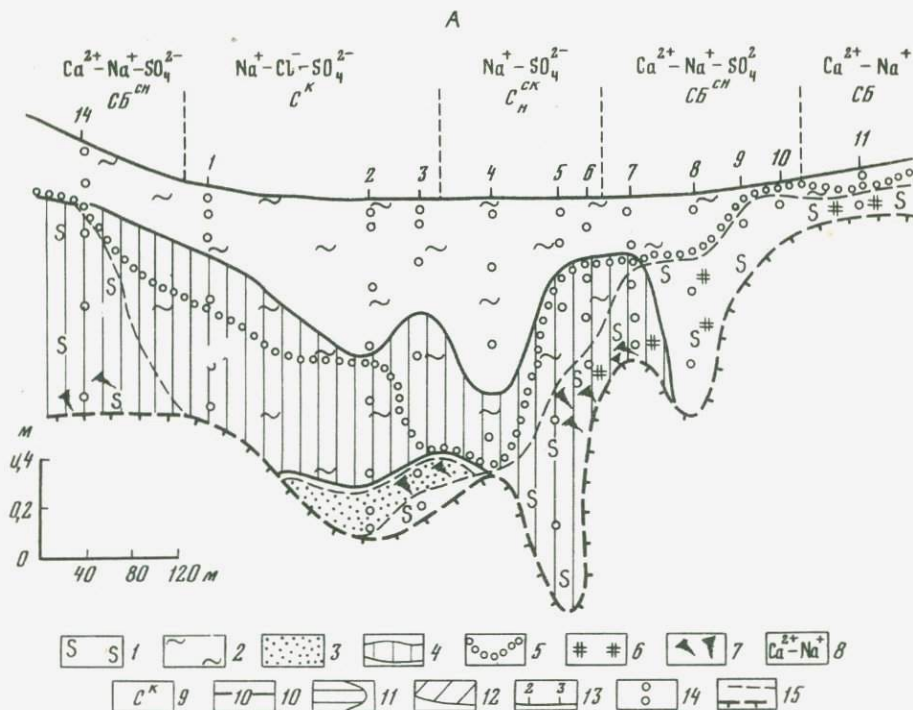
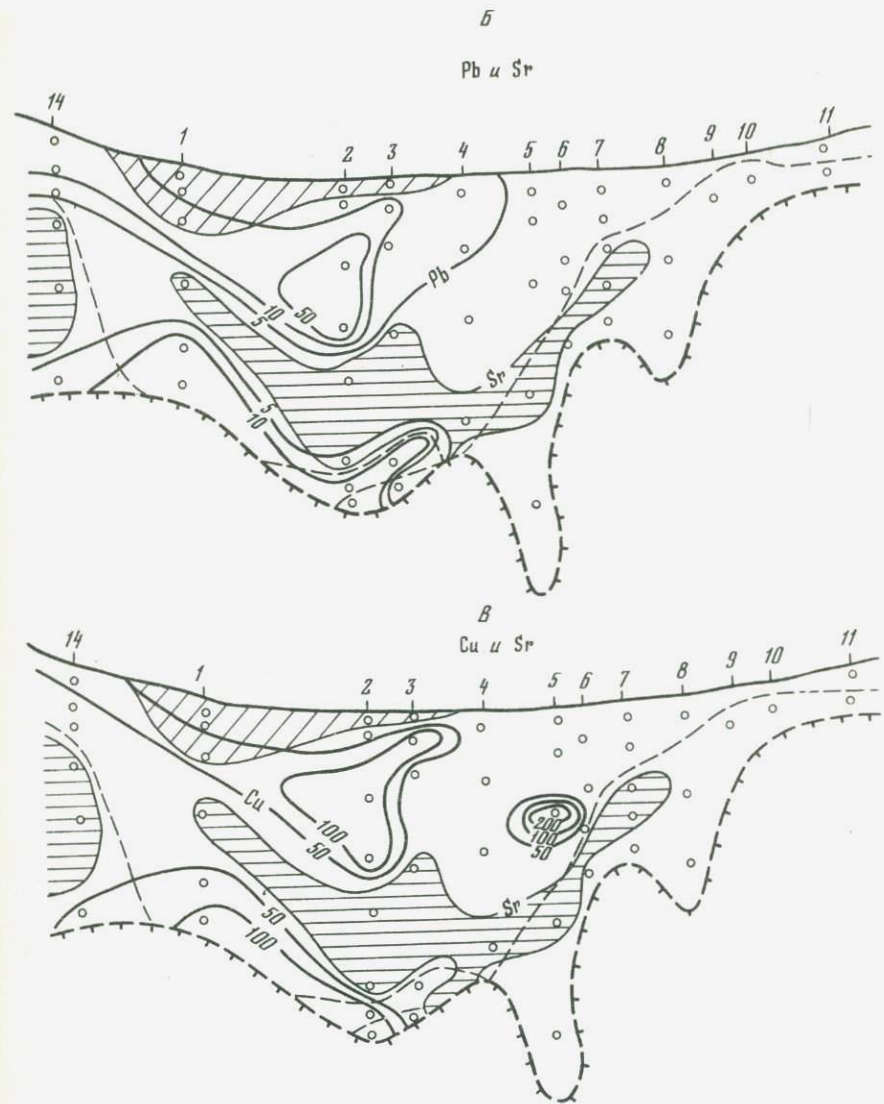


Рис. 8. Зона сернокислого выщелачивания в четвертичных отложениях (юго-западный фланг месторождения Борлы)

А — геолого-геохимический разрез; Б — распределение свинца стронция; В — распределение меди и стронция; 1 — кора выветривания гранодиоритов; 2 — четвертичные делювиально-пролювиальные суглинки; 3 — аллювиально-делювиальные пески и супеси; 4–7 — эпигенетические изменения: 4 — огипсование, 5 — нижняя граница карбонатизации, 6 — ожелезнение, 7 — омарганцевание; 8 — классы элементарных ландшафтов; 9 — почвы: СБ — серо-бурые, СБ^{ОН} — серо-бурые солонцеватые, С^К — солончаки, С^{СК} — солончи солончаковатые; 10 — изоконцентрации свинца и меди ($n \cdot 10^{-3}\%$); 11 — зона сернокислого выщелачивания металлов, ограниченная высокими содержаниями стронция (более 3 кларков концентрации); 12 — зона испарительной концентрации стронция (более 3 кларков концентрации); 13 — номера шурфов; 14 — точки опробования; 15 — литологические границы и забои каналы

что связано, очевидно, с сернокислым выщелачиванием за счет поступления кислых растворов со стороны расположенной выше по рельефу открытой зоны окисления. Это погребенная реликтовая зона выщелачивания, так как верхняя часть четвертичных отложений карбонатна.

Погребенная зона сернокислого выщелачивания по сравнению со смещенными ореолами в верхней части четвертичной толщи и залегающей ниже на глубине около 2 м корой выветривания обеднена свинцом, медью и в меньшей степени молибденом (рис. 8) и обогащена стронцием. Двучленное строение рыхлой толщи (в верхней части карбонатна, в нижней — слабокислая) свидетельствует как минимум о двух стадиях развития ландшафтов рудного поля в четвертичное время. На более ранней стадии (среднечетвертичной?) в период отложения нижней части рыхлой толщи преобладало интенсивное окисление рудных тел, выведенных на дневную



поверхность. За счет поступления серной кислоты в почвах того времени создавалась кислая среда, в которой за пределы месторождения мигрировали многие металлы. Вверх по долине, выше выхода руд на поверхность, подобные зоны выщелачивания не развиты. Более поздняя стадия (верхнечетвертичная — голоценовая?) характеризуется затуханием сернокислого процесса в верхней части зоны окисления и в четвертичных отложениях. Последние становятся карбонатными и слабощелочными.

Современные (верхнечетвертичные—голоценовые) зоны сернокислого выщелачивания и связанные с ними геохимические барьеры характерны для окисляющихся сульфидных месторождений, выходящих на современ-

ную эрозионную поверхность и не перекрытых рыхлыми отложениями. Они также типичны для участков современной разгрузки сернокислых вод, дренирующих на глубине сульфидную минерализацию. Примером остаточных зон сернокислого выщелачивания являются отдельные горизонты зон окисления сульфидных месторождений: подзона выщелачивания, горизонт гипсовой сыпучки и т.д., вторичных – ложные железные шляпы в местах разгрузки сернокислых вод. Естественно, что современный (верхнечетвертичный–голоценовый) возраст имеет не вся зона окисления, а лишь ее верхний горизонт мощностью несколько десятков сантиметров, т.е. современные почвы, формирующиеся на породах зоны окисления, что отмечал еще С.С. Смирнов [278]. Ю.В. Шарков [334] считает, что выщелоченные с поверхности зоны окисления имеют весьма широкое распространение.

Геохимические особенности подобных зон выщелачивания изучены на трех участках: медно-порфировом месторождении Большой Карабас и сопряженной с ним солончаковой депрессии, выходе железной шляпы рудопроявления Малый Карабас 1 и в небольшой ожелезненной зоне – Малый Карабас 2. Карта элементарных ландшафтов Большого Карабаса приводится на рис. 4.

В зоне окисления месторождения имеется хорошо выраженная подзона выщелачивания, обедненная медью, серебром, свинцом, цинком, никелем, кобальтом и обогащенная молибденом и стронцием. В подзоне окисленных руд преобладает слабощелочная среда и на щелочном барьере происходит резкое увеличение концентраций меди (в 10–15 раз по сравнению с зоной выщелачивания) и в 2–2,5 раза – молибдена. Концентрации последнего увеличиваются по разрезу зоны окисления к поверхности в 3–10 раз по сравнению с зоной первичных руд.

Зона окисления месторождения выходит на поверхность в автономных условиях, располагаясь на вершине и склонах пологой сопки. В результате современной скрытой разгрузки сернокислых вод по тектоническим разломам здесь формируются сернокислые солончаки и солонцы солончаковатые. Автономные ландшафты вне месторождения представлены пустынями с кальциево-натриевым классом водной миграции (серо-бурые почвы). В подчиненных супераквальных ландшафтах солончаковых впадин широко развиты огипсование и омарганцевание, а также лимонитизация, обусловленная размывом железной шляпы месторождения.

Ландшафтно-геохимическое профилирование участков показало, что катионогенные элементы выносятся за пределы сернокислых ландшафтов железных шляп, которые, кроме ожелезнения, с поверхности не индицируются аномалиями этих элементов. Ассоциации элементов и степень их выноса на всех участках практически одинаковы. Наиболее интенсивно выносятся марганец – коэффициент выщелачивания K_v (отношение содержания элемента в зоне выщелачивания к его содержанию в пределах относительного фона) достигает 0,3. Далее следуют серебро, цинк, никель, кобальт, медь ($K_v = 0,4–0,6$). Месторождение отличается от минерализованных зон остаточными аномалиями некоторых элементов: меди, стронция, сурьмы, мышьяка. Пространственно аномалии молибдена и зоны выщелачивания катионогенных элементов практически совпадают (рис. 9). Между содержанием катионогенных элементов и pH в приповерхностном

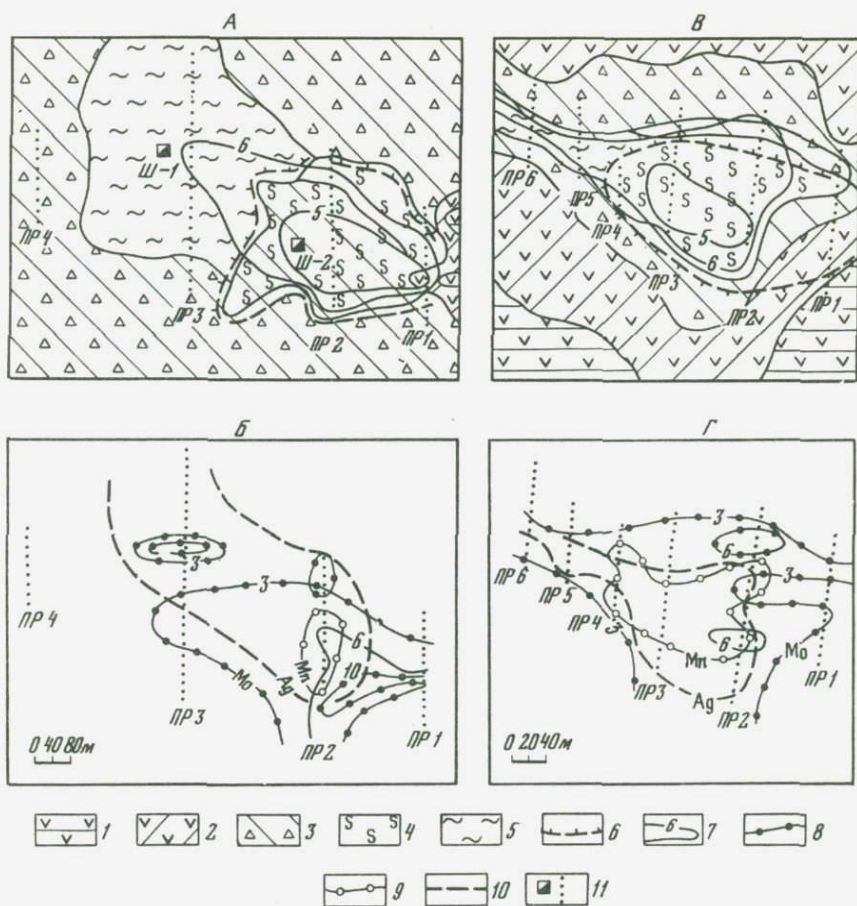


Рис. 9. Ослабление геохимических аномалий в зонах приповерхностного сернокислого выщелачивания. А, Б – ландшафтно-геохимическая схема и аномалии уч. Малый Карабас-1; В, Г – то же – уч. Малый Карабас-2

1–5 – элементарные ландшафты: 1 – автономные пустынно-степные на порфири-тах; 2 – трансэлювиальные пустынно-степные на порфири-тах; 3 – элювиально-аккумулятивные пустынно-степные на делювиальных суглинках; 4 – супераквальные геохимически автономные солончаковые на "железной шляпе"; 5 – то же на делювии; 6 – контур "железной шляпы"; 7 – рН; 8 – ореол молибдена в $10^{-3}\%$; 9–10 – отрицательные аномалии марганца и серебра; 11 – номера шурфов и точки опробования

горизонте железных шляп наблюдается четкая прямая зависимость, между молибденом и рН – обратная; для меди четкой связи с рН не установлено, так как на ее распределение влияет не только реакция среды, но и ряд других факторов [134].

По периферии месторождения с зонами сернокислого выщелачивания тесно связаны концентрации катионогенных элементов на разнообразных геохимических барьерах, образующихся на контакте кислых растворов с карбонатной средой пустынных почв (см. гл. 4).

Мы полагаем, что "отрицательные" аномалии (или отсутствие анома-

лий) катионогенных элементов в сочетании с аномалиями молибдена и других анионогенных элементов, а также стронция могут служить признаками рудной природы аномалий. На это указывают также интенсивное бескарбонатное огипсование и кислая реакция почв и отложений.

На месторождениях Борлы и Карабас, таким образом, геохимические аномалии сильно деформированы за счет процессов сернокислого выщелачивания. На таких участках подсчет запасов руд по продуктивности вторичных ореолов рассеяния в рыхлых отложениях и даже остаточных первичных ореолов в верхней части коры выветривания невозможен, так как ореолы на этих месторождениях по своей морфологической и геохимической структуре и количественным параметрам не соответствуют коренному оруденению.

На медно-порфировых месторождениях, не окисляющихся с поверхности, где отсутствует разгрузка сернокислых вод и преобладает карбонатная среда, в почвах и рыхлых отложениях формируются слабдеформированные аномалии. Этим аномалиям свойственны наименьшие морфологические и вещественные преобразования, они количественно более полно соответствуют коренному оруденению. К таким аномалиям относятся вторичные ореолы рассеяния на участках Кепчам, Каскырказган и Кенькудук. Их общей особенностью является относительно простое и неконтрастное ландшафтно-геохимическое строение с преобладанием автономных и трансэлювиальных элементарных ландшафтов кальциевого и кальциево-натриевого классов и отсутствием или слабым развитием зон сернокислого выщелачивания в верхней части зоны окисления и рыхлых отложениях. Однако при оценке этих аномалий нужно учитывать, что, не испытав значительного ослабления в четвертичное время, они могли быть весьма сильно ослаблены в предшествующие эпохи (донеогенное время?), о чем свидетельствует хорошо выраженная зона окисления на этих месторождениях.

При интерпретации аномалий нужно также отличать зоны сернокислого выщелачивания в горизонтах огипсования от ископаемых и современных солончаковых почв, развитых в пределах рудных полей, в которых некоторые элементы (медь, молибден, цинк), участвующие в испарительной концентрации, наоборот, могут накапливаться.

Зоны кислого и кислого глеевого выщелачивания. Эти зоны широко распространены в ландшафтах влажного климата и хорошо изучены в болотных, подзолистых, красноземных и других почвах, в корах выветривания каолинового и гидрослюдистого типов.

Процессы кислого и кислого глеевого выщелачивания могут привести к сильному ослаблению аномалий. Это доказано исследованиями многих авторов, проводивших литохимические поиски в Казахстане и на Урале (Б.А. Досанова, А.Н. Еремеев, А.П. Соловов и др.). Поэтому при оценке аномальных полей в ландшафтах с древними и современными зонами кислого и кислого глеевого выщелачивания необходим детальный ландшафтно-геохимический анализ.

Интенсивность миграции химических элементов при кислом выщелачивании впервые установил Б.Б. Полюнов. В дальнейшем А.И. Перельман, используя понятие о коэффициенте водной миграции, дополнил ряды Б.Б. Полюнова редкими элементами. В настоящее время интенсивность

выноса химических элементов при кислотом выщелачивании представляется в следующем виде.

Интенсивность миграции	Коэффициент водной миграции K_x	Состав рядов
Очень сильная	$n \cdot 10 - n \cdot 10^2$	S, Cl, B, Br, I
Сильная	$n - n \cdot 10$	Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se, Au
Средняя	$0, n - n$	Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra
Слабая и очень слабая	$0, 0 n - 0, n$	Al, Fe, Ti, Zr, Th, Hf и др.

Н.А. Лисицина [162], используя метод абсолютных масс, установила следующие ряды подвижности элементов в современной и древней кислой коре выветривания основных пород.

А. Легкоподвижные элементы (коэффициент устойчивости K^1 колеблется от 0,01 до 0,03):

а) более подвижные ($K < 0,15$) Na, Ca, Mg, K, Cl;

б) менее подвижные ($K = 0,1-0,3$) Mn, P, Co.

Б. Подвижные элементы ($K = 0,3-0,5$) Si, Ni, Zn, Pb, Cu.

В. Малоподвижные элементы ($K = 0,5-0,7$) Cr, V.

Г. Устойчивые элементы ($K = 0,7-1,0$) Al, Fe, Ti, Ga, Zr.

Ценная информация по миграции элементов в древних корях выветривания содержится в трудах И.И. Гинзбурга и его учеников (Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, К.К. Никитин, А.П. Никитина и др.).

Процессы кислотого и кислотого глеевого выщелачивания в корях выветривания в прошлом были развиты на территории почти всего Казахстана, особенно в верхнем триасе—нижней юре, апт—альбе, палеоцене и олигоцене. С конца верхнего олигоцена кислое и кислое глеевое выщелачивание на большей части территории Казахстана затухает в связи с аридизацией климата.

Типичным проявлением кислотого и кислотого глеевого выщелачивания в Казахстане служат древние каолиновые коры выветривания. Обычно кислые каолиновые коры выветривания имеют красную окраску, а кислые глеевые — белую, зеленоватую и голубоватую. Выбеленные бескарбонатные горизонты в корях выветривания являются основными морфологическими свидетелями кислотого глеевого процесса.

Нами была изучена геохимия древних кор выветривания осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Кора выветривания по эффузивно-осадочным породам среднего ордовика (еркебидаикская свита — алевролиты, песчаники) в Аксу-Байуластинской зоне Северного Казахстана имеет мощность 50—60 м. Верхние ее горизонты мощностью до 30 м представлены пестроцветными (красными, серыми и зелеными) глинами каолинового состава с примесью гидрослюд. Местами сохранилась выбеленная чисто каолининовая зона. По сравнению с коренными породами оглеенные каолининовые горизонты коры выветривания наряду с пониженными со-

¹ K — коэффициент устойчивости — отношение содержания данного элемента в выветрелой породе к его содержанию в исходной породе (при сравнении равных объемов).

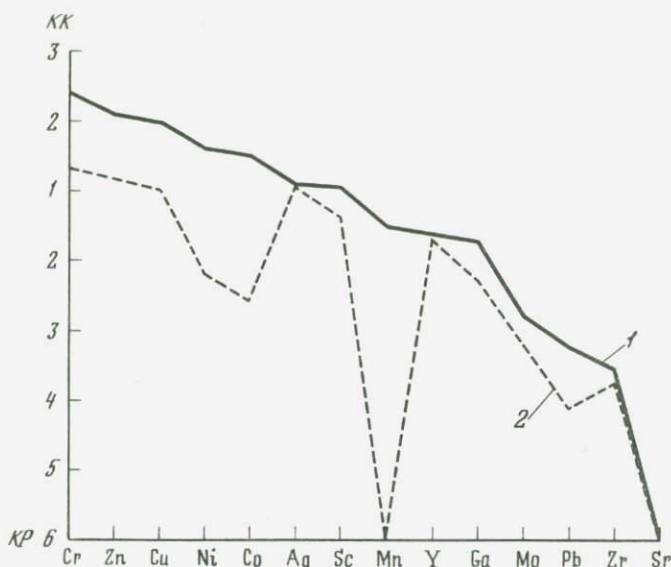


Рис. 10. Геохимические спектры невыветрелых алевролитов ордовика (1) и выщелоченной глинистой древней коры выветривания (2)

держаниями железа значительно обеднены марганцем, кобальтом, никелем и другими преимущественно катионогенными элементами, что показано на геохимических спектрах (рис. 10). Ряды интенсивности выноса химических элементов при кислотом глеевом выщелачивании следующие¹:

$$\frac{\text{Mn, Co, Ni}}{0,2} > \frac{\text{Zn, Cu}}{0,4} > \frac{\text{Cr, Sc}}{0,5} > \frac{\text{Pb, Ga}}{0,6} > \frac{\text{Mo}}{0,7} > \frac{\text{Ag}}{0,9}$$

где в знаменателе приводится отношение содержания элемента в выщелоченной коре выветривания к его содержанию в коренных породах.

В Южных Мугуджарах изучены древние выщелоченные коры выветривания основных силурийских пород — диабазов и других в пределах зеленокаменной полосы. Коры выветривания Мугуджар по своим минералогическим особенностям имеют много общего с корами выветривания Северного Казахстана. Сравнение содержаний химических элементов в обломочном горизонте (зона дезинтеграции) коры выветривания и в глинистом горизонте показывает, что последний обеднен марганцем, кобальтом, иттрием, цирконием и цинком. Здесь ряды выноса элементов имеют вид

$$\frac{\text{Sr, Mn}}{0,01-0,02} > \frac{\text{Y, Zr}}{0,5} > \frac{\text{Co, Zn}}{0,6-0,8} > \frac{\text{Ti, Mo, Pb, Sn, Cr, Ni, Cu}}{0,9-1,0}$$

Отличительной чертой древнего корообразования в Мугуджарах является заметный вынос из коры выветривания таких слабо подвижных в кислой обстановке элементов, как иттрий и цирконий. Можно предположить,

¹ Невыветрелые алевролиты — 95 проб, глины коры выветривания — 170 проб.

что глинистые горизонты древней коры выветривания в неогене подверглись содовому выщелачиванию, при котором эти элементы более подвижны.

Древние коры выветривания кислых изверженных пород изучены к северу от г. Кокчетав. По этому району мы не располагаем собственными данными о содержании элементов в коренных породах. Поэтому распределение элементов в корях выветривания сравнивалось с кларками этих же элементов в литосфере. Были получены следующие ряды кларков концентрации.

1. Белые каолинизированные глины по кварцевым диоритам (по 30 проб в каждом случае):

$$\begin{aligned}
 \text{а) } & \frac{\text{Zn, B, V, Y}}{1,5-1,0} > \frac{\text{Cu, Ti, Ag, Sc, Co, Ga, Be, Ni, Zr, Sn, Ba, Cr}}{0,8-0,4} > \frac{\text{Mo, Mn, Pb, Sr}}{0,3-0,1} \\
 \text{б) } & \frac{\text{Zn, Ag, Y, Cu}}{1,6-1,0} > \frac{\text{Ti, B, Ga, Be, Co, Sc, Ni, Zr, Sn}}{0,9-0,4} > \frac{\text{Mn, Pb, Ba, Mo}}{0,3-0,2} > \frac{\text{Sr}}{0,1}
 \end{aligned}$$

2. Желтовато-белые каолинизированные глины по гранодиоритам (по 30 пробам):

$$\frac{\text{Zn, Ag}}{2-1} > \frac{\text{Y, Sn, V, Cu, Ga, Zr, Co, B, Ti}}{0,9-0,7} > \frac{\text{Sc, Pb, Ni, Mo, Mn, Be}}{0,6-0,4} > \frac{\text{Ba, Sr}}{0,2}$$

Из этих данных видно, что корообразование на кислых породах приводит к максимальному выносу катионогенных элементов: стронция, бария, свинца, марганца и др. Из анионогенных элементов низкие кларки концентрации имеет молибден, что, вероятно, объясняется широким диапазоном энергичной его миграции в разных средах.

Таким образом, полученные данные о выносе химических элементов при корообразовании в целом близки к обобщенному ряду Н.А. Лисицкой [162], что свидетельствует о сходстве геохимических процессов, протекавших при кислом и кислом глеевом корообразовании на породах разного состава и о едином механизме ослабления вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений в корях выветривания. Максимальная деформация и ослабление характерны для вторичных ореолов рассеяния катионогенных элементов, наиболее подвижных в кислых и кислых глеевых условиях (марганца, кобальта, никеля, цинка). В оглеенных каолиновых горизонтах древних кор выветривания их содержания в 5–30 раз ниже, чем в коренных породах.

Кроме мезозоя, кислое и кислое глеевое выщелачивание в Казахстане было широко развито в верхнем олигоцене, когда в условиях умеренно теплого влажного климата и усиления тектонической активности сохранившаяся к этому времени мезозойская кора выветривания, а следовательно, и вторичные остаточные ореолы рассеяния в ней вновь подверглись выщелачиванию. В результате в верхней части мезозойской коры выветривания образовалась новая приповерхностная зона выщелачивания мощностью до 6–8 м.

В Северном Казахстане домиоценовый возраст зоны выщелачивания, кроме палеогеографических данных, подтверждается сходством геохими-

ческих спектров элементов и их дисперсий в верхней части древней коры выветривания (зоне выщелачивания) и каолинизированных средне- и верхнеолигоценовых песчано-глинистых отложений (рис. 11). Континентальные отложения олигоцена, видимо, образовались за счет размыва и перетложения древней коры выветривания. В условиях теплого и влажного климата олигоцена в коре выветривания и континентальных отложениях протекали сходные геохимические процессы — преобладало кислое и кислое глеевое выщелачивание, сопровождавшееся выносом большинства катионогенных элементов и ослаблением вторичных ореолов рассеяния.

Зоны приповерхностного выщелачивания изучены нами на восточной (Аксу-Байуластинская рудная зона) и северной периферии Кокчетавской возвышенности. Содержание многих рудных элементов (марганца, кобальта, молибдена, свинца, меди, цинка, серебра, никеля, золота и мышьяка) в этой зоне резко понижено по сравнению с корой выветривания в целом. О масштабах ослабления остаточных ореолов рассеяния в верхней части коры выветривания можно судить по коэффициентам пропорциональности между продуктивностью ореолов с поверхности и их продуктивностью на уровне максимальных концентраций элементов на глубине 10–15 м. Для большинства рудных элементов коэффициент пропорциональности равен 0,01–0,1. Ослабление продуктивности и площади ореолов рассеяния наиболее ярко проявлено в интервале 0–5 м от кровли коры выветривания (рис. 12). На связь подобных зон выщелачивания с влажным климатом указывал С.И. Серегин [269].

Таким образом, представительным горизонтом опробования при глубинных геохимических поисках в ландшафтах на слабопогребенной древней коре выветривания является не ее кровля, а горизонты на глубине 5–7 м ниже кровли независимо от глубины погребения коры выветривания под континентальными отложениями. При выявлении слабых аномалий в зоне приповерхностного выщелачивания коры выветривания целесообразны дополнительные оценочные работы с использованием мультипликативных показателей, усиливающих полезную геохимическую информацию.

В современных степных ландшафтах Казахстана зоны кислого и кислого глеевого выщелачивания развиты в осолоделых почвах западин и логов мелкосопочника, часто занятых осиново-березовыми колками (Мугоджары, Северный Казахстан). Лучшая увлажненность колочных ландшафтов по сравнению со степными комплексами благоприятствует более энергичному накоплению в них биомассы. Интенсивный биологический круговорот приводит к разложению растительных остатков и понижению реакции среды до 5,5–5,0 в верхних горизонтах почв за счет поступления гумусовых кислот. При переувлажнении и застаивании вод в западинах одновременно с кислым процессом развивается оглеение. В результате происходит вынос карбонатов и других растворимых соединений, а также интенсивное разрушение алюмосиликатной части почвы с перемещением продуктов распада в иллювиальные горизонты. В почвах западин и логов зоны кислого и кислого глеевого выщелачивания — это гумусово-элювиальные и элювиальные осветленные горизонты A_1A_2 и A_2 (рис. 13). Кислое глеевое выщелачивание развивается лишь в почвах, имеющих рН ниже 6,0.

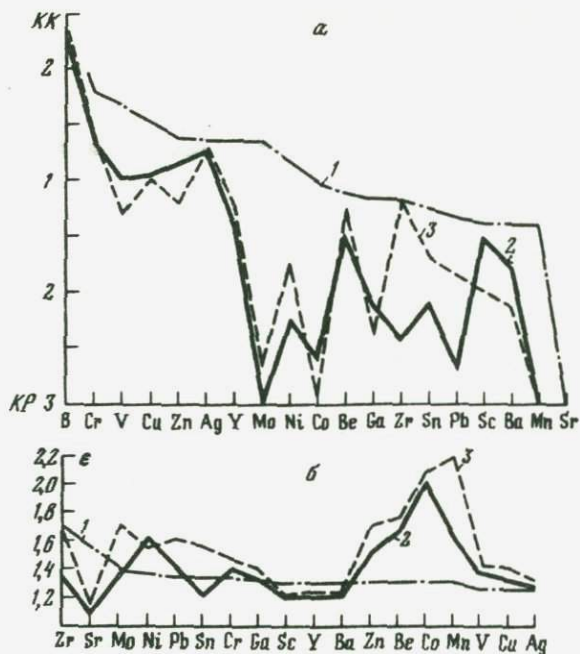


Рис. 11. Геохимические спектры химических элементов в рыхлых отложениях Северного Казахстана. Спектры: а — кларков-концентраций, б — дисперсий

1 — неогеновые отложения ($n = 140$); 2 — древняя кора выветривания ($n = 170$); 3 — палеогеновые отложения ($n = 120$)

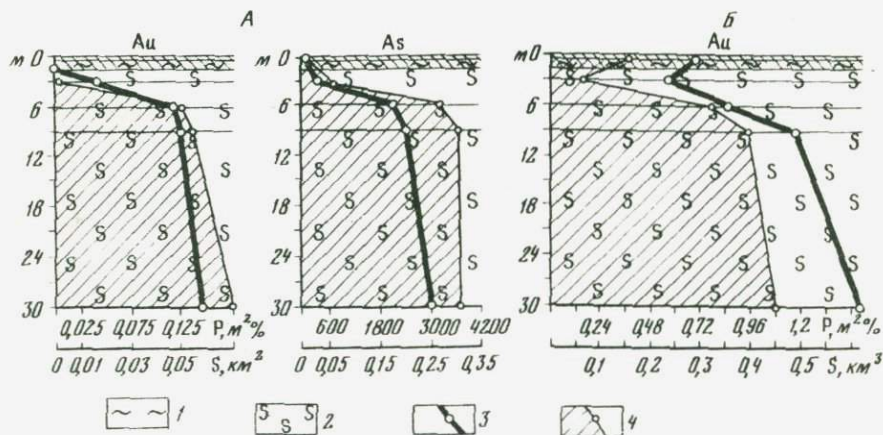


Рис. 12. Изменение морфологии и параметров вторичных ореолов рассеяния с глубиной (Аксу-Байлаустинская зона). А — аномалия Мышьяковская; Б — аномалия Центральная

1 — четвертичные суглинки; 2 — глины древней коры выветривания по песчанкам и алевро-песчанкам; 3 — продуктивность вторичных ореолов (P); 4 — площадь вторичных ореолов рассеяния (S)

Кислое выщелачивание лучше выражено в почвах и породах легкого и среднего механического состава, например четвертичных супесях и суглинках, имеющих лучшие фильтрационные свойства по сравнению с глинами. Кислое глеевое выщелачивание особенно характерно для неоднородных по механическому составу почв с легкими верхними и более тяжелыми нижними горизонтами, например при подстилании четвертичных легких суглинков с глубины 0,5–1,0 м глинами древней коры выветривания. В этом случае вынос химических элементов может осуществляться и за счет бокового стока.

В ландшафтах колков кислое и кислое глеевое выщелачивание может затушевываться противоположными процессами — биогенной аккумуляцией, осаждением отдельных элементов на кислом, сорбционном и восстановительном геохимических барьерах.

Зоны карбонатного выщелачивания (слабокислого и нейтрального). Они формируются в почвах, континентальных отложениях и корках выветривания лесостепной, степной и сухостепной зон. Обычно этот процесс связан с кислородными водами невысокой минерализации, имеющими гидрокарбонатно-кальциевый состав. Чаще всего условия, благоприятные для растворения CaCO_3 , создаются в верхних горизонтах черноземных и каштановых почв, так как в них в результате окисления растительных остатков почвенный воздух и растворы содержат много CO_2 . Поэтому из верхних горизонтов степных почв кальций легко выщелачивается в форме $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В нижних горизонтах содержание CO_2 в почвенном воздухе и растворах понижено, в связи с чем бикарбонат кальция переходит в карбонат с образованием плотных иллювиальных карбонатных горизонтов (НЗ).

Зоны нейтрального выщелачивания в черноземах обычно приурочены к верхней части гумусового горизонта, которая независимо от степени засоленности почв до глубины 10 см и более почти полностью промыта от легкорастворимых солей. В сухостепных почвах мощность зоны нейтрального выщелачивания уменьшается, часто почвы вскипают прямо с поверхности. Лучше выражено нейтральное выщелачивание в почвах подчиненных ландшафтов (лога мелкопочника, неглубокие западины и др.). Для них характерно более интенсивное промывание в периоды снеготаяния и сильных ливней. В результате верхние горизонты почв логов и западин выщелочены от карбоната кальция на глубину 0,5–1,0 м. Кроме кальция, ярким индикатором нейтрального выщелачивания является стронций, низкие содержания которого характерны для бескарбонатных горизонтов почв логов и западин. Наряду с кальцием и стронцием при нейтральном выщелачивании выносятся свинец и цинк—элементы, образующие растворимые бикарбонаты. Легко мигрирует и молибден в форме аниона молибденовой кислоты. Осаждение этих элементов происходит в иллювиальных горизонтах почв на глубине от 0,5 до 1,5 м, на что по данным исследований на Южном Урале указывала и М.А. Глазковская с сотрудниками [71].

Таким образом, при проведении наземной литохимической съемки в почвах логов и западин при отборе проб с глубины 0–20 см возможен пропуск аномалий. Здесь необходимо увеличение глубины опробования до 0,5–1,0 м или введение поправочных коэффициентов.

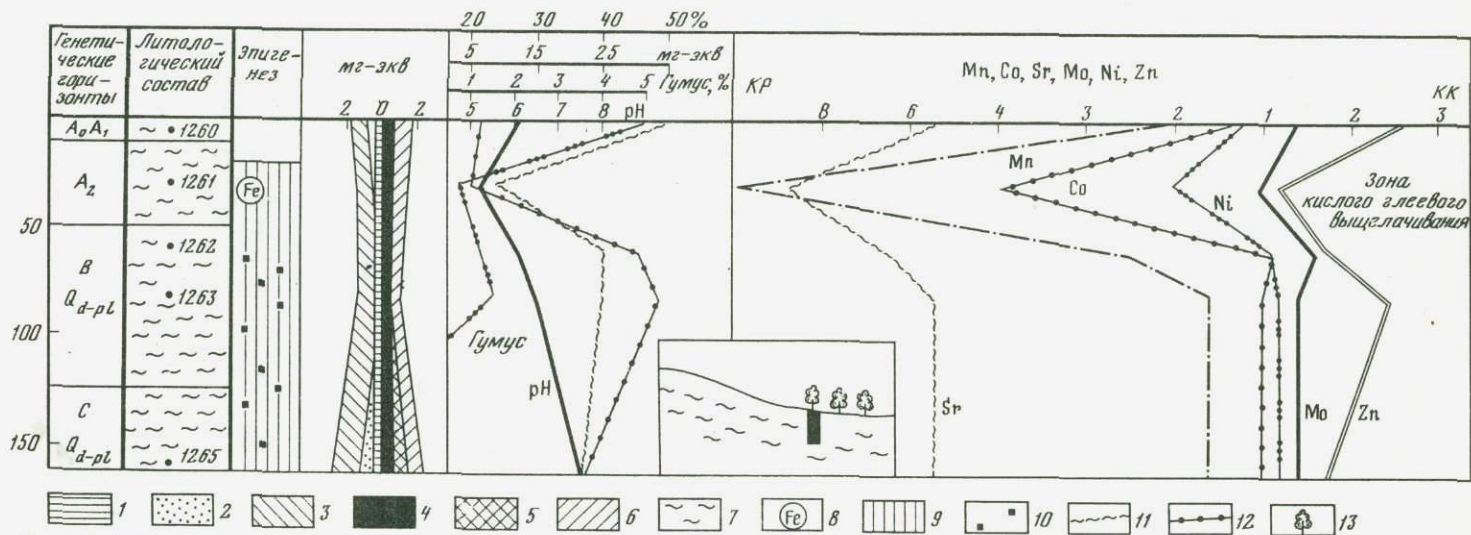


Рис. 13. Зона кислого глеевого выщелачивания и колочно-западинных ландшафтах Северного Казахстана

1-6 - солевой профиль: 1 - Ca^{2+} ; 2 - Mg^{2+} ; 3 - $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 4 - HCO_3^- ; 5 - Cl^- ; 6 - SO_4^{2-} ; 7 - суглинок; 8 - ожелезнение; 9 - оглеение; 10 - омарганцевание; 11 - фракция < 0,001 мм; 12 - емкость поглощения; 13 - березовый колок

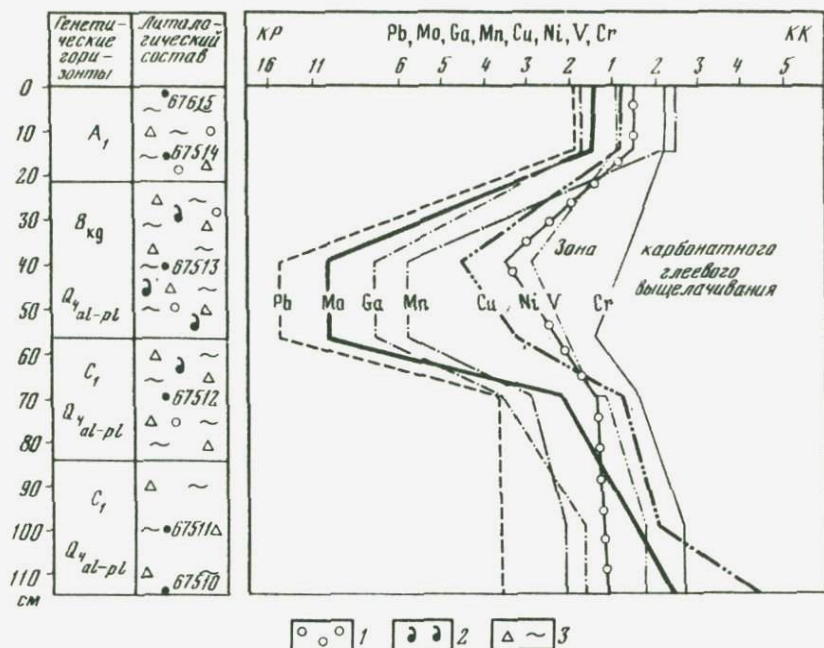


Рис. 14. Зона карбонатного глеевого выщелачивания в разрезе лугово-степной почвы (Южные Мугоджары)

1 — оглеение; 2 — карбонатизация; 3 — суглинок с щепнем

Зоны карбонатного глеевого выщелачивания развиваются в почвах и породах, содержащих углекислый кальций или доломит. Типоморфными ионами являются Ca^{2+} , HCO_3^- , Mn^{2+} . Реакция вод нейтральная или слабощелочная. При карбонатном оглеении происходят вынос и перераспределение CaCO_3 . Интенсивность выноса и аккумуляции железа ниже, чем при бескарбонатном оглеении. Легко мигрирует двухвалентный марганец, соединения которого выпадают на участках более высокого окислительного потенциала. Черные гидроокислы марганца образуют пленки и дендриты.

В оглеенных горизонтах за счет подкисления углекислотой устанавливается менее щелочная среда. Иначе говоря, оглеенный горизонт по отношению к окислительному одновременно является и восстановительной (для железа и марганца), и слабощелочной зоной выщелачивания. В результате создаются благоприятные условия для миграции рудных элементов, возможно, в форме $\text{Pb}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Cu}(\text{HCO}_3)_2$ и др. Миграционная способность никеля, кобальта и других рудных элементов в бикарбонатной форме высокая (выше, чем у кальция) и возрастает с увеличением содержания в растворе углекислоты.

Зоны карбонатного глеевого выщелачивания развиты в болотных и луговых почвах, сформировавшихся на породах, содержащих карбонаты. Они распространены в тундровой, лесной и лесостепной зонах, реже в сухих степях и пустынях.

Формирование зоны карбонатного глеевого выщелачивания в пределах

рудной геохимической аномалии можно проследить на примере участка "Сарлыбай" в Южных Мугоджарах (рис. 14). Аномалия приурочена к невысокой водораздельной поверхности пенеплена, фиксированного древней корой выветривания. Растительный покров представлен биоргуновыми и чернополынными сообществами. Выработкой вскрыта засоленная окарбоначенная кора выветривания, перекрытая маломощным чехлом (0–10 см) четвертичных наносов. До 40 см профиль имеет окислительную обстановку (окраска красно-бурая), ниже следует белесая карбонатно-глеевая зона выщелачивания, которая с глубины 80 см переходит в пестроокрашенный горизонт. Как видно из рис. 14, на глубине 40–80 см происходит вынос химических элементов. Выше и ниже этой зоны pH увеличивается. Здесь более щелочная среда не благоприятна для миграции химических элементов – они осаждаются в виде труднорастворимых карбонатных соединений или в результате сорбции гидроксидами железа и марганца.

Карбонатное глеевое выщелачивание широко распространено в породах красноцветной формации. Его типичными морфологическими признаками являются полосы голубоватого, зеленоватого, сизого и серого цвета на общем красно-буrom и коричневом фоне. В результате вся толща приобретает пестроцветный облик [199, 215].

Зеленовато-серая окраска в красноцветах, как правило, эпигенетична. Она связана с восстановлением и частичным выносом железа бескислородными водами – глеевым катагенезом. По своему характеру он аналогичен оглеению, протекающему в почвах.

Сравнение химического состава сопряженных проб красно-бурых и зеленовато-серых (оглеенных) верхнепермских пород Джеккаганского района показало заметное перераспределение элементов в процессе карбонатного оглеения [28]. Глинистые породы в результате оглеения обедняются микроэлементами (за исключением ванадия, серебра, частично хрома и кобальта). В песчаниках, наряду с выносом свинца, никеля, молибдена, иногда иттрия, происходит накопление меди и кобальта, вынесенных из оглеенных глин.

В красноцветах павлодарской свиты Северного Прибалхашья глеевое выщелачивание привело к выносу ряда химических элементов. На рис. 15 приведено сопоставление содержания химических элементов в неизмененных красно-бурых и осветленных оглеенных и карбонатизированных прослоях. Наиболее интенсивно выносятся кобальт и никель, слабее – молибден, свинец и ванадий. Инертны марганец, цинк, барий, лоб. Накапливается в карбонатизированных красноцветах только стронций.

Поля перераспределения элементов имеют эллипсоидальный характер. Это свидетельствует о корреляционной связи между содержаниями элементов в сравниваемых породах и указывает на локальный характер миграции большинства химических элементов при карбонатном глеевом выщелачивании. По-видимому, элементы, перешедшие в подвижное состояние, не выносились далеко за пределы водоносного горизонта.

При опробовании зон карбонатного глеевого выщелачивания можно ожидать ослабления аномалий свинца, никеля, кобальта и молибдена независимо от литологического состава пород, ослабление аномалий меди в алевrolитах и усиление – в оглеенных песчаниках.

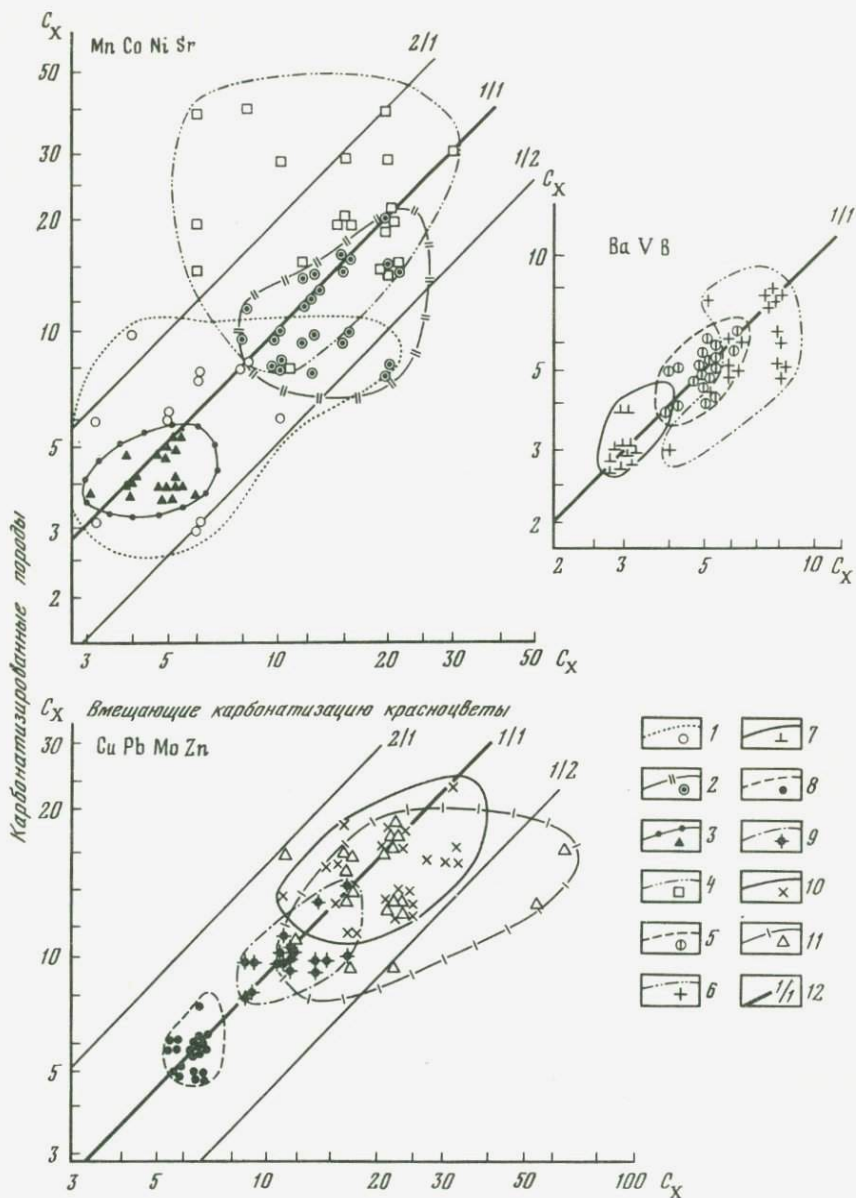


Рис. 15. Содержание химических элементов в карбонатизированных породах и вмещающих карбонатизацию красноцветях (Северное Прибалхашье)

1-11 — границы полей распределения: 1 — марганца в $n \cdot 10^{-2}\%$; 2 — кобальта в $n \cdot 10^{-3}\%$; 3 — никеля в $n \cdot 10^{-3}\%$; 4 — стронция в $n \cdot 10^{-2}\%$; 5 — бария в $n \cdot 10^{-2}\%$; 6 — ванадия в $n \cdot 10^{-3}\%$; 7 — бора в $n \cdot 10^{-3}\%$; 8 — меди в $n \cdot 10^{-3}\%$; 9 — цинка в $n \cdot 10^{-3}\%$; 10 — молибдена в $n \cdot 10^{-5}\%$; 11 — свинца в $n \cdot 10^{-4}\%$; 12 — линии отношений химических элементов в карбонатизированных и вмещающих породах

Таблица 3

Содержание скандия в солонцах и плейстоценовых суглинках (в $n \cdot 10^{-3}\%$)*

Район	Четвертичные суглинки			Солонцы (зона содового выщелачивания)		
	C	ϵ	n	C	ϵ	n
Южные Мугоджары	0,8	1,35	140	0,5	1,40	45
Северный Казахстан	0,9	1,30	90	0,7	1,28	35

* C – модальное значение, ϵ – стандартный множитель (эпсилон).

Зоны содового и содового глеевого выщелачивания возникают там, где pH достигает 8,5 и более, что связано с увеличением содержания соды в составе солей. В подобных условиях резко возрастает миграционная способность многих аниогенных элементов и элементов-комплексобразователей. В окислительной обстановке гидрокарбонатно-натриевых вод молибден, ванадий, хром, медь, иттрий, скандий, бериллий, мышьяк, серебро и некоторые другие элементы мигрируют в составе аниогенных комплексов либо типа $[\text{CrO}_4]^{2-}$, $[\text{VO}_4]^{3-}$, либо $[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]^{2-}$, $[\text{Y}(\text{CO}_3)_2]^{3-}$ и т.д. [341].

Зоны содового выщелачивания характерны для солонцовых ландшафтов, где возможна биогенная и гидрогенная аккумуляция соды. Однако статистически содовое выщелачивание нами установлено только для скандия, который выносится из горизонтов A и B солонцовых почв по сравнению с почвообразующими четвертичными суглинками (табл. 3). Косвенным доказательством содового выщелачивания в автономных, трансэлювиальных и элювиально-аккумулятивных солонцах служит накопление элементов содовой миграции – иттрия, молибдена, скандия, циркония и бериллия в почвах подчиненных ландшафтов – логов, западин, долин

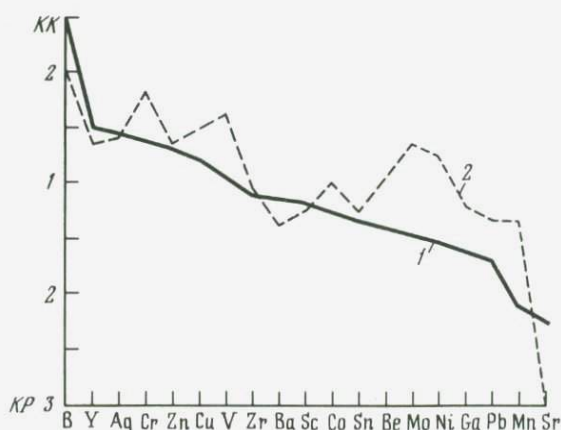
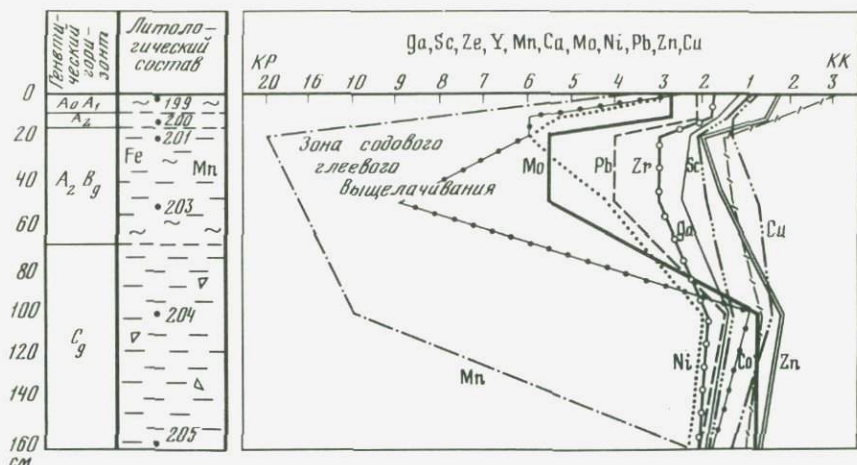


Рис. 16. Геохимические спектры элементов в кларках концентрации (КК) и кларках рассеяния (КР), Северный Казахстан

1 – четвертичные суглинки ($n=95$); 2 – неогеновые глины ($n=140$)



различных районов Казахстана (см. гл. 4), а также концентрация этих элементов в растениях, произрастающих на солонцах – польнях, кокпеке и т.д. (см. гл. 6).

Содовое выщелачивание было широко развито в Казахстане в неогене. В почвах автономных ландшафтов этого периода, вероятно, была развита щелочная среда. В ней мигрировали молибден, бериллий, ванадий, серебро, медь и другие элементы, которые накапливались в континентальных отложениях супераквальных и субаквальных ландшафтов (болот, озер, долин, рек). Об этом свидетельствует накопление комплекса элементов содовой миграции (молибдена, ванадия, серебра и др.) в глинах аральской свиты в Северной Казахстане (рис. 16). Неогеновые отложения в других районах Казахстана также обогащены этими элементами.

Содовое глеевое выщелачивание характерно не только для типичных элементов содовой миграции, но и для марганца, кобальта, никеля, свинца и цинка.

Зоны содового глеевого выщелачивания формируются в болотных и луговых содовых почвах аридной зоны. Содержания микроэлементов в этих зонах в 5–10 раз меньше их содержаний в аналогичных почвах, но с меньшими значениями pH. Содовое глеевое выщелачивание лучше всего выражено в элювиально-глеевых горизонтах A₁A₂, A₂ и A₂B осолодевших почв на глубине 10–50 см (рис. 17). При наземных литохимических поисках при стандартном отборе проб с глубины 20 см возможен пропуск аномалий, ослабленных в зоне содового глеевого выщелачивания.

ГЛАВА 4 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

В ландшафтах наиболее детально изучены физико-химические барьеры, характеристике которых и посвящается данная глава.

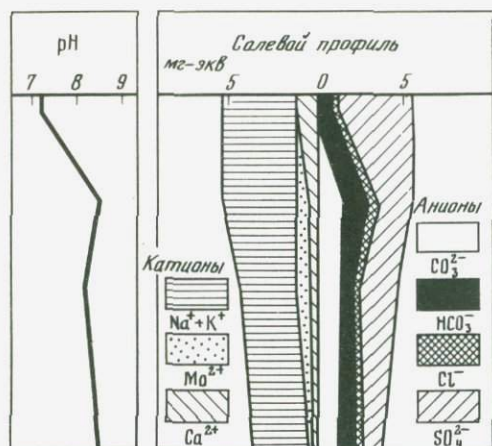


Рис. 17. Зона содового глеевого выщелачивания в луговых солончакватых осолоделых почвах (Северный Казахстан, разрез 61)

Кислородные барьеры (А)

Эти барьеры формируются на контакте глеевых или североводородных вод с кислородной обстановкой. Их образование возможно и тогда, когда слабоокислительные, сравнительно бедные кислородом, воды встречают резкоокислительную среду.

Для большинства кислородных барьеров характерно ожелезнение, для многих — ожелезнение и омарганцевание. Реже встречается только омарганцевание и еще реже накопление элементарной серы.

Известно, что стандартные потенциалы окисления Fe^{2+} и Mn^{2+} различны [159]. Природные условия сильно отличаются от стандартных, однако и в природе имеется много обстановок с подвижным марганцем (Mn^{2+}) и неподвижным железом (Fe^{3+}). Так, в ландшафтах достаточно распространена геохимическая обстановка, где воды содержат растворенный кислород, но E_h не столь высок, чтобы осаждался марганец. Поэтому марганец (Mn^{2+}) здесь мигрирует, а железо (Fe^{3+}) практически неподвижно. Подобная обстановка называется слабоокислительной [199].

В условиях кислого оглеения железо и марганец мигрируют в форме $\text{Fe}(\text{Mn})(\text{HCO}_3)_2$ и органо-минеральных соединений. На кислородном барьере в этом случае формируются аномалии А6, для которых характерны минералы железа и марганца. Среди минералов железа преобладают гематит, гидрогематит, гетит и гидрогетит.

Так как рН осаждение Mn^{2+} выше, чем у Fe^{2+} , то в нейтральной и щелочной глеевых средах пути миграции этих элементов расходятся. Железо здесь малоподвижно (рН выпадения гидроокиси Fe^{2+} из разбавленных растворов равно 5,5), а марганец мигрирует (рН выпадения гидроокиси Mn^{2+} равно 8,5). Окисляясь на кислородном барьере (А7–А8), он переходит в осадок в виде различных черных коллоидных минералов (пирролюзита, псилломелана, вернадита, манганита и вадов).

Гидроокислы марганца и железа являются хорошими сорбентами. Для поглощенных металлов они будут являться сорбционным барьером (G) и в данном месте произойдет совмещение двух геохимических барьеров:

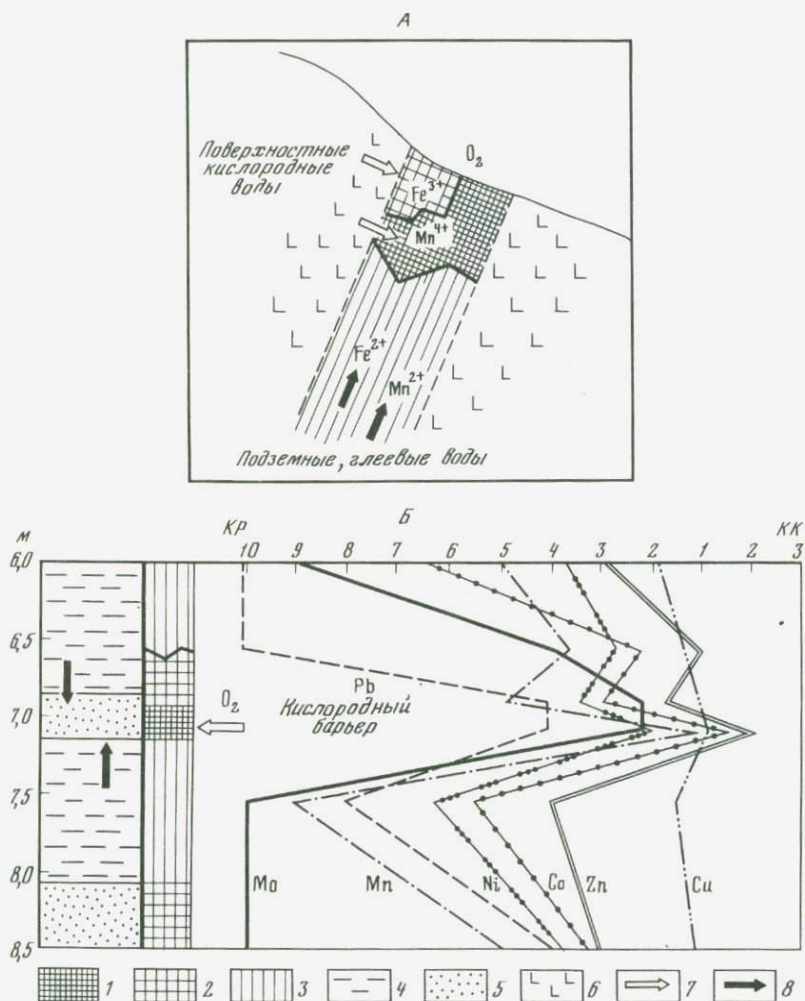


Рис. 18. Схема формирования кислородного барьера в зонах разломов (А) и водоносных горизонтах (Б)

1 — сильное ожелезнение; 2 — слабое ожелезнение; 3 — оглеение; 4 — водоупорные горизонты (алевролиты); 5 — водоносные горизонты (пески); 6 — скальные породы; 7 — кислородные воды; 8 — глеевые воды

кислородного (А) — для марганца и железа и сорбционного — для кобальта, бария, меди и других металлов. Так образуются комплексные аномалии, например А6–G6.

Физико-географические и геологические условия формирования кислородных барьеров разнообразны. Например, они характерны для зон разломов, где глубинные глеевые воды, поднимаясь по разлому, контактируют с кислородными водами. В результате в зонах разломов наблюдается покраснение, которое нередко служит их диагностическим признаком (рис. 18). Этот вопрос заслуживает специального рассмотре-

ния, так как покраснение может иметь различное происхождение и, следовательно, интерпретироваться по-разному.

Первый и хорошо изученный тип — гидротермальная гематитизация. Второй — ожелезнение, образующееся в результате окисления эндогенного пирита и халькопирита. Это "железные шляпы", которые также хорошо изучены и используются в качестве поискового признака на гидротермальные руды [276].

Третий тип, установленный нами, — продукт окисления глеевых вод на кислородном барьере [199]. Таким путем могут возникать "ложные железные шляпы", например бурые железняки в зонах разломов. Нередко это просто пленочное ожелезнение в зонах трещиноватости пород. В обоих случаях необходимо отличать данное образование от первых двух типов, так как оно не является прямым указателем на сульфидное оруденение.

Ряд признаков позволяет отличить барьерное ожелезнение от зоны окисления сульфидов (парагенная ассоциация элементов в гидроокислах, реликтовые текстуры окисления сульфидов и т.д.).

По разломам кислородные воды могут проникать на сотни и тысячи метров. Это создает возможность образования кислородного барьера и ожелезнения на больших глубинах.

В ландшафтах Казахстана ожелезнение в зонах разломов распространено широко. Примером может служить серия региональных разломов, ограничивающих Мугуджары с запада.

Ожелезнение нередко наблюдается и в водоносных горизонтах, в местах их выклинивания на поверхности, или в зоне капиллярной каймы на контакте глеевых и кислородных вод. Наконец, кислородные барьеры характерны для болотных, луговых и других суперкальневых почв.

Многие проявления кислородных барьеров, наблюдаемые в современных ландшафтах, относятся к реликтовым образованиям. Так, в отложениях саксаульской свиты ($Pg_2^3 sk$), восточнее г. Эмбы, желто-бурые ожелезненные песчаники чередуются с белесыми оглеенными алевролитами. Этот переход явно афациален и связан с эпигенетическими процессами. В прошлом пески представляли собой водоносный горизонт, на контакте которого с алевролитами развивалась глеевая среда. Железо и марганец мигрировали из алевролитов в песчаные водоносные горизонты, где и осаждались на кислородном барьере. Вместе с ними осаждались и другие микроэлементы, которые сорбировались гидроокислами данных металлов. В настоящее время эти отложения, залегающие выше уровня грунтовых вод, находятся в окислительных условиях, которые исключают развитие оглеения и формирование кислородного барьера.

Аномалии А1—А2 (А5—А6). К ним относятся аккумуляции железа и марганца в почвах и породах, образовавшиеся в результате окисления их сернокислых солей в местах контакта сернокислых слабоокислительных или глеевых вод с окислительной обстановкой. Подобные процессы установлены на медно-порфириновых месторождениях Северного Прибалхашья (участки Южные Бесшюкы, Жорга, Карабас, Борлы и др.). Здесь в зонах разломов происходит разгрузка сернокислых вод с $pH = 2,7-3,5$. Под их воздействием формируются сернокислые солончаковые ландшафты, которые выделяются на местности ярко-красной окраской почв вдоль сернокислого ручья и отсутствием растительного покрова. Это кислые солончаки

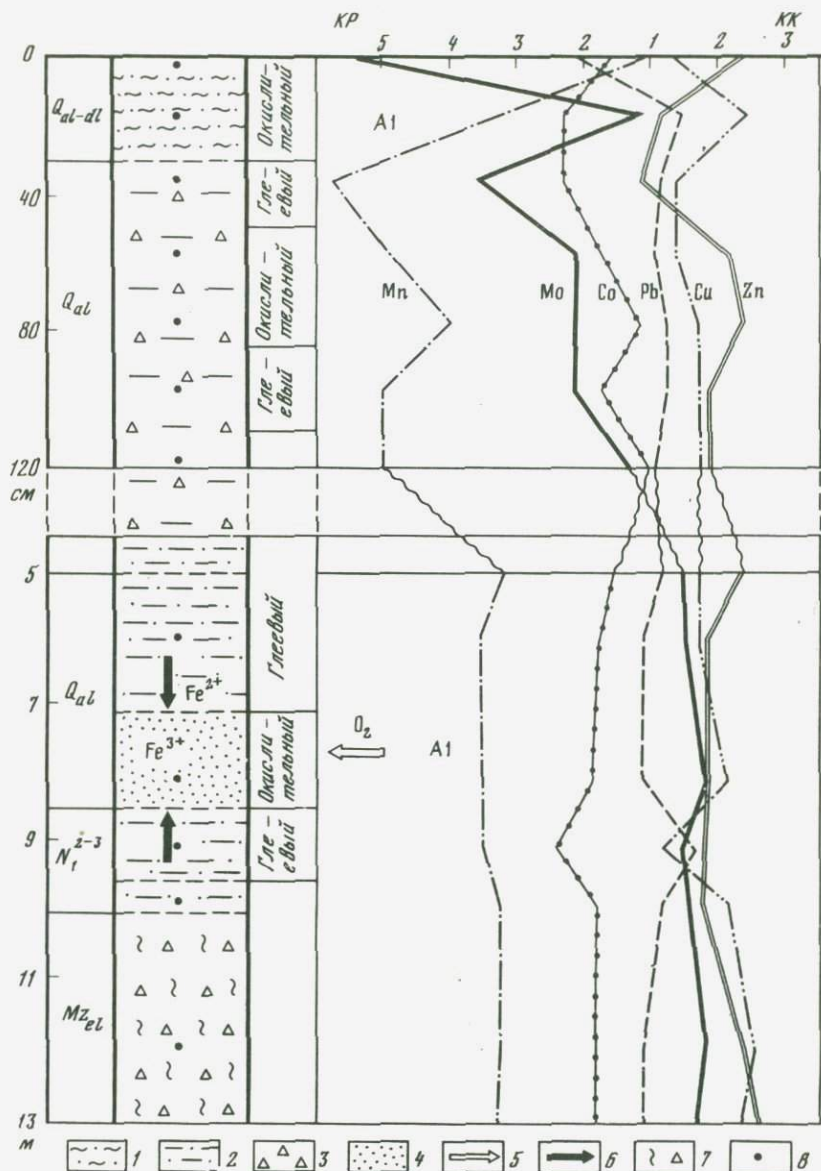
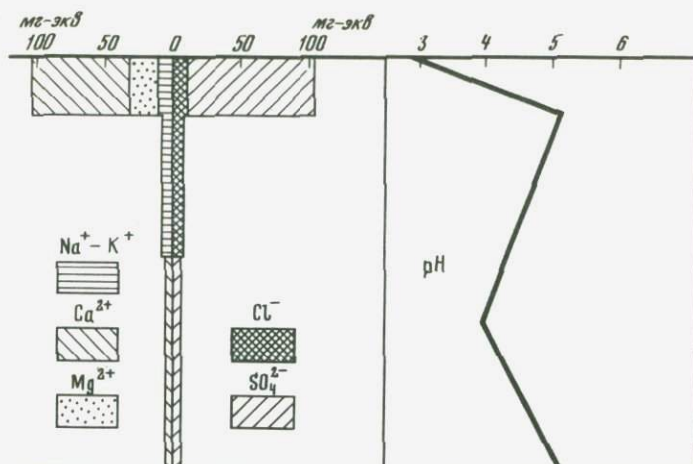


Рис. 19. Аномалия типа А1 (Северное Прибалхашье)

1 – суглинок с песком; 2 – глина; 3 – глина с щебнем; 4 – песок; 5 – кислородные воды; 6 – глеевые воды; 7 – древесная древняя кора выветривания; 8 – точки отбора проб

с $pH = 3,0-6,0$, с ярко выраженным сульфатно-натриевым типом засоления. Поверхность почв покрыта охристой корочкой из гидратов окислов железа. Вся почвенная толща также сильно обожжена, что связано с окислением Fe^{2+} на кислородном барьере. В почвах много гипса, особенно в верхнем горизонте. На участке Южные Бешоки выработками вскрыты



четвертичные аллювиальные отложения и древняя кора выветривания гранодиоритов (рис. 19). Аллювиальные отложения водоносны и оже-лезнены, глины оглеены. На стенках выработок и керне наблюдаются выцветы легкорастворимых солей. Уровень грунтовых вод в шурфе составляет 1,2 м. В скважине воды самоизливающиеся. Воды кислые с $pH = 3,34$, сульфатно-натриевые, соленые (минерализация 5,8 г/л).

В процессе оглеения—ожелезнения в породах и почвах не наблюдается значительного перераспределения микроэлементов, содержания их колеблется в пределах кларка.

Таким образом, для аномалии А1 характерна концентрация только желе-за: она образовалась за счет разгрузки в зоне разлома и окисления на кислородном барьере сернокислых вод, дренирующих медно-молибдено-вое месторождение Южные Бесшюкы.

Остальные рудные элементы легко мигрируют в водах сернокислого ручья и не осаждаются на кислородном барьере.

По мере нейтрализации слабоокислительных и глеевых сернокислых вод (до $pH = 6,5$) в местах их контакта с кислородной обстановкой формируются аномалии вида А2 (А6). В Северном Прибалхашье они широко распространены в ландшафтах, сопряженных с сульфидными месторожде-ниями. В отличие от аномалий А1 для А2 характерна концентрация не только железа, но и марганца и других рудных элементов.

Так, на месторождении Борлы, аномалии вида А2 (А6) установлены в древней коре выветривания, аллювиальных отложениях, почвах (рис. 20). Многие аномалии А2 (А6) в современных ландшафтах месторождения относятся к реликтовым образованиям. На рис. 21 (вкл.) дан разрез право-го борта древней долины в зоне разлома, где выработкой вскрыты древняя кора выветривания и перекрывающие ее маломощные четвертичные отло-жения. Верхняя часть профиля (до 70 см) бурно вскипает от HCl , ниже следует реликтовый бескарбонатный глеевый горизонт. По-видимому, глубинные глеевые воды, разгружаясь по разлому, создавали восстано-вительную обстановку в нижних горизонтах коры выветривания. В зоне аэра-ции за счет кислорода поверхностных вод и воздуха закисные соединения

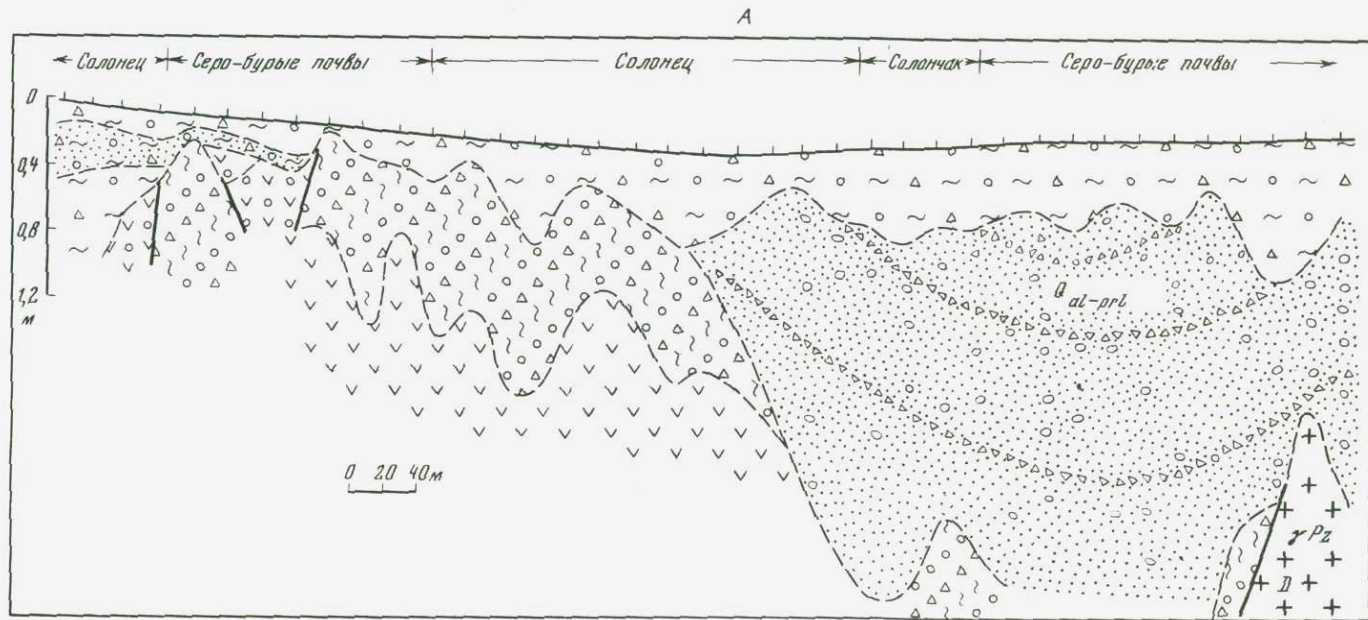
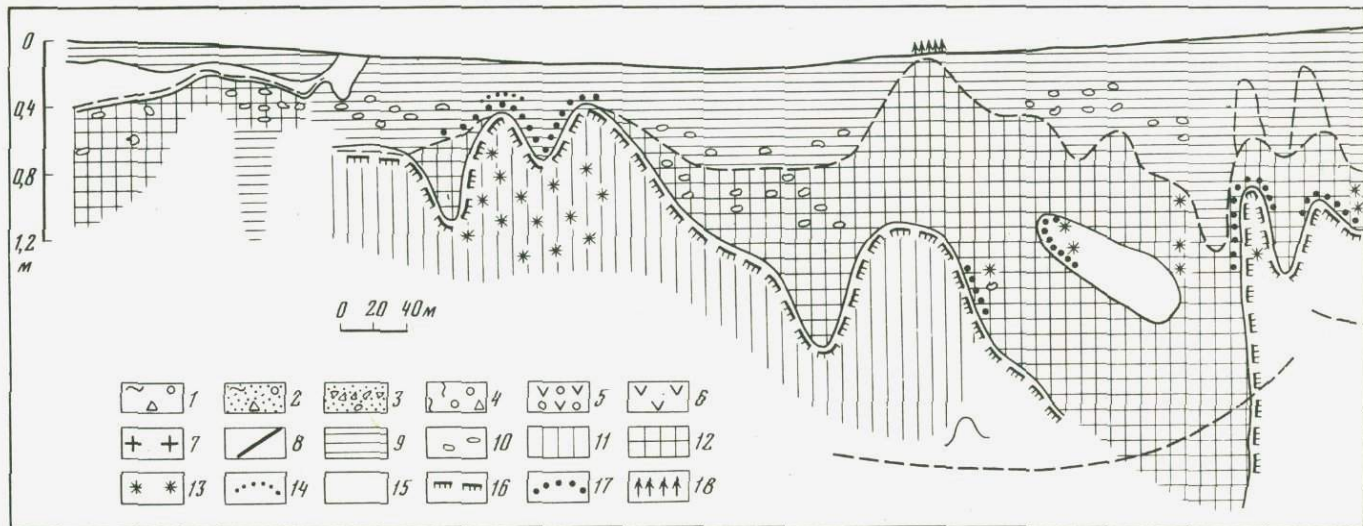


Рис. 20. Зоны сернокислого выщелачивания и геохимические барьеры в почвах месторождения Борлы. А – схематический геологический разрез, Б – эпигенетические изменения

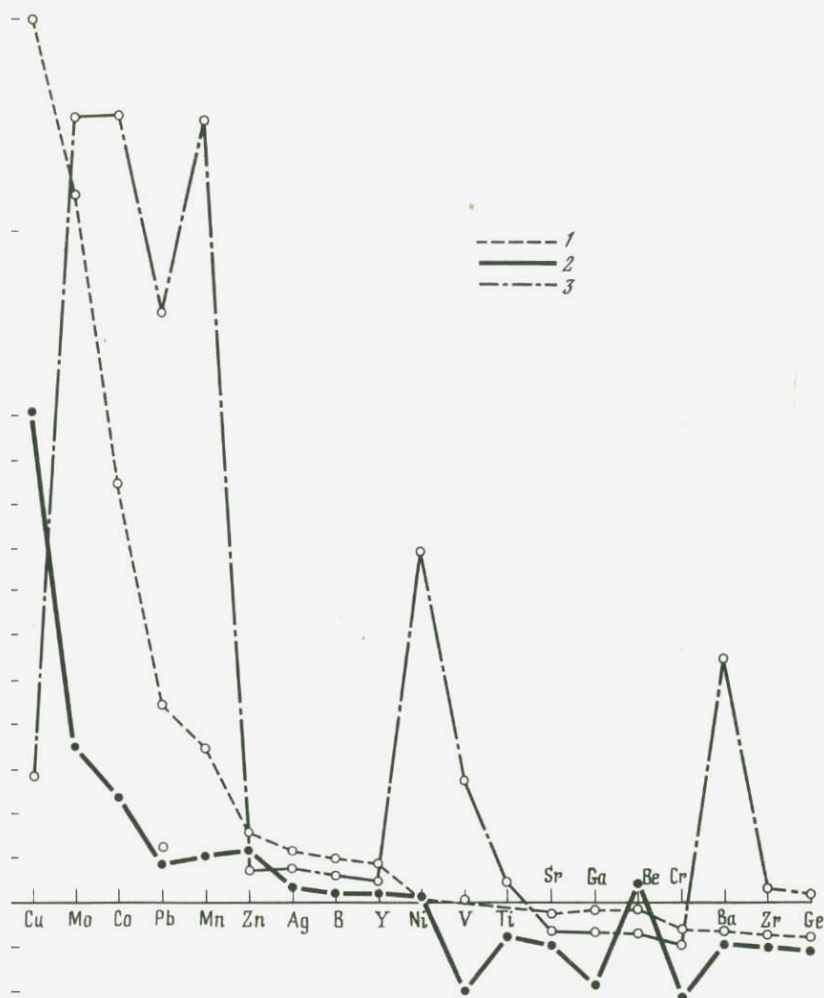
1 – суглинок со щебнем; 2 – опесчаненный суглинок с щебнем; 3 – крупнозернистый песок с прослоями щебня; 4 – суглинисто-щебнистая кора выветривания; 5 – порфириты; 6 – вторичные кварциты; 7 – гранодиориты; 8 – зона тектонического нарушения; 9–14 – эпигенетические изменения: 9 – карбонатизация, 10 – новообразования карбонатов, 11 – бескарбонатное огипсование, 12 – карбонатное огипсование, 13 – ожелезнение, 14 – омарганцевание; 15 – зона сернокислого выщелачивания; 16–18 – геохимические барьеры: 16 – щелочной, 17 – кислородно-сорбиционный, 18 – испарительный



железа и марганца окислялись, переходили в окисные гидратные соединения. В результате в древней коре выветривания на глубине 60–80 см на границе карбонатной и бескарбонатной сред сформировался кислородный барьер в виде сильно ожезженного и омарганцеванного горизонта с зональным разделением гидроокислов железа и марганца. Разгружающиеся воды, вероятно, содержали значительное количество элементов типоморфного комплекса. Глеевая среда в нижних горизонтах коры выветривания была недостаточно восстановительной для осаждения меди, молибдена и других металлов на восстановительном барьере. Наоборот, в оглеенных участках в результате кислого глеевого выщелачивания легко мигрировало большинство рудных элементов. Встретив на своем пути кислородный барьер, они осаждались гидроокислами железа и марганца, которые сорбировали многие рудные элементы (G2–G6). В результате произошло усиление рудной аномалии свинца, меди, молибдена, марганца, бария, кобальта.

Помимо зон разломов, усиление рудных аномалий на реликтовых барьерах наблюдается на месторождении Борлы и в четвертичных аллювиальных песках древней долины (см. рис. 21, вкл.). По сравнению с зонами разломов аномалии, выявленные в четвертичных отложениях, отличаются более низким содержанием рудных элементов, сохраняя типоморфный комплекс (молибден, медь, свинец, кобальт, марганец).

В настоящее время усиление рудных аномалий на кислородном барьере происходит в супераквальных ландшафтах с характерным для них выпотным режимом вод. Например, в Северном Прибалхашье на месторождении Большой Карабас в кислых солончаках в верхнем окислительном горизонте мощностью 20–40 см наблюдается резкое изменение рН от 4,5 до 6,5, что облегчает окисление серноокислых солей железа и марганца на кислородном барьере (рис. 22, вкл.). В результате сорбции происходит формирование геохимических аномалий меди (40КК), молибдена (28КК), мышьяка (9КК), кобальта (15КК) и других на совмещенном кислородно-сорбционном барьере вида А2–G2 (А6–G6). Подобные аномалии должны оцениваться как рудные, связанные с разгрузкой трещинно-грунтовых вод, дренирующих рудные тела. На рис. 23 показаны геохимические спектры элементов в гидроокислах марганца на медно-порфириновых и полиметаллических месторождениях. Как видно из рис. 23, гидроокислы марганца сорбируют широкий круг химических элементов. Наблюдается прямая связь между составом руд и химическими элементами, накапливающимися на кислородно-сорбционном барьере. Так, спектры гидроокислов марганца, отобранных на поверхности кислых солончаков медно-порфириновых месторождений Борлы и Большой Карабас, имеют близкую форму и характеризуются интенсивным накоплением меди. Но на месторождении Борлы пробы гидроокислов отбирались непосредственно в пределах рудного поля, а на Большом Карабасе — по периферии месторождения. Это отразилось на уровнях содержания меди в гидроокислах марганца. На месторождении Борлы медь накапливается до 60КК, а на Большом Карабасе всего лишь до 15КК. Такая же тенденция свойственна для молибдена, кобальта, свинца и марганца. На полиметаллических месторождениях установлен иной характер геохимических спектров в гидроокислах марганца. Так, на месторождении Жайрем в марганцевых конкрециях более



3. Геохимические спектры химических элементов в гидроокислах марганца на родно-сорбционных барьерах А-С

1 - месторождение Борлы ($n=32$); 2 - месторождение Большой Карабас ($n=27$); полиметаллическое месторождение Жайрем ($n=36$)

сивно концентрируются элементы типоморфного комплекса барит-металлического и железо-марганцевого оруденения - свинец, кобальт, анец, никель, барий, ванадий. Это может служить критерием при химических поисках соответствующих месторождений.

юмалии на кислородном барьере вида А1, А2 следует отличать от ленных сульфидных жил. На рис. 24 (вкл.) показаны разрезы 2 и 3, рыми вскрыта древняя кора выветривания, перекрытая маломощ- 4 четвертичными отложениями. На зеленоватом фоне наблюдаются стые полосы, приуроченные к щелнистым, ноздреватым горизонтам,

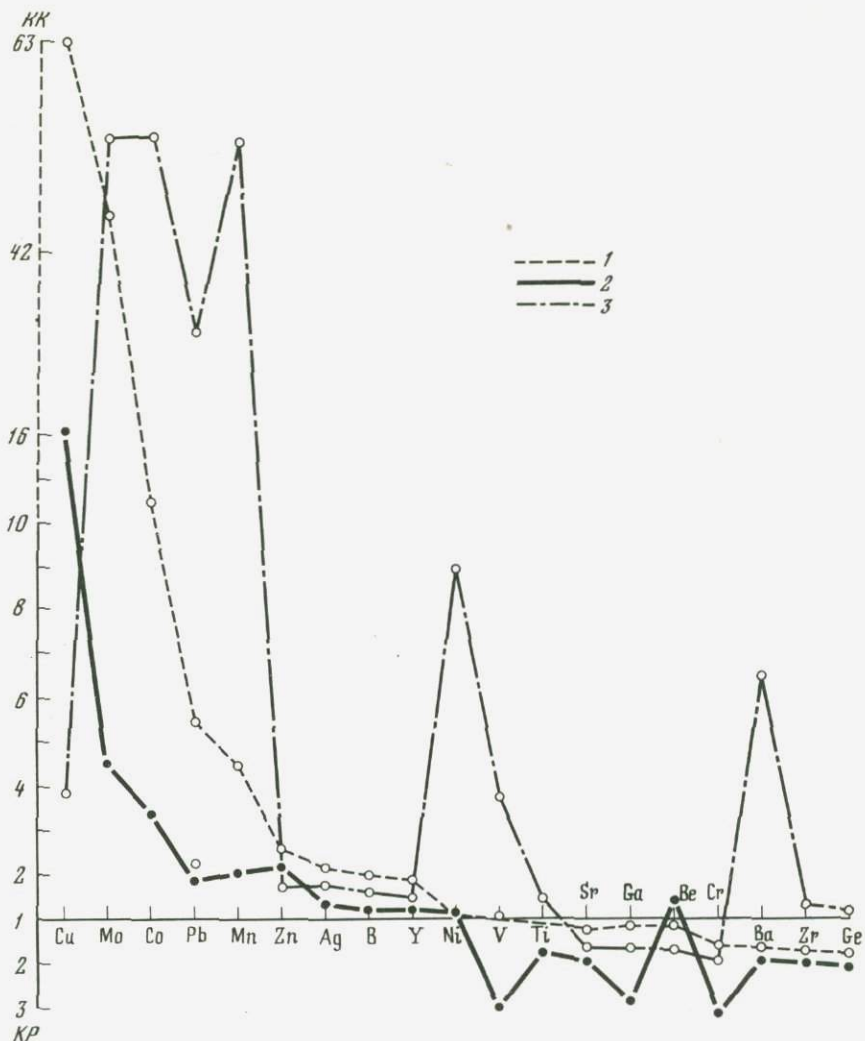


Рис. 23. Геохимические спектры химических элементов в гидроокислах марганца на кислородно-сорбционных барьерах А-Г

1 – месторождение Борлы ($n=32$); 2 – месторождение Большой Карабас ($n=27$); 3 – полиметаллическое месторождение Жайрем ($n=36$)

интенсивно концентрируются элементы типоморфного комплекса барит-полиметаллического и железо-марганцевого оруденения – свинец, кобальт, марганец, никель, барий, ванадий. Это может служить критерием при геохимических поисках соответствующих месторождений.

Аномалии на кислородном барьере вида А1, А2 следует отличать от окисленных сульфидных жил. На рис. 24 (вкл.) показаны разрезы 2 и 3, которыми вскрыта древняя кора выветривания, перекрытая маломощными четвертичными отложениями. На зеленоватом фоне наблюдаются охристые полосы, приуроченные к щебнистым, ноздреватым горизонтам,

сильноизмененным кислым выщелачиванием пород. Суглинистые горизонты оглеены, вскипают от HCl. Ожелезненные горизонты бескарбонатны. На границе ожелезненных бескарбонатных полос с карбонатной оглеенной корой выветривания наблюдается медная зелень. График распределения химических элементов по профилю демонстрирует контрастное распределение рудных элементов. К ожелезненным зонам приурочены повышенные содержания молибдена, вольфрама, марганца за счет сорбции гидроокислами железа. Цинк, свинец, медь, барий, серебро накапливаются в оглеенной карбонатной коре выветривания. По-видимому, когда в зоне разлома происходила разгрузка трещинно-грунтовых вод, существовала глеевая кислая среда. Первичные минералы меди, серебра, молибдена и другие были устойчивы и не окислялись. Впоследствии восстановительная (глеевая) среда сменилась на слабоокислительную, нейтральную. Известно, что в таких условиях пирит — основной минерал зоны минерализации — через ряд промежуточных соединений переходит в сульфаты закиси и окиси железа, которые в растворах зоны окисления дают гидроокись железа и серную кислоту.

В карбонатной слабоокислительной обстановке засоленных почв гидроокись железа быстро коагулирует. Этому способствует щелочная среда. Таким образом, сернокислые растворы формируют локальную кислую обстановку, в которой медь, свинец, цинк и другие элементы энергично мигрируют и выносятся за пределы трещин. Энергичной миграции этих элементов не препятствует сорбция металлов гидроокислами железа и марганца. Во вмещающих карбонатных горизонтах древней коры выветривания медь, свинец, цинк резко снижают свою миграционную способность, осажаясь после нейтрализации кислых растворов. В результате формируется щелочной барьер с концентрацией меди, свинца, цинка в виде труднорастворимых карбонатов и гидроокисей. Перераспределение элементов в описываемых выработках за счет этих процессов достигает значимых различий. Например, содержание меди изменяется от 0,05% в ожелезненных горизонтах до 0,8% на щелочном барьере.

В отличие от меди, свинца, марганца, интенсивно мигрирующих в кислых условиях, молибден и вольфрам здесь малоподвижны, так как при pH меньше 3,5 происходит окисление молибденита (основного рудного минерала месторождения) и осаждение молибдена железом в виде ферримоллибдита. В слабокислых нейтральных условиях он неустойчив за счет гидролитического разложения и может интенсивно мигрировать в виде иона молибденовой кислоты (MoO_4^{2-}). Но миграционная способность молибдена резко ограничивается присутствием гидроокислов железа, с которыми он образует труднорастворимые молибденсодержащие комплексы. Это основная причина длительного существования значительных концентраций молибдена в ожелезненных продуктах зоны окисления, даже если все первичные минералы разрушены полностью. На рис. 24 видно, что наибольшие содержания молибдена приурочены к сильно ожелезненным горизонтам древней коры выветривания, обедненным медью. Так происходит разделение основных рудообразующих элементов — меди и молибдена в древней коре выветривания, пережившей стадию кислого оглеения с последующим окислением на фоне карбонатной среды. Это явление необходимо учитывать при поисках и оценке геохимических

аномалий и вносить соответствующие коррективы, например при подсчетах продуктивности ореолов, установления типоморфного комплекса руд и др.

Таким образом, в зонах окисления и в прилегающих к ним ландшафтах, в древней коре выветривания и континентальных отложениях в результате выноса из зон окисления железа и марганца широкое распространение получили аномалии вида А1, А2 (А5, А6). С гидроокислами этих металлов связано формирование оторванных геохимических аномалий свинца, молибдена, меди, никеля, кобальта и др.

Критерии оценки аномалий А1 (А5) близки к оценке аномалий А2 (А6), с которыми они имеют одну генетическую природу. Рудные аномалии отличаются от безрудных накоплением не только основных рудообразующих элементов, но и элементов-спутников соответствующего оруденения.

Аномалии А3 и А4. К ним относятся некоторые аккумуляции гидроокислов марганца в почвах лесостепи и черноземной степи, в известняках, в породах красноцветной формации. В последних нередко на общем красном фоне пород встречаются черные примазки марганцевых минералов. Эти явления характерны, например, для неогеновых красноцветов Средней Азии и Казахстана. В неогене в условиях ландшафта саванн были широко распространены содовые озера с сильнощелочными илами (см. гл. 8, 9, 10). Подобная обстановка, вероятно, была мало благоприятна для жизни (высокий рН!), в связи с чем в илах формировалась слабоокислительная (а не глеевая) среда с неподвижным Fe^{3+} и подвижным Mn^{2+} . Это и определило перераспределение марганца в илах, существование черных примазок на общем красном фоне породы. В современных степных и пустынных ландшафтах в озерах преобладает нейтральная и слабощелочная среда, в илах восстанавливаются и Fe^{3+} и Mn^{4+} , красноцветность осадков нехарактерна.

Геохимические аномалии А3 сформировались на восточном фланге рудного поля медно-молибденового месторождения Южные Бесшоки. Скважинами здесь вскрыты отложения павлодарской свиты неогена, подстилаемые дресвянисто-суглинистой древней корой выветривания по гранодиоритам (рис. 25). На глубине 33,0–35,0 метров выявлен окислительный барьер с аномальными содержаниями свинца ($40 \cdot 10^{-3}\%$ при $C_{\phi} = 2 \cdot 10^{-3}\%$), Мо ($0,8 \cdot 10^{-3}\%$ при $C_{\phi} = 0,2 \cdot 10^{-3}\%$), марганца ($600 \times 10^{-3}\%$), кобальта, никеля, лития. Образование аномалии представляется следующим образом. Подземные воды, дренирующие месторождение, циркулировали по трещинам в древней коре выветривания и поступали в вышележащие отложения павлодарской свиты. Отсутствие органики (или недостаточное ее количество) не способствовало развитию восстановительной (глеевой) среды в нижних горизонтах глин. В них установилась слабоокислительная среда с подвижным марганцем, который мигрировал вверх по разрезу. Встретив на своем пути окарбонатный горизонт глин, марганец окислялся и осаждался из раствора. Помимо марганца, слабоокислительная бескарбонатная среда явилась благоприятной для миграции свинца, кобальта, никеля и других металлов. Они сорбировались гидроокислами марганца. В результате сформировалась геохимическая аномалия А3–ГЗ.

В районе Бесшоки на безрудных участках древних долин, выполненных

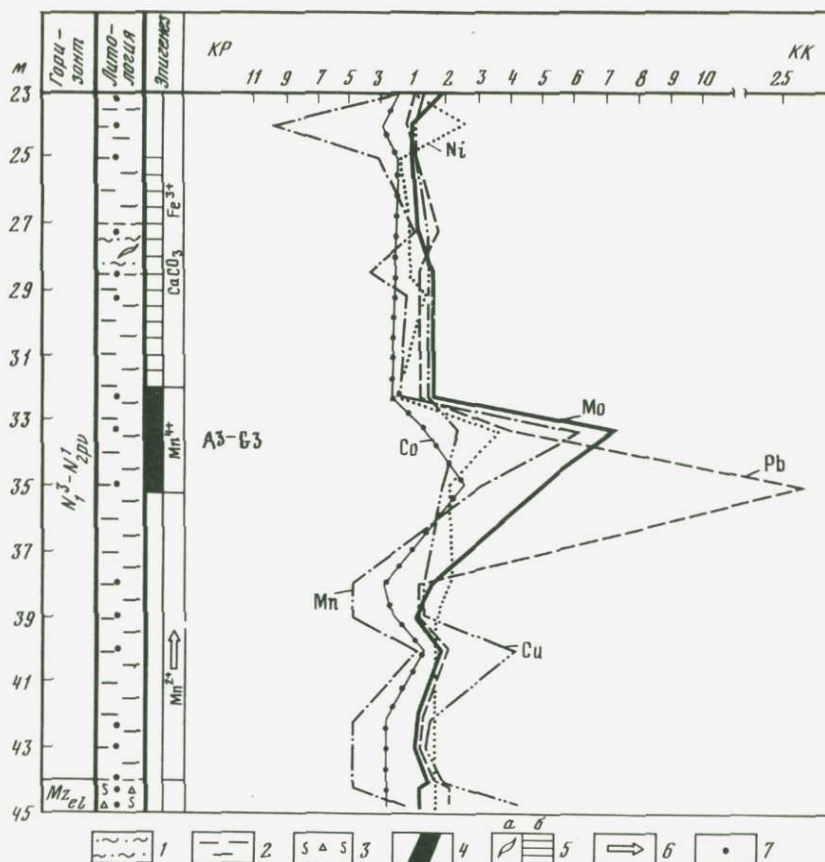


Рис. 25. Накопление химических элементов на кислородно-сорбционном барьере (аномалии типа А3-Г3) в глинах павлодарской свиты (уч. Южный Таймушке, Северное Прибалхашье)

1 – суглинок с песком; 2 – глина; 3 – древеснисто-суглинистая кора выветривания гранодиоритов; 4-5 – эпигенетические изменения: 4 – омарганцевание, 5 – карбонатизация; 6 – направление движения растворов; 7 – точки отбора проб

неогеновыми глинами, контрастность аномалий вида А3-Г3 низкая. Таким образом, критериями отличия рудных концентраций вида А3-Г3 от безрудных являются сильное омарганцевание глин, проявленное в форме отдельных омарганцованных горизонтов мощностью до 1-2 м, аномальные концентрации элементов типоморфного комплекса Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Co и др. При проведении глубинных геохимических поисков рекомендуется опробовать омарганцованные горизонты в континентальных отложениях.

Аномалии А6. Более характерны для ландшафтов аномалии вида А6, которые типичны для равнин тундры, тайги, влажных тропиков. Большое количество органических веществ, разлагающихся в гумидных ландшафтах, приводит к оглеению почв и илов. Кислые глеевые воды обогащены Fe^{2+} и Mn^{2+} . Если такие воды выходят на дневную поверхность, например у

Таблица 4

Концентрация рудных элементов (в $л \cdot 10^{-3}\%$) в железистых осадках на участках ореолов месторождений Бурятии

Месторождение	Zn	Pb	Cu	Ni	Cr	As	Mo	Cd	Число проб
Довыренское медно-никелевое	170	6	80	500	200	—	—	—	4
Холоднинское колчеданно-полиметаллическое									
а) железистые осадки болот над ледниковыми отложениями мощностью 10–15 м	130	10	3	5	10	80	0,1	—	10
б) осадки железистого источника, приуроченного к разлому	1500	10	1	2	—	300	0,2	10	2
Харасунское рудное поле									
а) штокерковая молибденовая зона	25	2	25	2	—	10	4	—	15
б) зона окисления молибденхалькопиритовых руд	50	2	15	2	—	60	2	—	5
в) зона окисления полиметаллических руд	15	1	1	1	—	300	0,5	—	35

Примечание. Выделены аномальные концентрации элементов-индикаторов.

основания склона, то в этом месте возникает кислородный барьер, осаждаются гидроокислы железа и марганца в виде конкреций и пластов бурых железняков. Глеевые грунтовые и трещинные воды нередко разгружаются на дне рек, озер и болот, где также возникает кислородный барьер с железисто-марганцевыми аккумуляциями.

При быстром осаждении гидроокислов железа из глеевых вод сначала образуется ферригидрит, по кристаллической структуре сходный с гематитом. В дальнейшем он превращается в гематит. В реакции окисления важная роль принадлежит железобактериям [70].

Гидроокислы железа, образующиеся на кислородных барьерах, могут служить объектом опробования при геохимических поисках, так как вблизи рудных месторождений гидроокислы нередко обогащены металлами. Они характеризуются парагенетической ассоциацией микроэлементов, типичной для руд и первичных ореолов. Это позволило Т.Т. Тайсаеву [295] разработать метод поисков в болотных ландшафтах, который основан на анализе современных железистых осадков. Аномально высокие концентрации As, Mo, Cu, Pb, Ni и других металлов в железистых осадках представляют прямые поисковые признаки оруденения. Этот метод значительно облегчает опоскование болот, где проведение обычных литохимических поисков неэффективно, а зачастую и невозможно. Поиски по железистым осадкам и торфам, проведенные на заболоченных флангах рудных полей Бурятии, позволили выделить новые аномалии As, Zn, Pb и Cd, перспективные на цветные металлы (табл. 4).

Проявления кислородного барьера в районах развития медноколчеданного и полиметаллического оруденения на Полярном и Северном Урале обнаружил В.В. Домчак [106, с. 20]. Он пишет: "Максимальный интерес для систематического опробования в поисковых целях представляют образования железо-марганцевого барьера в руслах мелких водотоков, представленные корками гидроокислов на валунах. Они характеризуются повсеместным распространением, большой контрастностью проявления и однотипностью материала. Кроме того, проявления этой морфологической разновидности барьера легко диагностируются и опробуются.

Состав корок, сравнительно легко отделяемых от поверхности валунов, на которых они развиваются, в основном железо-марганцевый. Содержание в них железа колеблется от 4 до 38%, составляя в среднем (по 150 пробам) 14%, марганца — от 2 до 34%, в среднем тоже 14%. Соотношение железа и марганца в большинстве проб близко к единице. Из макропримесей в гидроокислах присутствует в среднем около 8% кремнезема, 5% глинозема и 2,5% окиси кальция.

В связи с явлением сорбции в гидроокислах накапливаются такие микроэлементы, как кобальт (0,006—0,06%), никель (0,02—0,06%), цинк (0,01—0,1%), медь (0,001—0,006%), молибден (0,00001—0,002%), барий (0,06—0,8%). При общей для гидроокислов всех водотоков тенденции к накоплению перечисленных элементов гидроокислы различных водотоков характеризуются различным их содержанием (практически независимо от степеней сходства гидроокислов по содержанию основных компонентов). Это позволяет выделять в пределах исследуемой площади водотоки с фоновым и аномальным содержанием одного или группы элементов. Учитывая однотипность опробуемого материала, аномальное содержание в нем того или иного элемента может быть объяснено повышением его содержания в водах, а следовательно, в почвах и коренных породах площади водосбора данного водотока. Так, систематическим опробованием гидроокислов в водотоках, дренирующих объекты с медноколчедановой минерализацией, установлено, что все они содержат в аномальных количествах медь (0,004—0,006% при фоновом содержании 0,002%), в то время как в гидроокислах водотоков, дренирующих безрудные участки, аномальные содержания меди не установлены. Гидроокислы из водотока, дренирующего железорудное месторождение, для

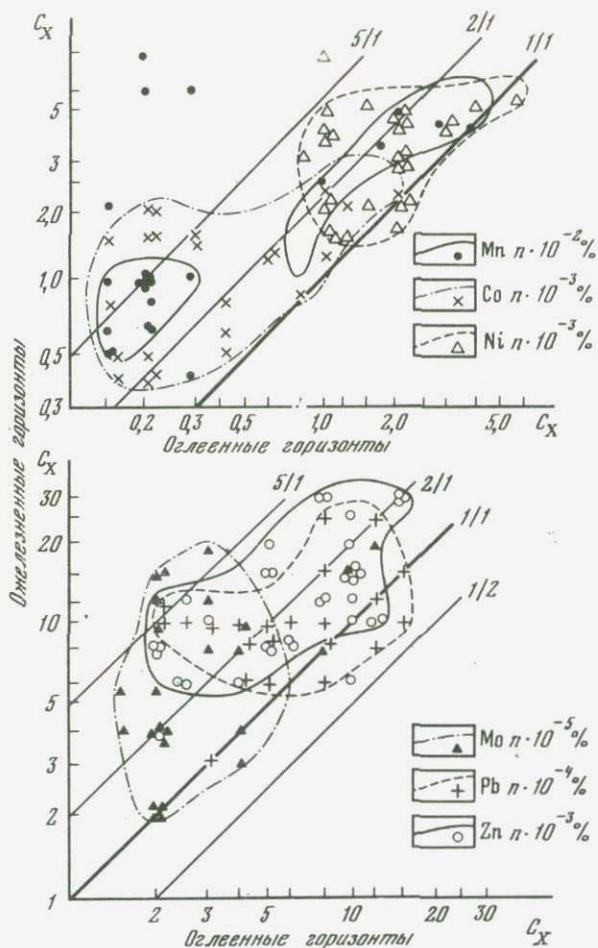


Рис. 26. Перераспределение Mn, Co, Ni, Mo, Pb, Zn в древней коре выветривания в процессе оглеения—ожезления

которого характерно повышенное содержание никеля и кобальта, содержат оба этих элемента в аномальных количествах (0,025–0,06% при фоновом содержании 0,004% и 0,04–0,06% при фоновом содержании 0,015% соответственно).

Особенностью аномалий в гидроокислах железо-марганцевого барьера в водотоках является их значительная протяженность. Так, аномалии меди в ручьях, берущих начало в районе с медноколчеданным оруденением, прослеживаются без снижения их интенсивности от истоков до устья водотока. Протяженность таких аномалий составляет от 1 до 4 км. Это позволяет оценивать площадь водосбора на содержание того или иного элемента с помощью геохимического опробования гидроокислов железа и марганца в приустьевой части водотока.

Благоприятным условием для применения описанного метода геохими-

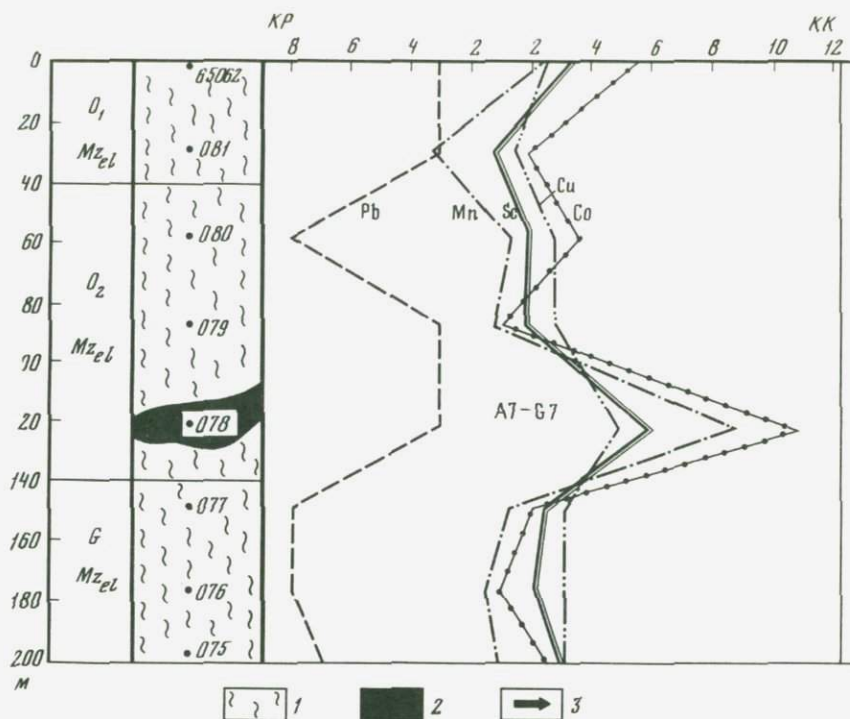


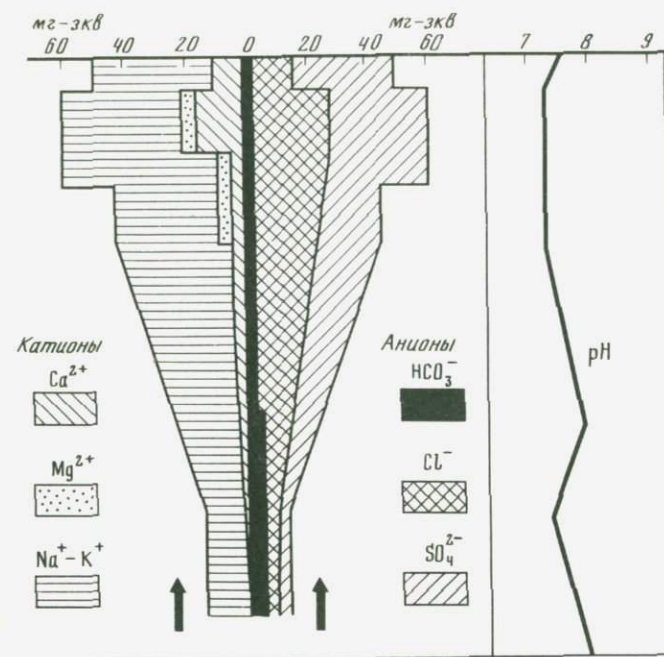
Рис. 27. Аномалия А7-Г7 в солончаке (Мугоджары)
 1 - древняя кора выветривания; 2 - омарганцеванный горизонт; 3 - глеевые слабощелочные воды

ческих поисков сульфидного оруденения является развитие на выходах рудных тел зоны окисления, что приводит к более интенсивной водной миграции элементов-индикаторов оруденения. В таких случаях аномалии на железо-марганцевом барьере значительно контрастнее и протяженнее аномалий меди в донных осадках. Интерпретация и оценка аномалий на железо-марганцевом геохимическом барьере в мелких водотоках проводится с учетом их солевой природы и наложенного характера" [106].

Аномалии, изученные В.В. Домчаком, также относятся к типу А6-Г6, хотя генезис их и недостаточно ясен.

Кислородные барьеры вида А6-Г6 широко распространены в древних корах выветривания, пестрая окраска которых часто связана с перераспределением железа и марганца. Например, в Северном Казахстане в глинисто-щебнистой каолинит-гидрослюдистой древней (мезозойской) коре выветривания силурийских алевролитов встречаются светлые, зелено-вато-голубые и белые полосы мощностью 0,1-1 м, прослеживающиеся преимущественно по периферии красно-бурых ожелезненных прослоев. Изменение окраски происходило под воздействием глеевого катагенеза. Наиболее водопроницаемые участки породы ожелезнены, а приконтактные части оглеены и осветлены.

Воды, циркулирующие по трещинам в древней глинисто-щебнистой коре выветривания, были преимущественно пресными, кислыми или, по

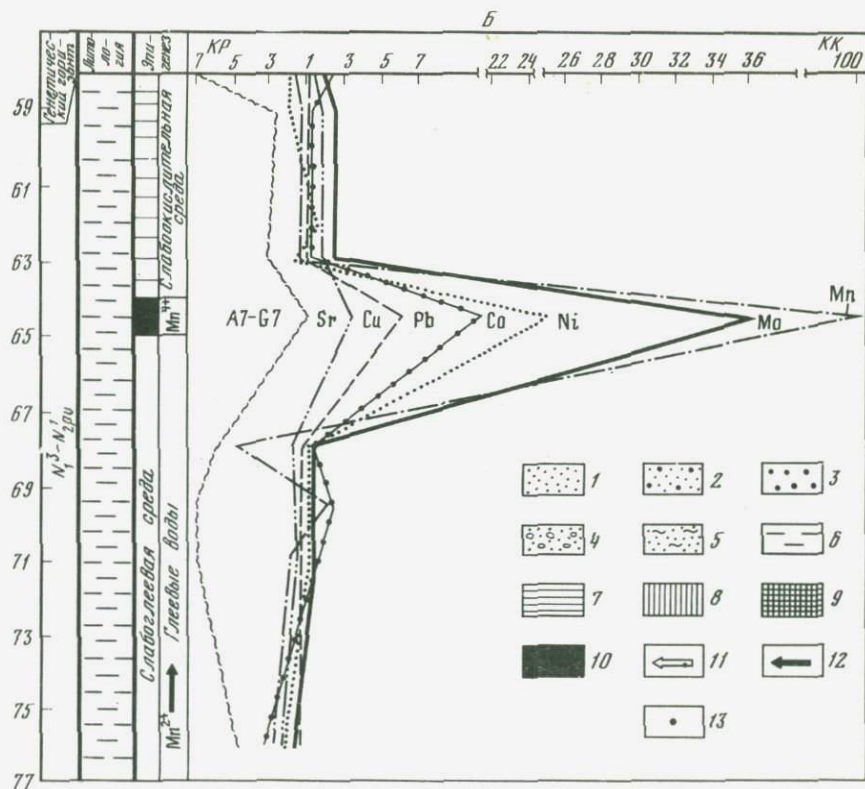
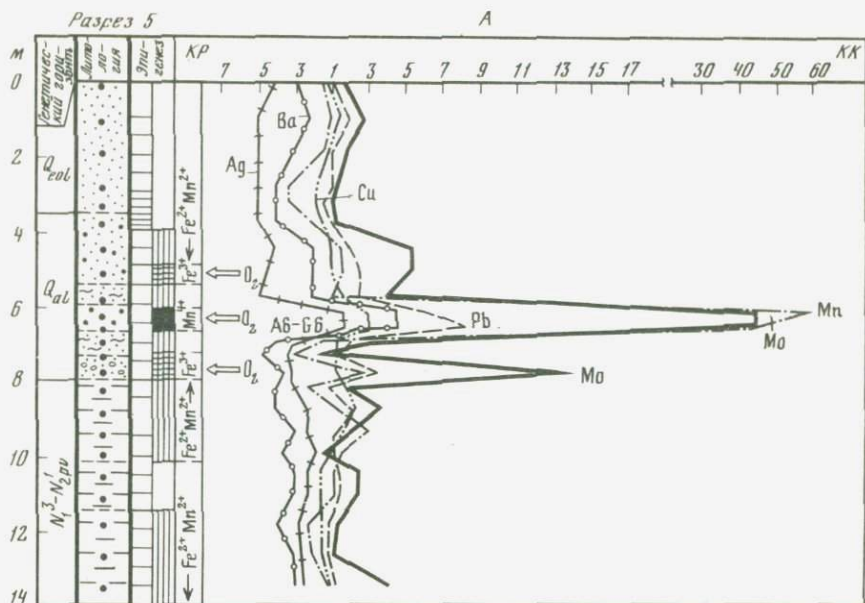


крайне мере, бескарбонатными, на что указывает общая бескарбонатность древней коры выветривания. В приконтактных частях водоносных трещин движение вод было замедлено и водообмен затруднен. Содержавшийся в водах кислород расходовался, вероятно, на окисление органических веществ. В результате устанавливалась восстановительная среда, способствующая отглееванию пород. Железо свободных гидроокислов восстанавливалось ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$), переходило в подвижную форму $Fe(HCO_3)_2$ и выносилось за пределы оглеенных участков. Значительной миграции железа в бикарбонатной форме препятствовал кислородный барьер в центральной части водоносной трещины, где закисное железо окислялось.

Отглеевание и ожелезнение происходило, вероятно, в триас-юре или в верхнем олигоцене, когда в Северном Казахстане господствовал в первом случае влажный тропический, а во втором - умеренно теплый влажный климат и широкое развитие получили процессы кислого и кислого глеевого выщелачивания. В более позднее время (в неогене и четвертичном периоде) преобладали засушливые условия, воды залегали глубоко, железо и марганец были малоподвижными (см. гл. 10).

Наряду с железом происходило перераспределение многих других химических элементов. По методу Д.А. Родионова [249] был проведен статистический анализ 40 пар сопряженных проб, отобранных из оглеенных и ожелезненных горизонтов. По степени относительного обогащения ожелезненных горизонтов по сравнению с оглееными химические элементы образуют следующий ряд:

Fe	Mn, Co, А6, Zn, Mo, Sc	Pb	Cu, Ni, Be	V, Cr, Zr, Ga, B
5-10	2-3	1,8	1,5	0,5-1,0



Перераспределение химических элементов в древней коре выветривания в процессе оглеения—ожелезнения показано на рис. 26. Выпнутый эллипсоидальный характер полей элементов свидетельствует о прямой корреляции между содержанием элементов в оглеенных и ожелезненных сопряженных участках и указывает на локальный характер миграции большинства химических элементов при глеевом катагенезе.

Аномалии А7. Нейтральные и щелочные глеевые воды характерны для районов распространения пород и почв, содержащих карбонат кальция, например для луговых и болотных почв лесостепей и степей. Здесь, в глеевой среде, железо менее подвижно, чем в кислых ландшафтах лесной зоны, а марганец энергично мигрирует. В таких условиях на кислородном барьере из нейтральных и слабощелочных вод концентрируются преимущественно гидроокислы марганца, содержащие лишь примесь железа. В солончаках, болотных и луговых почвах аридной зоны нередко в разрезах наблюдаются примазки гидроокислов марганца и сильно омарганцованные горизонты.

Формирование аномалии А7 в солончаковой почве показано на рис. 27. Здесь в зоне капиллярной каймы слабощелочных вод ($\text{pH} = 7,5-8,0$) наблюдается омарганцевание.

Аналогичные условия создаются и в гумидных ландшафтах на участках развития карбонатных пород — известняков, доломитов, карбонатной морены, красноцветов, т.е. в ландшафтах кальциевого класса.

Нейтральная и щелочная глеевая среды характерны также для многих трещинных вод в изверженных породах, водоносных горизонтов в осадочных породах, для зон разломов.

Аномалии А7—Г7 установлены нами в четвертичных аллювиальных отложениях на участке Дальнезападный барит-полиметаллического месторождения Жайрем. Кислородный барьер здесь отмечается в разрезе субгоризонтальными зонами интенсивного омарганцевания и ожелезнения, прослеживающимися по стенкам карьера на сотни метров. Мощность зон 1—3 м (рис. 28). Формирование аномалий связано с оглеением подстилаемых павлодарских глин.

По данным спектрального анализа на кислородном барьере здесь за счет сорбции гидроокислы железа и марганца концентрируют (все данные в $10^3\%$) Мо до 60, Ва до 400, Pb до 12, Cu до 10, Ni до 8 и Ag до 6.

Как видно из табл. 5, основными концентрациями рудных элементов являются гидроокислы марганца.

Механизм образования древних кислородных барьеров в палеогеновых отложениях — алевритовых, песках и галечниках — тот же, что и в четвертичных аллювиальных отложениях.

Рис. 28. Накопление химических элементов на кислородных барьерах (аномалии А7—Г7). А — в нижнечетвертичных аллювиальных отложениях, глубина 4—8 м (уч. Дальний Запад, Жайрем); Б — в глинах павлодарской свиты (уч. Кызыл, Северное Прибалхашье)

1 — мелкозернистый золотистый песок; 2 — мелко- и крупнозернистый песок; 3 — крупнозернистый песок; 4 — песок с галькой; 5 — опесчаненный суглинок; 6 — глина; 7—10 — эпигенетические изменения: 7 — карбонатизация, 8 — оглеение (Fe^{2+} , Mn^{2+}); 9 — ожелезнение (Fe^{3+}); 10 — омарганцевание (Mn^{4+}); 11—12 — движение вод: 11 — кислородных, 12 — глеевых; 13 — точки отбора проб

Таблица 5

Среднее арифметическое содержание химических элементов (в $л \cdot 10^{-3}\%$) в континентальных отложениях, измененных процессами оглеения, ожелезнения и омарганцевания (участок Дальнезападный)

Эпигенетические изменения	Mn	Ba	Zn	Ni	Cu	Co	Pb	Mo	Ag	Число проб
Глины павлодарской свиты:										
карбонатные	60	36	13	5,5	5,5	1,6	2,1	0,11	0,009	10
красные бескарбонатные	74	42	13	5,4	5,4	1,5	2,0	0,21	0,010	19
оглеенные бескарбонатные и карбонатные оглеенные	141	44	12	4,8	5,5	1,5	1,7	0,32	0,011	19
Четвертичные пески и супеси:										
ожелезненные	179	60	12	5,5	5,7	1,9	3,9	0,76	0,011	24
омарганцеванные	874	150	13	5,3	6,6	1,8	4,7	1,77	0,015	17

Марганцевые барьеры (А7) установлены и в глубоких горизонтах глин павлодарской свиты Северного Прибалхашья. Например, в центральной части древней долины участка Кызыл (район месторождения Бесшоқы) для глин, вскрытых скважинами, характерна резкая смена окраски пород и их карбонатности. Так, в скважине 5/28 до глубины 64 м они имеют красную окраску и вскипают от соляной кислоты. Интервал 64–65 м представлен черным омарганцеванным горизонтом. Ниже, до глубины 96 м, идут пестроокрашенные бескарбонатные оглеенные глины (чередование сизых и бурых тонов) (см. рис. 22). Совпадение омарганцеванного горизонта с карбонатным барьером характерно и для остальных скважин, изученных на этом участке. Осаждение марганца на глубине 64–65 м, вероятно, обусловлено окислительным барьером (судя по резкой смене окраски пород). Известно, что в более щелочной среде окисление происходит легче, т.е. при более низком значении Eh. Поэтому можно предположить, что из нижних горизонтов глин марганец мигрировал. Встречая на пути миграции снизу вверх более щелочную среду (карбонаты), марганец окислялся и осаждался, возможно, при том же значении Eh. Кроме марганца, за счет сорбции (G) значительно увеличилось также содержание молибдена, кобальта, меди, никеля, свинца. Контрастность аномалии и парагенная

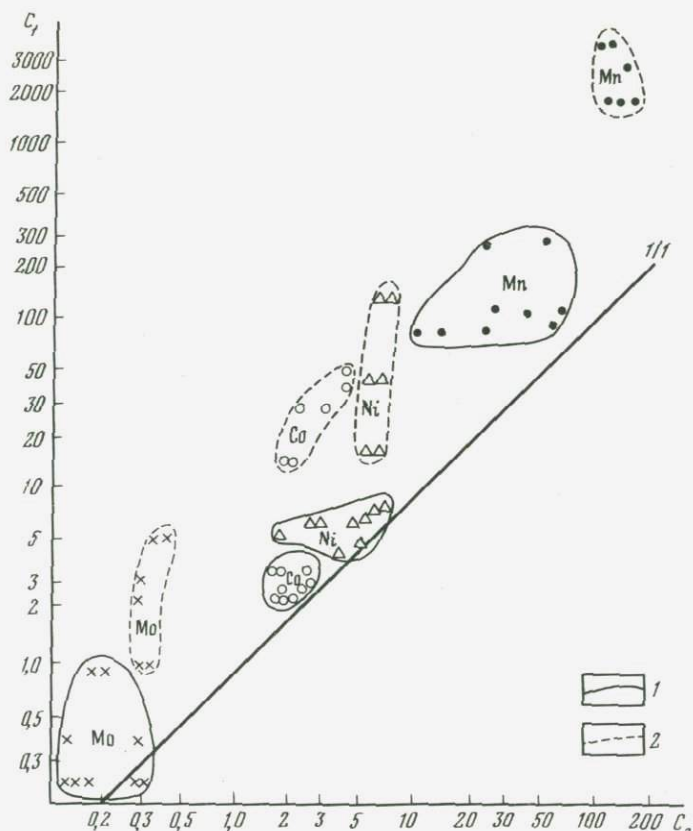


Рис. 29. Зависимость концентрации элементов от вида барьеров
 1 — в красных глинах (А3); 2 — в зеленых глинах (А7); C_1 — омарганцеванные горизонты; C_2 — породы, вмещающие омарганцевание

ассоциация элементов, характерная для медно-порфирового оруденения, развитого в данном районе, позволяет предположить рудный характер аномалии А7–Г7. Формирование оторванного ореола могло быть связано с диффузией или движением пленочных вод.

На рис. 29 показаны поля перераспределения некоторых элементов между омарганцеванными прослоями и неизмененными породами павлодарской свиты (концентрация вида А3), а также омарганцеванными горизонтами в зеленых глинах аральской свиты (концентрация вида А7). Хорошо видно, что степень накопления марганца, свинца, кобальта, молибдена и меди на барьере А7 выше при близких содержаниях этих элементов во вмещающих породах. Это необходимо учитывать при глубинных поисках: контрастность аномалий А7 больше, чем аномалий А3 за счет большей контрастности окислительно-восстановительных условий.

Аномалии А7–Г7 широко распространены также в зонах разломов степей и пустынь. Примером такой аномалии служит разрез 815 (Мугоджары). Аномалия приурочена к седловине увала с сильно разреженным растительным покровом. Выработкой вскрыта древняя кора вы-

ветривания (рис. 30). В охристой верхней части профиля (до 0,5 м) обстановка окислительная, ниже следует белесый глеевый горизонт. Разгружаясь, глубинные глеевые воды окислялись, из них осаждались гидроокислы железа и марганца в виде пленок, бобовин, примазок и отдельных крупных железомарганцевых конкреций. На кислородном барьере из глеевых вод гидроокислами железа и марганца сорбировались медь, молибден, мышьяк, серебро, хром (A7–G7).

В зонах разломов степей и пустынь часто наблюдается испарительная концентрация элементов, в связи с чем наряду с ожелезнением здесь развивается и засоление (комплексный кислородно-испарительный барьер, аномалии A7–F7–G7). Примером такой аномалии служит разрез 923 (участок Аксай в Мугоджарах). Аномалия находится на вершине невысокой сопки. Растительный покров представлен черной полынью, кокпеком, камфоросмой с примесью ковыля и типчака. Выработкой вскрыта бескарбонатная древняя кора выветривания, перекрытая маломощными (0,4 м) четвертичными отложениями. Почва – солонец солончаковатый с сульфатно-хлоридно-натриевым засолением ($pH = 7,0-8,0$). В древней коре выветривания наблюдается смена окислительно-восстановительных условий: выбеленные оглеенные породы переходят в бурые, слабожелезненные, последние в черные, сильномарганцеванные.

В этом разрезе марганцевый барьер приурочен к горизонту максимального накопления гипса. В результате совмещаются три класса геохимических барьеров: испарительный – для Mo, Sr, окислительный – для Mn, сорбционный – для других элементов.

Аналогичные явления наблюдаются и в Прибалхашье, например на участке Родниковом (район месторождения Восточные Бесшоки). Здесь глеевые слабоминерализованные нейтральные воды, поднимаясь по разлому, окисляются в приповерхностных частях разреза. Как видно из рис. 31, верхняя полуметровая толща представляет собой зону кислородного барьера, окрашенную в красно-бурый тон. Ниже залегают сизо-зеленые карбонатные глины павлодарской свиты, изменившие свой первоначальный красный цвет в результате воздействия глеевых вод. В плане железненные зоны разломов представляют собой линейные полосы шириной 10–12 м с выцветами солей на поверхности.

Аномалии A8 образуются на контакте кислородной среды с содовыми глеевыми водами. Они вероятны в некоторых болотах лесостепи, в илах содовых озер аридной зоны, а также в местах разгрузки содовых глеевых вод по разломам. Для этих аномалий должны быть характерны только марганцевые минералы, сорбирующие некоторые металлы (вид A8–G8). Парагенная ассоциация элементов здесь отлична от A6 и A7, так как многие металлы "запрещены" для содовых вод. Поэтому гидроокислы марганца в аномалиях вида A8 не должны содержать, например, бария. Конкретные примеры подобных аномалий пока неизвестны, их выявление и изучение – задача дальнейших исследований.

Аномалии A9–A12 возникают на контакте глубинных сероводородных вод с кислородными подземными водами или кислородом воздуха. Здесь серобактерии окисляют сероводород до элементарной серы.

Кислородный барьер возникает на выходах сероводородных источников. В прошлые геологические эпохи в местах длительной разгрузки серо-

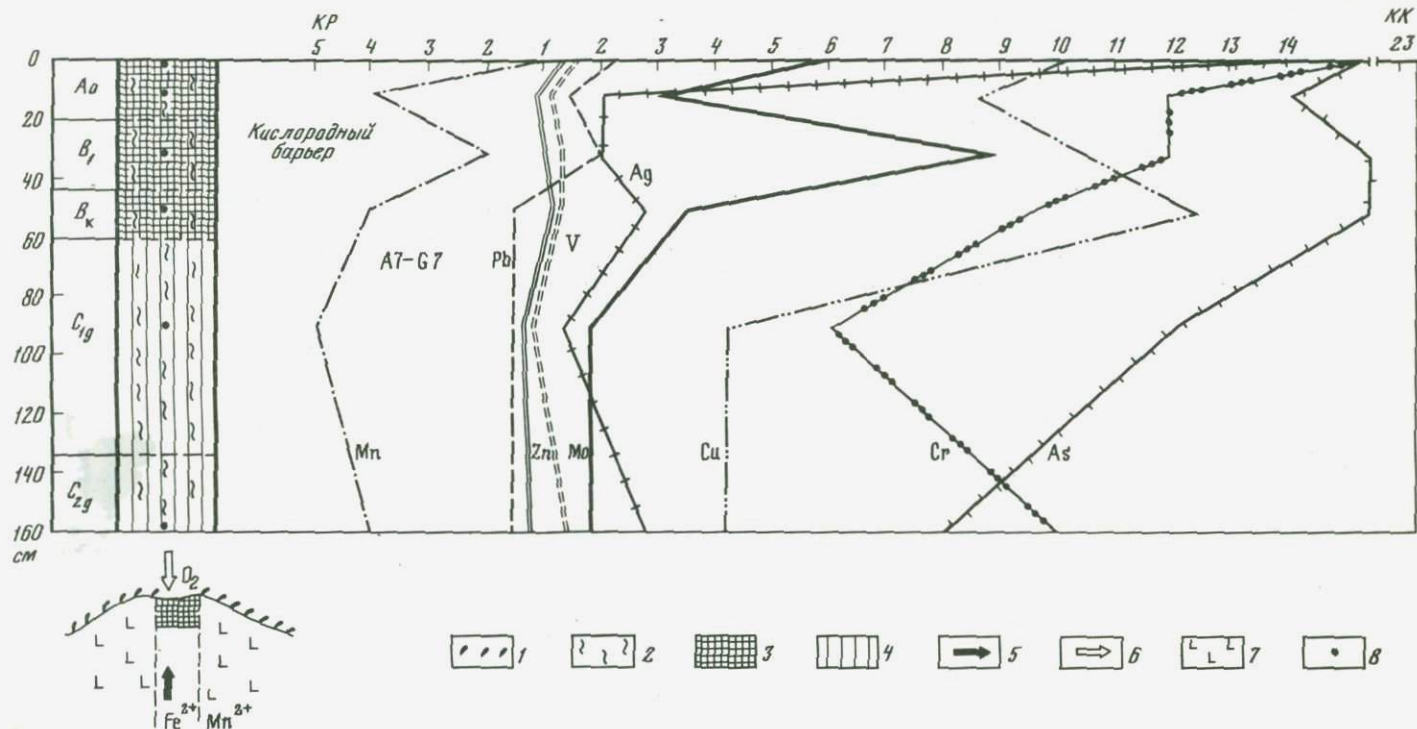


Рис. 30. Безрудная аномалия А7-Г7 в зоне разлома

1 — каштановая степь; 2 — древняя, линейная кора выветривания; 3 — ожелезнение; 4 — оглеение; 5 — глеевые подземные воды; 6 — окислительные поверхностные воды и кислород воздуха; 7 — вмещающие палеозойские породы; 8 — точки отбора проб

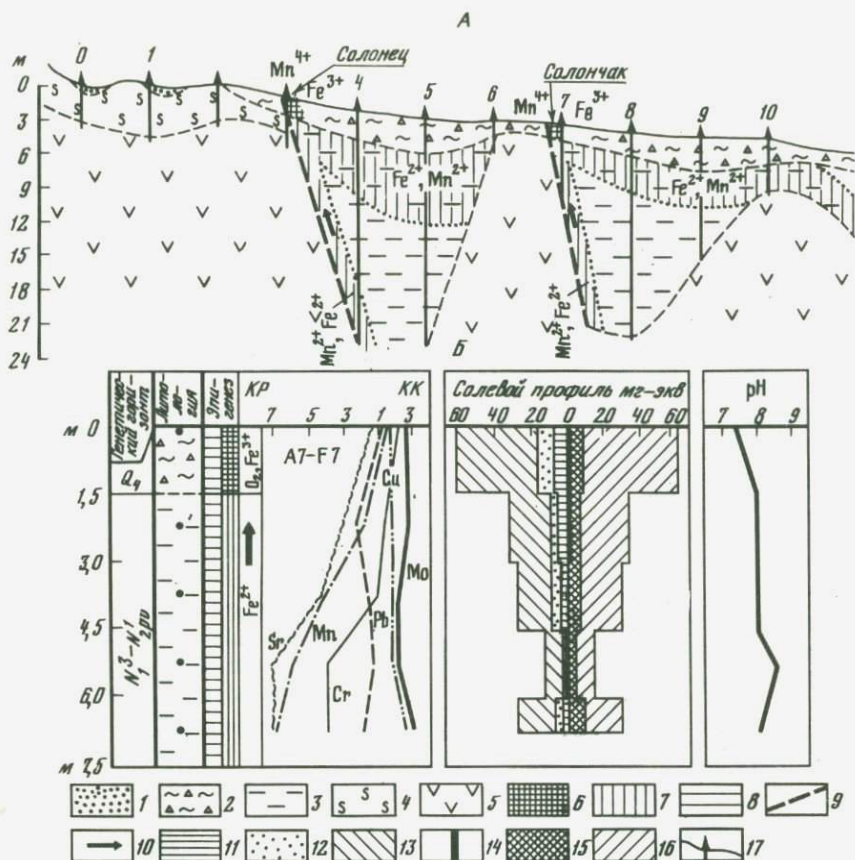


Рис. 31. Накопление химических элементов на кислородно-испарительном барьере (А7-Ф7) в железных зонах разломов (уч. Родниковый, Северное Прибалхашье). Геолого-эпигенетический профиль (А), разрез (Б)

1 — песок; 2 — суглинок с щебнем; 3 — глины павлодарской свиты; 4 — суглинистая кора выветривания; 5 — порфириты; 6-8 — эпигенетические изменения: 6 — ожелезнение, 7 — оглеение, 8 — карбонатизация; 9 — разломы; 10 — направление движения вод; 11-17 — солевой состав: 11 — Ca^{2+} ; 12 — Mg^{2+} ; 13 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 14 — HCO_3^- ; 15 — Cl^- ; 16 — SO_4^{2-} ; 17 — шнековые скважины

водородных вод возникали месторождения самородной серы, как, например, в Туркмении, Ферганской долине. Образование сероводородных вод особенно энергично протекает на участках нефтяных месторождений, где развиты гипсы. Это преимущественно виды А11-А12 [191].

Сероводородные (сульфидные) барьеры (В)

Эти барьеры возникают в местах, где кислородные или глеевые воды встречают на пути своего движения сероводородную обстановку. Образование сероводорода в основном связано с деятельностью бактерий, реже имеют место чисто химические реакции.

Аномалии В1 хорошо известны в зоне гипергенеза сульфидных место-

рождений. Сернокислые растворы, просачиваясь из зоны окисления, реагируют с первичными сульфидами: $\text{MeS} + \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{MeSO}_4 + \text{H}_2\text{S}$.

В результате в нижней части зоны окисления возникает сероводородный барьер, на котором осаждаются металлы, вынесенные из зоны окисления. Образующиеся вторичные богатые сульфидные руды, как известно, часто представляют главную ценность месторождения. В ряде случаев осаждение металлов происходит и без сероводорода, в результате других процессов, но с обязательным участием сульфидов. Поэтому можно говорить и о сульфидном барьере. Большое значение при этом приобретают электрохимические явления, подробно изученные Г.Б. Свешниковым, Л.К. Яхонтовой и др. [351].

Интересный случай образования аномалий вида В1 (возможно В2) был изучен Н.Ф. Майоровым на медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова [137]. Если на возвышенности располагаются рудные тела, содержащие сульфиды никеля, кобальта, меди и т. д., то окисление этих руд приводит к образованию сернокислых грунтовых вод, обогащенных металлами. Двигаясь в сторону депрессий рельефа, такие воды нередко встречают торфяное болото с глеевой средой; здесь создаются условия для бактериального восстановления SO_4^{2-} с образованием H_2S . В результате в краевой зоне болота формируется сероводородный барьер, на котором концентрируются принесенные металлы. Так образуется геохимическая аномалия, оторванная от оруденения, которая служит поисковым признаком месторождений.

Аналогичное явление обнаружила Г.Н. Колосова на северо-востоке СССР в плиоцен-плейстоценовых осадках впадин верхнего течения рек Кольмы и Неры. В аллювиальных, озерных и болотных осадках здесь местами встречается марказит, причем именно на тех участках, которые сопрягаются с областью сноса, содержащей сульфидное оруденение. Вероятно, и здесь эти аномалии относятся к виду В1 (В2), их генезис тот же, что и на Кольском полуострове.

Следовательно, накопление сульфидов в болотах, озерных и речных отложениях районов гумидного климата должно привлекать специальное внимание при геологических исследованиях, так как оно может быть связано с окислением руд в области сноса (оторванные аномалии).

Аномалии В3 в ландшафтах наиболее характерны для сухих степей и пустынь, где в солончаках и илах соленых озер развивается десульфурзация и образуется сероводород. В солончаках подобные барьеры могут возникать на верхней и нижней границах гидротроилитового горизонта. В соленых озерах сульфидные барьеры располагаются на границе вода-ил или в толще ила. Это преимущественно виды В3 и местами В7. В геохимическом отношении и с позиции учения о барьерах данные явления почти не изучены.

Распространение во многих морских осадочных породах сульфидов железа (главным образом пирита) позволяет утверждать, что в илах существовал сероводородный барьер, на котором из слабощелочной кислой морской или иловой воды осаждались металлы (вид В3, отчасти В7). Особенно энергично эти процессы протекали в конце рифея — в вендскую эпоху и в начале палеозоя — в кембрии, ордовике, силуре. Именно в эти периоды во многих морях шло накопление илов, обогащен-

ных сульфидами Fe, Mo, V, реже Ni, Co, Cu, Sn, Ag, U и других металлов. Причина формирования сероводородного барьера в илах, вероятно, была та же, что и в илах современных морей, источник же металлов до сих пор полностью не выяснен. К этому же типу относятся и концентрации металлов в пермских отложениях Мансфельда (ГДР), некоторых олигоценых глинах и т. д.

Концентрации вида В3 подробно изучены в водоносных горизонтах артезианских бассейнов. Сероводородный барьер здесь возникает на выклинивании зоны пластового окисления [114]. Подобные концентрации могут относиться и к виду В4 (осаждение из содовых вод).

Напомним, что в нейтральных, слабощелочных и содовых водах многие металлы малоподвижны, в то время как аниогенные элементы мигрируют хорошо. Это, в частности, относится к урану ($UO_2(CO_3)_3^{4-}$), селену (SeO_3^{2-}) и молибдену (MoO_4^{2-})¹. На выклинивании зоны пластового окисления, где под влиянием бактерий возникает сероводородный барьер, осаждаются указанные элементы, образуя последовательные зоны селенового, уранового и молибденового оруденения.

Значительно менее изучены виды В5–В8, для которых характерно осаждение металлов на сероводородном барьере из глеевых вод.

Образование безрудных геохимических аномалий на подобных сероводородных барьерах нами изучено в солончаках на побережье Аральского моря, оз. Балхаш и некоторых соленых озер Тургая. В солончаках обычно под солевой коркой расположен горизонт с окислительной обстановкой (2–5 см). Ниже залегает черный гидротроилитовый горизонт мощностью 10–30 см с резко восстановительной обстановкой. Ниже степень восстановленности среды уменьшается, формируется глеевый горизонт. Таким образом, в солончаках наблюдается следующая окислительно-восстановительная зональность (сверху вниз):

О – окислительный горизонт;

Г – резко восстановительный гидротроилитовый горизонт;

С – слабовосстановительный глеевый горизонт.

На северном побережье оз. Балхаш в районе г. Балхаш верхняя часть пологого склона озерной террасы сложена песчано-суглинистыми щебенистыми отложениями. Здесь формируются глеевые хлоридно-сульфатные солончаки ($Na^+ - Cl, Fe^{2+}$ класс водной миграции). В нижней части приозерного склона на песчаных современных отложениях развиты хлоридно-сульфатные сероводородные солончаки ($Na^+ - H_2S$ класс).

Так как в сероводородных солончаках преобладает выпотной водный режим, то при испарении к границе гидротроилитового горизонта поступают глеевые воды. Поэтому в прибрежных солончаках происходит совмещение сероводородного (В) и испарительного (F) барьеров и формируются аномалии вида В7–F7. В гидротроилитовом горизонте осаждаются многие металлы.

Формирование рудных геохимических аномалий на сероводородном барьере изучено на полиметаллических месторождениях Западного Каратау, где в депрессиях рельефа в сульфатных солончаках часто развивается десульфуризация и образуется сероводородный барьер В3.

¹ В скобках отмечены вероятные формы нахождения рудных элементов в водах.

Таблица 6

Содержание металлов на испарительном барьере* (в л · 10⁻³ %)

Легкорастворимые соли	Pb	Zn	Ag	Mn	Sr	Cu
Соли, вскипающие от HCl (белые) F3	4	15	0,015	60	30	5
Соли, не вскипающие от HCl (желтые) F2	250	300	0,025	10	25	1
Соли, не вскипающие от HCl (бурые) F2	150	500	0,05	10	10	3

* Число проб 15.

Образование подобной геохимической аномалии изучено в месте выхода из гор р. Катык-Камолды на ее высокой пойме. Здесь, в солончаках, под солевой коркой с окислительной обстановкой залегает резко восстановительный (гидротроилитовый) горизонт мощностью 20–30 см, к нижней границе которого приурочен сероводородный барьер ВЗ с концентрацией свинца до 5%, цинка до 1,5, кадмия до 0,03 и серебра до 0,0025%.

На поверхности солончака были опробованы две разновидности солей: 1 – соли, вскипающие от HCl (белые), 2 – соли, не вскипающие от HCl (желтые, бурые).

Как видно из табл. 6, некоторые химические элементы накапливаются в солях с примесью гидроокислов железа (желтые, бурые соли), что, вероятно, объясняется сорбцией металлов гидроокислами железа.

Таким образом, в сульфатных солончаках с сероводородом могут формироваться безрудные и рудные оторванные геохимические аномалии свинца, цинка, кадмия и других металлов на сероводородном и испарительном барьерах. Рудные аномалии отличаются от безрудных полиэлементностью, высокими содержаниями, контрастностью, накоплением элементов-спутников оруденения. Значение испарительного барьера меньше, чем сероводородного, так как наибольшие концентрации металлов приурочены именно к сульфидному (гидротроилитовому) горизонту, а не к солевой корке на поверхности.

Глеевые барьеры (С)

Глеевые барьеры формируются в почвах, коре выветривания и континентальных отложениях на участках смены окислительной обстановки глеевой или же на контакте слабogleевой и сильноглеевой сред. Они типичны для краевых зон болот, где богатые кислородом поверхностные и грунтовые воды встречаются с глеевой средой болотных почв. Для этого барьера характерно осаждение меди, молибдена, урана, селена и других элементов.

Источником восстановительной среды часто служит органическое вещество, иногда глеевая обстановка создается элементарным водородом (водородное брожение клетчатки и другие микробиологические процессы, поступление H₂ по разломам и т. д.).

В зависимости от окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий на глеевых барьерах формируются различные аномалии, преимущественно С2—С8.

Аномалии С2 формируются при встрече кислых и слабокислых кислородных вод с глеевым барьером. Эти аномалии особенно характерны для болотных ландшафтов гумидного климата, где возможно восстановление урана ($U^{6+} \rightarrow U^{4+}$) и молибдена ($Mo^{6+} \rightarrow Mo^{5+}$). Это часто приводит к усилению вторичных ореолов рассеяния данных металлов в пределах рудных полей и к образованию ландшафтных аномалий.

Аномалии С2 распространены также в лесостепях и степях. Они характерны для осолоделых почв осиново-березовых колков в западинах. Тяжелый механический состав почв западин препятствует быстрой инфильтрации талых и дождевых вод, стекающих с повышенных участков. В результате происходит застывание вод, развивается кислое оглеение. Глеевый барьер здесь обычно приурочен к нижней части гумусового горизонта A_1 , гумусово-элювиальному горизонту A_1A_2 и верхней части элювиального осолоделого горизонта A_2 . Ниже по профилю реакция среды становится щелочной.

Наиболее энергично на изученном нами глеевом барьере в солодах накапливается молибден до $0,5 \cdot 10^{-3}\%$. Это в 8—10 раз выше его среднего содержания в верхней части гумусового горизонта ($0,06 \cdot 10^{-3}\%$). Осаждение молибдена происходит, вероятно, за счет восстановления его до Mo^{5+} при участии железа и органического вещества. Кислая среда благоприятна для сохранения пентавалентного молибдена [179].

Аномалии вида С2 были, вероятно, распространены в Казахстане в мезозое и палеогене в эпохи формирования коры выветривания.

Аномалии С3 возникают при встрече с глеевым барьером нейтральных и щелочных кислородных вод. Этот вид аномалий встречается в гумидных ландшафтах на участках распространения карбонатных пород и почв. Аномалии С3 характерны и для семигумидных и семиаридных ландшафтов — лесостепей, северных черноземных степей. Встречаются они и в аридной зоне. Этот вид изучен слабо, так как глеевый барьер ранее не привлекал должного внимания исследователей (восстановление и осаждение металлов связывалось исключительно с H_2S).

Примером безрудных концентраций на глеевом барьере служат аномалии молибдена, изученные в Мугуджарах и Северном Казахстане [130, 285, 287]. Повышенные содержания этого металла наблюдаются в глеевых горизонтах луговых почв, солонцов и солодей. Содержания Mo достигают величин порядка $3-8 \cdot 10^{-3}\%$, что в 50—100 раз превышает фоновые значения в гумусовых горизонтах почв. Эти аномалии развиты в почвах на различных породах: перлювии диабазов, неогеновых и четвертичных глинах и суглинках.

Рассмотрим безрудную аномалию молибдена в луговом ландшафте древней долины р. Сарлыбай (Южные Мугуджары). Долина сложена четвертичными глинами, подстилаемыми массивно-кристаллическими породами нижнего силура. Мощность глин 4—6 м. Луга приурочены к выходам по разломам пресных трещинно-грунтовых вод. В нижних горизонтах почв благодаря постоянному увлажнению создается глеевая среда. Вода на глубине 130 см.

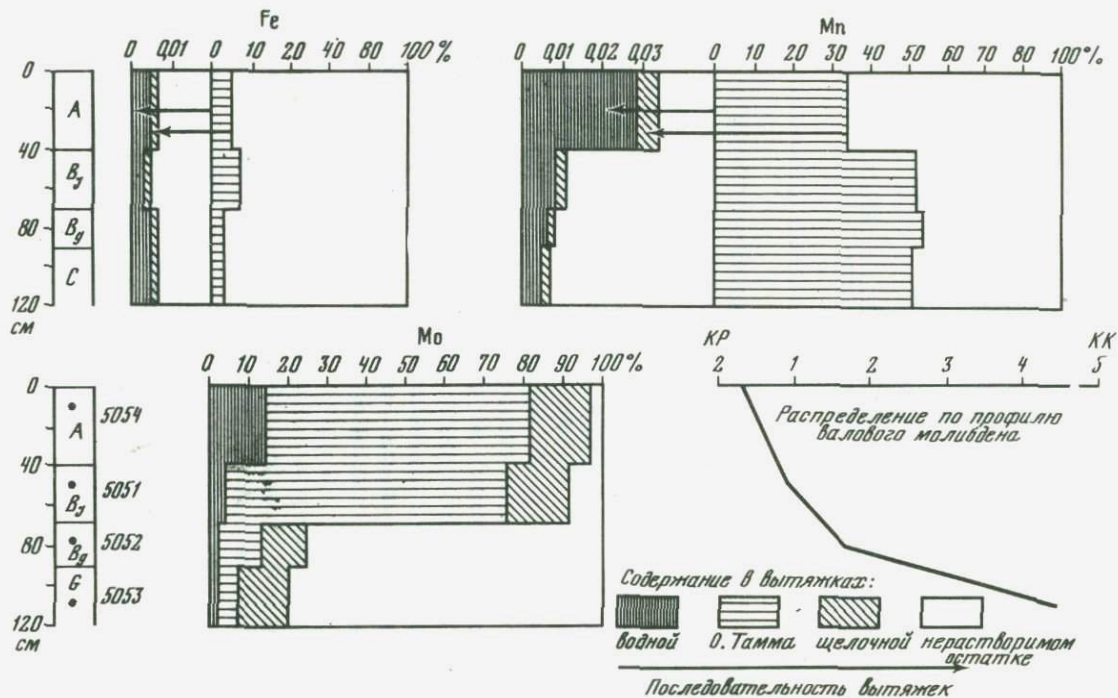


Рис. 32. Баланс форм Fe, Mn и Mo в луговой почве долины Сарлыбая (Мугуджары)

Таблица 7

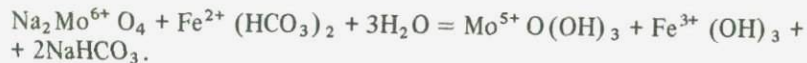
Содержание железа, марганца и молибдена в вытяжках из луговой почвы разреза 513 древней долины в Южных Мугоджарах (в числителе в мг/100 г почвы, в знаменателе в % от валового содержания).

Генетический горизонт, глубина (в см)	Водная вытяжка			Вытяжка О. Тамма		
	Fe	Mn	Mo	Fe	Mn	Mo
A ₂ (10–20)	0,31	0,027	0,0093	310	31	0,045
	0,005	0,03	14,0	5,17	34,4	68,18
B (40–50)	0,17	0,008	0,0033	340	52	0,082
	0,003	0,008	2,95	6,77	52	73,21
B _g (70–90)	0,28	0,006	0,0049	200	48	0,018
	0,005	0,006	2,62	3,85	53,33	9,62
G (100–200)	0,28	0,004	0,0107	253	41	0,027
	0,005	0,005	2,2	4,20	51,1	5,5

Луговые почвы относятся к кальциевому глеевому классу. В глеевых горизонтах энергично мигрирует марганец — подвижные формы составляют до 53% от валового его содержания (рис. 32). Ввиду щелочности железо менее подвижно — извлекаемые вытяжками формы составляют примерно 3–7% валового содержания.

Валовой и подвижный молибден распределен в профиле почвы контрастно (табл. 7; рис. 32). Количество валового молибдена увеличивается вниз по профилю от $6,6 \cdot 10^{-5}\%$ в гумусовом горизонте до $4,6 \cdot 10^{-3}$ — в глеевом. По отношению к валовому содержанию подвижные формы распределены зеркально. Если в верхних горизонтах (до глубины 70 см) практически весь молибден подвижен (до 99% от валового его содержания извлекается вытяжками), то в нижних оглеенных горизонтах (B_g, G) доля подвижных форм составляет лишь 20–25% валового содержания (из них около 12% связаны с подвижными окислами и переходят в вытяжку Тамма).

Анализ нашего и литературного материала, а также результаты эксперимента по осаждению молибдена в условиях, близких к природным, показали, что накопление его может происходить за счет соосаждения с железом. В глеевой слабощелочной среде присутствие в растворе двухвалентного железа вызывает восстановление шестивалентного молибдена до пятивалентного с одновременным окислением железа. В результате происходит соосаждение гидроокислов пятивалентного молибдена и трехвалентного железа:



В начале реакции это тонкая механическая смесь гидроокислов железа и молибдена, но по мере старения осадка молибден вступает в прочное соединение с железом [107]. Этот процесс приводит к высоким концентрациям молибдена в глеевых горизонтах вплоть до образования безрудных аномалий.

Щелочная (0,1 н.) вытяжка			Нерастворимый остаток			Валовое содержание		
Fe	Mn	Mo	Fe	Mn	Mo	Fe	Mn	Mo
0,07	0,005	0,011	5679,62	56,97	0,0007	5990	88	0,0660
0,001	0,005	16,66	94,82	65,56	1,16	100	100	100
0,10	0,003	0,019	4679,8	50,99	0,0077	5020	103	0,112
0,002	0,003	16,95	93,22	47,99	6,89	100	100	100
0,09	0,002	0,021	5819,6	36,99	0,1431	6020	85	0,187
0,0017	0,002	11,23	96,14	46,66	76,53	100	100	100
0,06	0,0016	0,060	5766,66	38,99	0,389	6020	80	0,487
0,001	0,002	12,3	95,89	48,80	80,00	100	100	100

Рудные концентрации вида С3 хорошо изучены на экзогенных эпигенетических месторождениях урана. В рудах здесь вместе с ураном возможна концентрация селена, но халькофильные металлы не накапливаются. К виду С3 относятся также некоторые аккумуляции урана в торфяниках, в которых отсутствие сероводородного барьера предположительно связано с низким содержанием сульфатов в питающих водах.

Аномалии С4 не изучены. Они вероятны в содовых болотах, в водоносных горизонтах красноцветной формации.

Аномалии С5–С8 формируются при понижении Eh в пределах глеевой обстановки, т. е. когда слабоглеевая среда сменяется резкоглеевой. Установление признаков подобных аномалий, изучение их в природных условиях составляет одну из актуальных задач геохимии ландшафта.

Глеевые барьеры в породах красноцветной формации формировались в водоносных горизонтах, т. е. в песчаниках, конгломератах и других водопроницаемых породах, а также в приконтактных частях водоупоров (глинах, алевритах и т. д.). Оглеение имеет много сходных черт с современным оглеением в четвертичных отложениях и почвах. В отличие от современного оно вызывалось действием не поверхностных и грунтовых, а подземных вод в период прогибания территории, когда породы были погружены на значительную глубину и водообмен в них был затруднен. Восстановительные условия в водоносном горизонте, так же как и при современном оглеении, возникали под влиянием анаэробных микроорганизмов. Последние способствовали переходу $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ и частичному выносу железа в бикарбонатной форме. В результате в красноцветных породах появились прослойки сизой, глубовато-или зеленовато-серой и пестрой окраски. Поскольку оглеение протекало в карбонатизированных породах, миграция железа была не очень интенсивной (выносилось 15–50% Fe).

В процессе оглеения красноцветов наряду с железом происходило перераспределение многих химических элементов (Борисенко, 1980). Сравнение сопряженных пар проб (красноцветные—оглеенные породы) с применением методов математической статистики позволило установить сле-

Таблица 8

Ряды кларков концентрации элементов в красноцветных и оглеенных породах пермо-карбона Центрального Казахстана (район Джезказгана)

Глины и глинистые алевролиты	Красно-бурые	Y > Ag > Cu > V > Cr > Sc > Zr > Ga > Ni > Pb > Co > Mo
	Зеленовато-серые (оглеенные)	Ag > Y > V > Cr > Cu > Sc > Ga > Zr > Ni > Co > Pb > Mo
Песчаники	Красно-бурые	Y > Cu > Ag > Cr > V > Sc > Ga > Pb > Ni > Zr > Mo > Co
	Голубовато-серые (оглеенные)	Cu > Ag > Y > Cr > V > Sc > Ga > Zr > Co > Ni > Pb > Mo

Таблица 9

Накопление и вынос элементов при глеевом катагенезе в красноцветной формации пермо-карбона Центрального Казахстана (в % от содержания в красно-бурых неоглеенных породах)

	Накопление на глеевом барьере		Вынос из оглеенного горизонта	
	до 50%	до 100%	до 50%	больше 50%
Оглеенные глины и глинистые алевролиты	V, Ag, Co		Mo, Zr, Ni, Y, Ga, Sc	Cu, Pb
Оглеенные песчаники	Co, Zr	Cu, Ag	Pb, Ni	Mo

дующие ряды интенсивности относительной концентрации элементов при оглеении красноцветов (табл. 8).

Накапливающиеся на глеевом барьере элементы в ряду оглеенных пород относительно ряда красноцветных пород перемещаются влево, а выносятся — вправо. Накопление и вынос элементов при оглеении пород показаны в табл. 9.

Из табл. 8 видно, что глины и глинистые алевролиты в результате оглеения обедняются микроэлементами (исключение составляют Ag, частично Co, осаждающиеся на барьере). При оглеении песчаников также наблюдается обеднение их некоторыми элементами (Pb, Ni, Mo), но наряду с этим происходит и обогащение элементами, вынесенными из оглеенных водоупоров (Cu).

Это объясняется тем, что оглеение в глинах протекало в более восстановительной и более щелочной обстановке, чем в песчаниках.

Как известно, образование красноцветов происходило в условиях окислительной обстановки с широким распространением щелочных содовых вод (см. ниже, гл. 8). Такие воды могли сохраниться в красноцветных отложениях и в стадию катагенеза.

На участках, где происходило оглеение, среда становилась менее щелочной. Оглеенный горизонт по отношению к кислородным содовым водам был геохимическим барьером, на котором осаждались некоторые химические элементы. Более щелочная (содовая) обстановка в глинах и глинистых алевролитах способствовала более длительному сохранению металлов в растворенном состоянии и обуславливала возможность их диффузионного перемещения из глин и глинистых алевролитов в песчаники, где в условиях менее щелочной обстановки могло происходить осаждение из раствора V, Ag, Cu, частично Zr. Содержание этих элементов в оглеенных песчаниках повышено. Возможно, здесь имело место сочетание глеевого барьера С с кислым E—C7 (C8) —E7 (E8).

Возможность образования геохимических аномалий V, Co, Ag, Cu в оглеенных горизонтах красноцветов необходимо учитывать при глубинных литохимических поисках в районах развития красноцветной формации.

Двусторонние окислительно-восстановительные (А—С) барьеры. Подобный барьер описан Г.С. Макуниной [172] на Среднем Урале. Здесь двусторонний (А—С) барьер формируется в древней коре выветривания на границе болот с нижними частями склонов холмов и сопок. Он характеризуется скачком концентраций меди и кобальта, содержание которых в 3—5 раз превышает их фон в неоглеенной древней коре выветривания. Медь, мигрируя в окислительной среде элювиально-аккумулятивных ландшафтов в сторону болот, осаждается на глеевом барьере С. Кобальт же, более подвижный в восстановительной среде, накапливается на кислородном барьере А на границе глеевой и окислительной обстановок. Следовательно, барьер краевой зоны болот для одних элементов является глеевым, для других — кислородным. Такие двусторонние А—С барьеры, вероятно, распространены широко, но изучены они еще слабо.

Щелочные барьеры (D)

Щелочной барьер возникает на участках, где кислая среда сменяется щелочной. Он может проявляться и в кислых условиях при смене сильнокислой реакции на слабокислую, и в щелочных — при смене слабощелочной среды на сильнощелочную. На нем преимущественно концентрируются катионогенные элементы, хорошо мигрирующие в кислых и слабокислых водах: железо, кальций, магний, барий, стронций, цинк, медь, никель, кобальт, свинец и др.

Аномалии D1 формируются при поступлении к щелочному барьеру сильнокислых вод с рН меньше 3. Такие условия особенно характерны для зоны окисления сульфидных руд в карбонатных породах. Сернокислые растворы — продукты окисления пирита и других дисульфидов — содержат железо, медь, цинк, кобальт и другие металлы. В местах взаимодействия этих растворов с вмещающими породами осаждаются гидрокислы и карбонаты этих металлов, образуется аномалия D1.

В аридных ландшафтах сернокислые растворы нейтрализуются не только карбонатными породами, но и щелочной средой степных почв. В результате на щелочном барьере здесь выпадает железо (участки барьера часто индицируются ожелезненными почвами), осаждаются малахит, азурит, смитсонит и другие карбонаты меди и цинка.

К виду D1 нами отнесены аномалии, описанные Б.А. Воронниковым (1974), на Сугатовском медном и Сугатовско-Тупицинском свинцово-цинковом месторождениях, расположенных в предгорных степях Западного Алтая. На Сугатовском месторождении в зоне окисления распространены хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 3,6 г/л и Eh +0,6 В. Они обогащены медью, цинком, железом и другими рудными элементами. По мере удаления от рудного тела в результате взаимодействия с карбонатной корой выветривания и смешения с фоновыми водами рН повышается от 2,6 до 7. При этом в донных осадках на расстоянии до 1–1,5 км от рудных выходов на щелочном барьере выпадают гидроокиси кремния, железа и титана, а затем алюминия и марганца. Последние играют роль сорбционного барьера, на котором накапливаются медь, цинк, галлий, цирконий, хром, свинец, кадмий и другие элементы.

Рудные аномалии в донных осадках по периферии зон окисления сульфидных месторождений отличаются от безрудных накоплением помимо меди, свинца и цинка также и редких элементов-спутников первичных руд – лития, ртути, вольфрама, золота, висмута. Поэтому при оценке аномалий вида D1 необходимо интерпретировать поведение широкого круга элементов.

Аномалии D2 формируются при поступлении к щелочному барьеру кислых и слабокислых вод с рН 3–6,5. В гумидных ландшафтах на известняках, лёссах и других породах с щелочной средой вынос оснований и развитие кислой среды происходит сначала в верхних горизонтах почвы, потом в нижних и в коре выветривания. На границе кислой обстановки с щелочной возникают аномалии D2 со значительным накоплением CaCO_3 .

В аридных ландшафтах аномалии D2 встречаются относительно редко. В Казахстане они формируются на границе болот и березовых колков с солонцами.

Наибольший интерес для геохимических поисков представляют аномалии D2, формирующиеся в краевых зонах сернокислых ландшафтов, в степях и пустынях. Подобные аномалии были изучены нами в Северном Прибалхашье по периферии медно-порфировых месторождений Южные Бешоки и Карабас. Здесь под воздействием сернокислых вод, дренирующих сульфидную минерализацию, в долинах формируются кислые сульфатно-натриевые и сульфатные солончаки с рН меньше 5–6.

Кислые воды месторождений взаимодействуют с вмещающими породами и фоновыми грунтовыми водами. В результате повышается рН и на границе кислых почв с щелочными выпадают карбонаты свинца, меди, цинка, никеля, кобальта, марганца (рис. 33).

На месторождении Большой Карабас в зоне разлома, по которому происходит разгрузка сульфатно-натриевых вод, на границе кислого солончака с карбонатным, хлоридно-натриевым, были заданы шурфы 3 и 4. Выработками вскрыты четвертичные делювиально-пролювиальные суглинки. Почва – солончак. Распределение солей имеет сложный характер. С поверхности, до глубины 20 см засоление сульфатно-натриевое, связанное, по-видимому, с поверхностным и внутрпочвенным стоком сернокислых вод со стороны кислых солончаков, расположенных гипсометрически выше. Ниже по профилю, сульфатно-натриевое засоление переходит в хлоридно-натриевое, связанное с разгрузкой грунтовых вод.

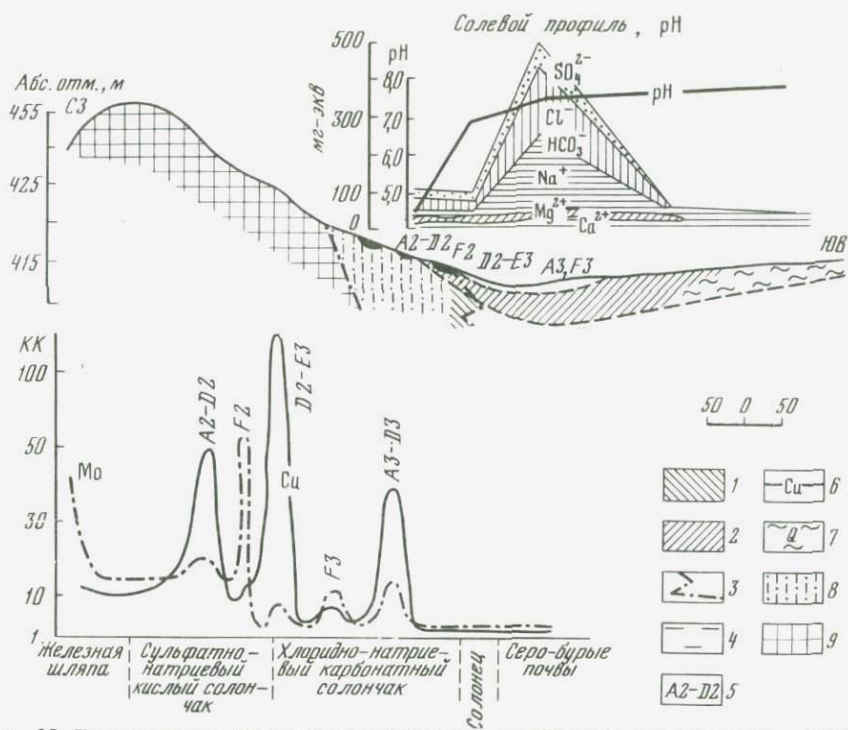


Рис. 33. Геохимические барьеры сопряженные с сульфидным месторождением Большой Карабас

1-2 - геохимические условия миграции элементов: 1 - бескарбонатные с переменным окислительно-восстановительным (глеевым) режимом, 2 - карбонатные с переменным окислительно-восстановительным (глеевым) режимом; 3-4 - геохимические барьеры: 3 - щелочной, 4 - кислородный; 5 - типы концентрации химических элементов на геохимических барьерах; 6 - содержание химических элементов на геохимических барьерах в кларках концентрации; 7 - четвертичные суглинки с щебнем; 8 - древняя линейная кора выветривания; 9 - "железная шляпка"

pH среды в пределах профиля неустойчив и изменяется от 5,5 в забое до 8,5 на глубине 20-70 см до 6,5 с поверхности. Уровень грунтовых вод 120 см. Воды соленые, хлоридно-натриевые с минерализацией 40 г/л, pH 7,0. Как видно из рис. 34, на глубине 30-80 см сформировался карбонатный горизонт, к нижней границе которого приурочены повышенные содержания меди (малахит), свинца, молибдена, цинка, кадмия, марганца, кобальта, стронция (щелочной барьер вида D2).

Напротив, в солончаках, окружающих кислые солончаки, интенсивно мигрируют пентавалентный ванадий, мышьяк, шестивалентный хром, скандий, иттрий, молибден и другие элементы, подвижные в щелочной среде. При встрече с кислой средой (та же граница кислых солончаков с солонцами) элементы щелочной миграции резко снижают свою активность и накапливаются на кислом барьере (E3).

Таким образом, в зонах разломов на границе кислых сульфатных солончаков с солонцами формируются комплексные аномалии на двустороннем геохимическом барьере E3-D2.

Этот выйд иллюстрируется рис. 35. В русле небольшой долины, по

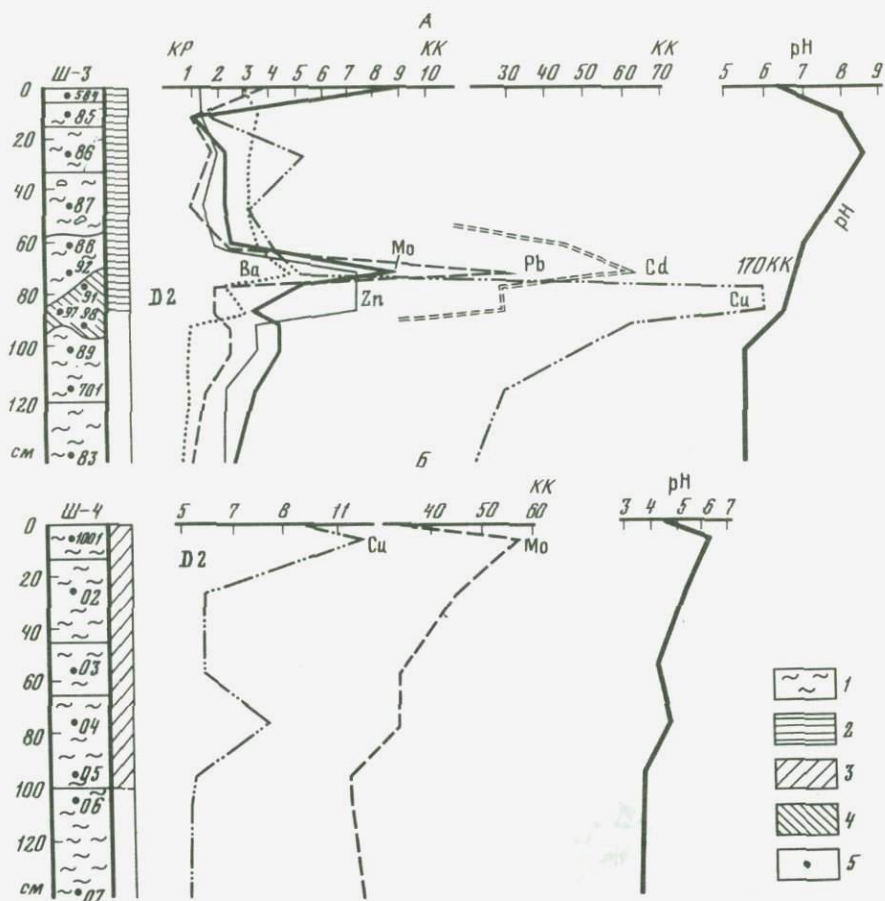


Рис. 34. Накопление химических элементов на щелочном барьере (аномалии типа D2). А – усиление рудной геохимической аномалии Cu, Mo, Pb (уч. Большой Карабас, Северное Прибалхашье), Б – накопление меди и молибдена на щелочном барьере в кислом плече

1 – суглинок; 2–3 – эпигенетические изменения: 2 – карбонатизация, 3 – засоление легкорастворимыми солями; 4 – зона проявления щелочного барьера типа D2; 5 – точки отбора проб

которой происходит поверхностный сток сернокислых вод, разгружающихся у подошвы склона, был задан шурф. Выработкой вскрыты древняя линейная кора выветривания и неоген-четвертичная глина. Почва – солонец – солончакватый с ярко выраженным сульфатно-магниево-натриевым типом засоления. рН среды в пределах профиля неустойчив и изменяется от 8,7 в забое до 6,3 в верхнем горизонте. На глубине 20–50 см от поверхности сформирован карбонатный горизонт (Вк). Как видно из рис. 35, к этому горизонту приурочены повышенные содержания стронция, кобальта, марганца, свинца, молибдена. Причем увеличение содержания марганца, свинца кобальта и никеля мы связываем с инфильтрацией в почву кислых поверхностных вод, содержащих эти элементы в повышен-

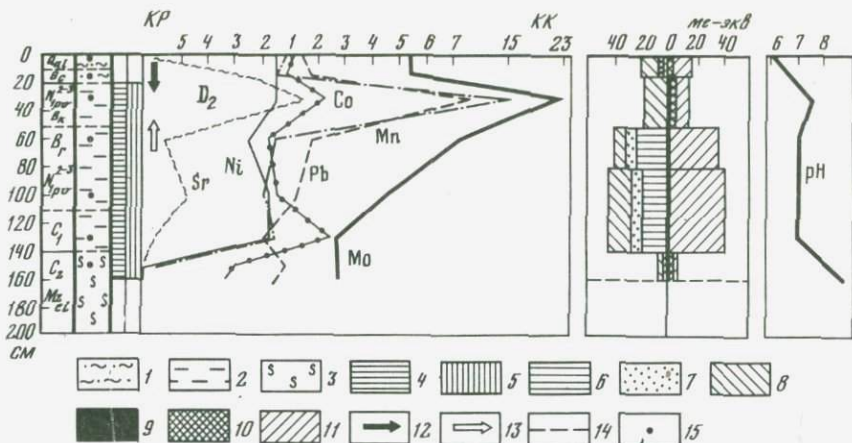


Рис. 35. Накопление химических элементов на щелочном барьере (аномалии типа D2, Северное Прибалхашье)

1 – суглинок с щебнем; 2 – глина; 3 – суглинистая древняя кора выветривания; 4 – карбонатизация; 5 – огипсование; 6–11 – солевой состав: 6 – Ca^{2+} , 7 – Mg^{2+} , 8 – $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, 9 – HCO_3^- , 10 – Cl^- , 11 – SO_4^{2-} ; 12–13 – направление движения растворов: 12 – кислых и слабокислых, 13 – слабощелочных; 14 – уровень грунтовых вод; 15 – точки отбора проб

ных количествах, и накоплением их на щелочном барьере D2 в горизонте Bк.

Таким образом, на медно-молибденовых месторождениях Северного Прибалхашья ландшафты, сопряженные с месторождениями, сильно переработаны подземными водами, омывающими рудные тела. В результате, с одной стороны, в зоне окисления и в контуре потока минерализованных вод формируются зоны выщелачивания, а с другой стороны – зоны аккумуляции рудных элементов и их спутников на геохимических барьерах. От класса барьера во многом зависят элементный состав аномалий, их контрастность и положение в зоне гипергенеза. На рис. 36 приводятся основные классы геохимических барьеров, распространенных в зоне гипергенеза и прилегающих ландшафтах сульфидного месторождения Большой Карабас. Как видно из рис. 36, часть аномалий на геохимических барьерах фиксируется с поверхности (аномалии на испарительном, кислородно-сорбционном барьерах). Они могут иметь как рудную, так и безрудную природу. Но наиболее контрастные, полиэлементные аномалии формируются на щелочном и кислом барьерах внутри разреза рыхлых отложений, в рассматриваемом случае с глубины 30–50 см от поверхности. При проведении поисково-оценочных работ эти аномалии (места разгрузки кислых, кислых глеевых и других вод) должны быть объектами специального изучения как индикаторы сульфидного оруденения.

Сходные процессы характерны для щелочных барьеров по периферии Майского полиметаллического месторождения, расположенного в сухостепных предгорьях Западного Алтая. Здесь из минерализованных кислых сульфатно-гидрокарбонатных рудничных вод на контакте с карбонатной корой выветривания и щелочными гидрокарбонатно-кальциевыми фоно-

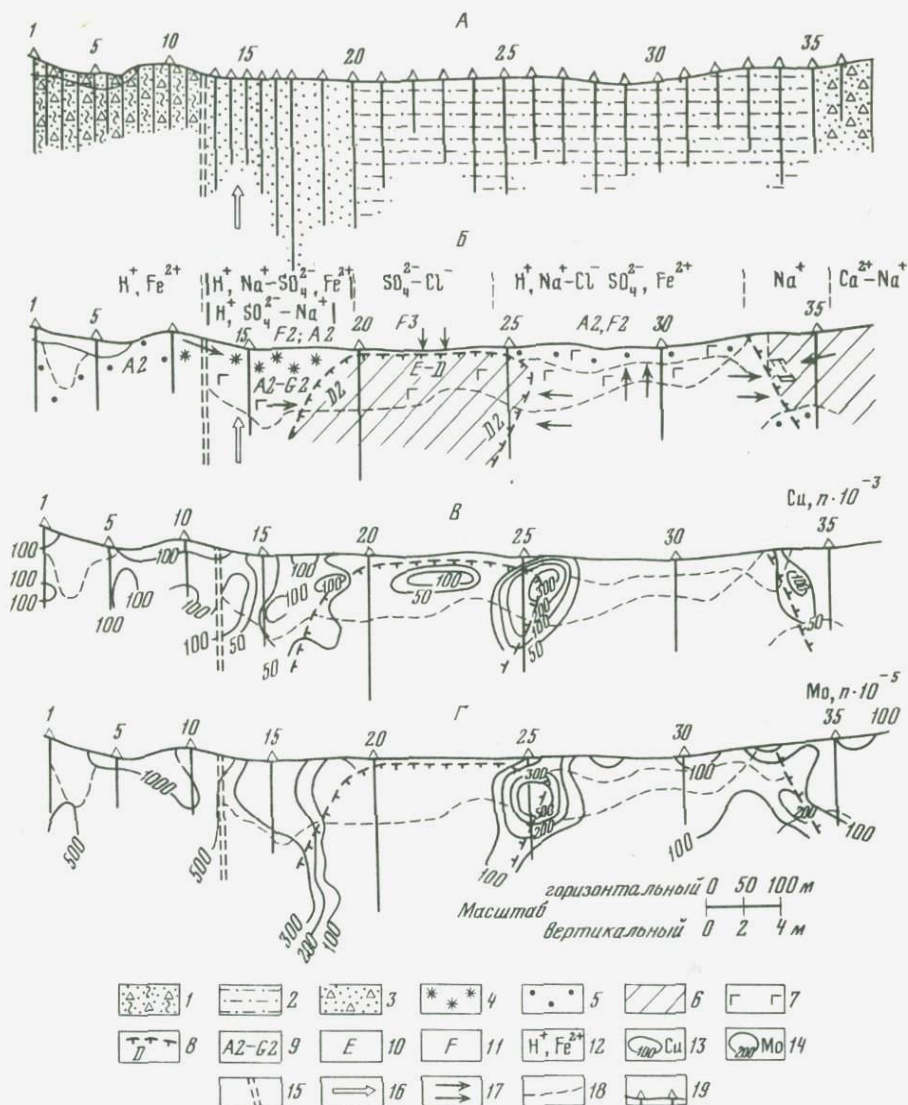


Рис. 36. Накопление химических элементов на геохимических барьерах в ландшафтах сопряженных с сульфидным месторождением Большой Карабас (Северное Прибалхашье). А – схематический геологический разрез, Б – эпигенетический разрез, В, Г – концентрации Си и Мо на геохимических барьерах

1 – глинисто-щебнистая, опесчаненная кора выветривания; 2 – песчано-глинистые отложения; 3 – щебнисто-песчаные отложения; 4 – ожелезнение; 5 – омарганцевание; 6 – карбонатизация; 7 – огипсование; 8 – щелочной барьер; 9 – кислородно-сорбционный барьер; 10 – кислый барьер; 11 – испарительный барьер; 12 – класс ландшафтов; 13 – изоконцентрации и содержание Си; 14 – изоконцентрации и содержание Мо; 15 – линия разлома; 16 – разгрузка вод по разлому; 17 – направление движения растворов; 18 – эпигенетические границы; 19 – номера и местонахождение буровых скважин

выми водами в донных осадках осаждаются гидроокиси железа, алюминия, хрома, титана, циркония и галлия, захватывающие из раствора литий, свинец, кобальт, олово, иттербий, скандий и сурьму [55].

Критерии оценки аномалий D2 близки к оценкам аномалий D1, с которыми они имеют одну генетическую природу.

Рассмотренные примеры формирования аномалий на геохимических барьерах по периферии зон окисления сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Алтая свидетельствуют, что на них может происходить осаждение широкого комплекса рудных элементов. Наиболее контрастные аномалии характерны для щелочных барьеров. В целом для таких зон установлен комплекс аномалий с концентрациями элементов вида A1–A2 на кислородном, D1–D2 – на щелочном и G1–G2 – на сорбционном барьерах. Наблюдается определенное, генетически-пространственное их разделение, что можно проследить на примере медно-молибденового рудопоявления Жорга и участка Каиндышоки в Центральном Казахстане.

Участок Жорга расположен в сухостепном низкогорном ландшафте. Выходящие на поверхность сернокислые сильноминерализованные воды (родник Святой с pH 3,7–4,6 и содержанием меди 1200 мкг/л, свинца 300 мкг/л) попадают в обстановку, в которой непосредственно у источника на кислородном барьере наблюдается осаждение железа. Красные гидроокислы железа в виде охры и налетов густо покрывают также обломочный материал русла, четко выделяющегося на протяжении 1,5 км. Здесь начинают частично осаждаться медь, свинец, серебро, молибден, цинк (преимущественно концентрации G1–G2). Неконтрастные (1,5–2 фона) аномалии этих элементов прослеживаются прерывистой цепочкой на протяжении всего русла. Более контрастный поток рассеяния фиксируется у меди (2–4 фона). За счет мультипликативного усиления слабых аномальных концентраций четко трассируется поток рассеяния. Генетическая структура его определяется преимущественным развитием процессов осаждения и сорбции в головной части и процессами механического сноса вкрапленного рудного вещества ниже по долине. Дальнейшая миграция рудных компонентов направлена на рассеяние в предгорной области. Кислотный промывной режим формирует миграционный канал, в котором на значительном расстоянии сохраняется более кислая обстановка. Так, в продольном сечении сухого русла родника Святой кислая обстановка прослеживается более чем на 500 м, бескарбонатная обстановка и низкое количество подвижных солей (в 20–30 раз ниже фона) более чем на 700 м. В этих условиях большинство металлов сохраняет свою подвижность на протяжении всего миграционного канала и осаждение их на щелочном барьере (аномалии D2) происходит в удалении от источника. При благоприятных условиях миграции по локальным потокам смещение ореолов достигает нескольких километров. Примером таких аномалий, по-видимому, являются погребенные в толще рыхлых отложений ореолы рассеяния меди, выявленные при глубинной литохимической съемке на южном обрамлении медно-молибденового месторождения Южные Бесшоки (удаление порядка 1,5–3 км). Анализ пространственного распределения аномальных полей меди в районе Бесшокинской структуры показывает, что они тяготеют преимущественно к погребенному обрамлению вторично-

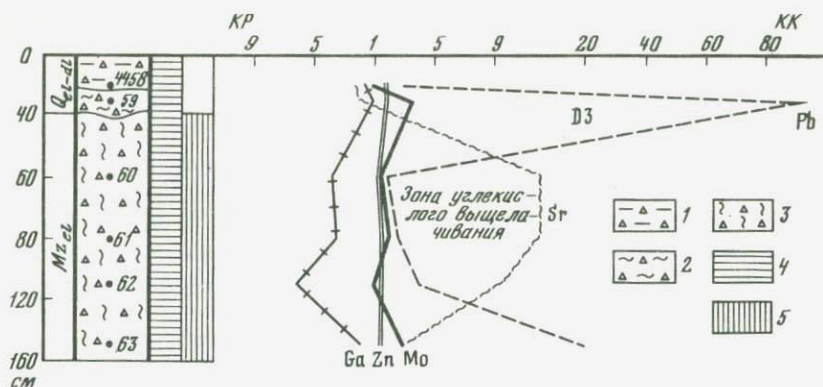


Рис. 37. Усиление рудной аномалии на барьере типа D3 (Каратау)

1–2 – пустынная почва: 1 – щебнисто-пеллеватый горизонт, 2 – супесь и суглинок со щебнем; 3 – древняя кора выветривания; 4 – карбонатизация; 5 – огипсование

кварцитового поля, насыщенного медно-молибденовыми рудопроявлениями и рудными зонами, и своим происхождением обязаны выносу и перетолжению меди на щелочном барьере в прошлом. Учитывая, что сернокислые воды с высоким содержанием железа, сульфат-иона и других соединений формируются главным образом за счет окисления пирита и не всегда связаны с рудной минерализацией, нами аналогичный комплекс наблюдений был выполнен на участке выхода сильноокислых вод ($pH = 2,7$) без аномальных содержаний меди и других металлов в зоне разломов в районе Каиндышоки.

При внешнем сходстве ландшафтов обоих участков (интенсивное ожелезнение обломочного материала и суглинков, бескарбонатное хлоридно-сульфатное засоление, отсутствие растительности) и тождественной геохимической обстановке (низкий pH , большое количество сульфат-иона, отрицательные аномалии никеля, титана, ванадия, циркония, марганца, стронция, фосфора) отличительной особенностью явилось различие в уровнях содержаний элементов рудогенной ассоциации – меди, свинца, цинка, молибдена. В районе родника Святой содержания этих элементов выше фона, а в районе безрудного разлома ниже, что особенно подчеркивается при мультипликативном усилении сигналов.

Аномалии типа D3 установлены в Каратау. Здесь усиление вторичных ореолов рассеяния свинца, цинка и их спутников связано главным образом с процессами окисления сульфидов на фоне карбонатной среды. В результате создаются слабокислые условия, pH обычно понижается до 6–6,5. В раствор поступает CO_2 , за счет которого в верхних горизонтах коры выветривания устанавливается менее щелочная среда, формируется зона углекислого выщелачивания. Остаточный первичный ореол в верхних горизонтах коры выветривания за счет углекислого выщелачивания ослабляется, происходит вынос рудных элементов за пределы зоны окисления и их накопление на геохимических барьерах.

На месторождении Шалка в пределах рудной геохимической аномалии сформировалась зона углекислого глеевого выщелачивания (рис. 37).

Аномалия приурочена к поверхности пенеплена, фиксированного дре-

ней корой выветривания. Растительный покров представлен биогруновыми, чернопопынными сообществами. Выработками вскрыта огипсованная, карбонатная кора выветривания, перекрытая маломощным чехлом (0–40 см) четвертичных отложений. Часть профиля (до 40 см) имеет окислительную обстановку, ниже следует белесая, в прошлом карбонатно-глеевая зона выщелачивания, которая с глубины 80 см переходит в пестроокрашенный горизонт. Как видно из рис. 37, на глубине 40–80 см происходил вынос свинца. Выше и ниже этой зоны рН увеличивается. Здесь в более щелочной среде условия для его миграции неблагоприятны — он осаждался в виде труднорастворимых соединений или в результате сорбции гидроокислами железа и марганца.

Выводы по методике геохимических поисков, основанные на результатах изучения закономерностей формирования аномалий вида А, D, G1–2, сводятся к следующему.

1. В аридных ландшафтах окислительно-сорбционные и щелочные барьеры А1–G1, D1–D2 широко развиты в областях разгрузки трещинно-поровых вод, дренирующих зоны с сульфидной минерализацией.

2. При проведении геохимических поисков области проявления былых и современных окислительно-сорбционных и щелочных барьеров, развивающихся преимущественно вдоль тектонических зон, должны быть объектами специального изучения как индикаторы близрасположенного скрытого сульфидного оруденения.

3. Характерными признаками аномалий А1–А2 являются интенсивное ожелезнение суглинисто-щебнистого материала, отсутствие растительности, бескарбонатное хлоридно-сульфатное засоление, кислая среда, большое количество сульфат-иона при общем слабом засолении, нижефоновые содержания марганца, никеля, хрома, кобальта, циркония, бора, стронция, фосфора.

4. Отличие рудных аномалий от безрудных: в первых — аномально высокие (даже близфоновые) содержания рудогенной ассоциации элементов (медь, свинец, серебро, цинк, молибден), во вторых — нижефоновые содержания этих элементов.

5. Наложённые вторичные ореолы рассеяния меди, расположенные на обрамлении рудоперспективных структур, должны рассматриваться как результат накопления ее на щелочном барьере в удалении от коренных источников.

Кислые барьеры (Е)

Кислый геохимический барьер возникает при смене нейтральных и щелочных условий на слабокислые и кислые. При этом происходит уменьшение интенсивности миграции анионогенных и других элементов, образующих растворимые соединения в нейтральной и щелочной среде, — кремния, германия, иттрия, скандия, бериллия, циркония, молибдена и других. Так как при подкислении возможно восстановление (при неизменном Eh), то кислый барьер для некоторых элементов может совмещаться с восстановительным, в связи с чем на нем осаждаются в отдельных случаях уран, селен, ванадий, хром, мигрирующие в окислительной обстановке и инертные в восстановительной (аномалии Е–С и др.).

Кислый барьер может формироваться и в "щелочном плече" при смене сильнощелочных условий слабощелочными, и в "кислом плече" при изменении слабокислой среды на сильнокислую.

Аномалии типа E1, E5 и E9 невозможны, а E2, E6 и E10 малохарактерны. Наиболее распространены E3–E4 и E7–E8; E11–E12 не изучены.

Аномалии E3 и E7 формируются при понижении pH слабощелочных и нейтральных вод, а E4 и E8 — при подкислении сильнощелочных вод с pH более 8,5. Такие воды встречаются в солонцовых ландшафтах. В верхних горизонтах солонцов высокое содержание соды приводит обычно к возрастанию pH до 10–11. Содовые растворы выщелачивают молибден, иттрий, скандий и другие элементы. Эти растворы встречают менее щелочную обстановку в нижних горизонтах почвы (pH = 7,5–8,0), где возникает кислый барьер в "щелочном плече". Такие концентрации E4 в большинстве случаев безрунные.

Аномалии вида E3, E4, E7, E8 изучены нами в березовых колках логов и западин Мугоджар и Северного Казахстана — глеевых солодах, лугово-болотных, лугово-черноземных, лугово-черноземных осолоделых и торфянисто-глеевых почвах. При разложении растительного опада здесь образуется избыток органических кислот, и в верхних горизонтах почв западин pH составляет 6,0–5,0. В нейтральных и слабощелочных условиях автономных ландшафтов с южными черноземами и каштановыми почвами, а также в нижних горизонтах солодей и луговых почв pH равен 8–9.

Кислая среда наиболее характерна для глеевых солодей и грубогумусовых осолоделых почв, в которых резче выражена щелочно-кислотная зональность почвенного профиля. Застойный водный режим, оторфованье и минерализация органического вещества в этих почвах сопровождаются относительной концентрацией кремнезема и подвижного алюминия в верхних горизонтах. Последний способствует подкислению почв. В дерновых осолоделых почвах кислая среда встречается реже. Эти почвы характеризуются кальциево-азотным типом биологического круговорота, который ведет к накоплению в верхнем горизонте натрия, кальция, калия и магния [14].

В гумусовых горизонтах почв колков происходит накопление иттрия, скандия, в меньшей степени бериллия и циркония, мигрирующих в щелочных поверхностных водах автономных ландшафтов, вероятно, в виде растворимых комплексных соединений типа $\text{Na}_3[\text{Sc}(\text{CO}_3)_3]$ или $\text{Na}_3[\text{Y}(\text{CO}_3)_3]$ [341]. В почвах западин и логов при подкислении карбонатные комплексы этих элементов разрушаются и они осаждаются на кислом и сорбиционном (сорбция органическим веществом) геохимическом барьере E3–G3, E4–G4 (табл. 10).

Подвижные формы иттрия и скандия в почвах могут достигать 10–20% валовой концентрации [176], что благоприятствует их перераспределению в ландшафтах.

Между содержанием иттрия в гумусовых горизонтах солодей и реакцией среды в них существует обратная зависимость. Установлена также корреляция между элементами, осаждающимися на кислом барьере — в почвах, континентальных отложениях и коре выветривания. Особенно тесная связь характерна для иттрия и скандия (коэффициент парной корреляции 0,76). Как и в гипогенных процессах [178], обнаружена прямая

Таблица 10

Коэффициент местной миграции (K_M) и фоновые содержания ($C_{Ф}$) элементов в сопряженных почвах Северного Казахстана (в $10^{-3}\%$)

Элементы	Почвы					
	Южные черноземы		Солонцы		Колочные солоды (кислый барьер Е4)	
	$C_{Ф}$	K_M	$C_{Ф}$	K_M	$C_{Ф}$	K_M
Иттрий	8,5	1,0	12,5	1,5	15,0	1,8
Скандий	0,9	1,0	0,7	0,8	1,6	1,8
Бериллий	0,3	1,0	0,3	1,0	0,4	1,3
Цирконий	18,0	1,0	17,0	0,9	21,0	1,2
Число проб	58		35		50	

Таблица 11

Эллювиально-аккумулятивные коэффициенты ($K_{Эа}$) иттрия, скандия, циркония и бериллия в почвах березовых колков Мугодзар и Северного Казахстана [131]

Почвы, горизонты	рН	Элементы				Число проб
		Y	Sc	Zr	Be	
Торфянисто-глеевые, Мугодзары						
A_T	6–6,5	4,0	4,5	3,0	2,4	11
A_1	6–7	3,3	2,5	1,9	2,4	11
B	8–9	2,1	1,2	1,5	1,6	17
C^*	8–8,5	1,0	1,0	1,0	1,0	28
Солоды, Северный Казахстан						
A_1	5,0–6,5	3,4	1,8	1,5	1,2	50
A_2	5,5–6,5	1,6	0,9	1,0	1,0	50
B	7,5–9	1,1	0,9	1,2	1,2	72
C^{**}	7,5–8,5	1,0	1,0	1,0	1,0	95

* Делювиально-пролювиальные четвертичные суглинки.
 ** Делювиальные четвертичные суглинки.

связь между иттрием и фосфором в почвах и отложениях (фосфатный барьер). Не исключено, что в кислых гумусовых горизонтах почв западин, обогащенных фосфором, происходит образование гипергенных фосфатов иттрия—черчита и скандия—стерреттита.

В почвенном профиле колочных солодей распределение иттрия, скандия, бериллия и циркония подчиняется внутрпочвенной щелочно-кислотной дифференциации. До глубины 30–40 см рН равен 5,0–6,0, в нижней части профиля среда щелочная с рН = 8,0–9,0. Водный режим — периодически промывной, периодически выпотной. Поэтому при передвижении к поверхности элементов, растворимых в щелочной среде, в верхней части почвы

возникает радиальный кислый барьер. В результате в этих почвах происходит наложение латерального и радиального барьеров. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты ($K_{эа}$) иттрия и других элементов для западин Северного Казахстана и логов Южных Мугоджар приводятся в табл. 11.

Аккумуляцию иттрия, скандия, бериллия и циркония в почвах колков нельзя отнести за счет их биогенного накопления, которое для этих элементов нехарактерно. Например, по данным полуколичественного спектрального анализа золы 150 проб различных видов древесных и травянистых растений колков Мугоджар и Северного Казахстана среднее содержание иттрия равно $1,8 \cdot 10^{-3}\%$ при незначительных колебаниях по видам растений. Коэффициент биологического поглощения иттрия, рассчитанный по отношению к его среднему содержанию в почвах, равен 0,2–0,3. Коэффициенты биологического поглощения других элементов также не превышают 0,5. Концентраторы иттрия, скандия, бериллия и циркония среди лугово-болотных и древесных видов растений не обнаружены.

В степных и сухостепных ландшафтах наибольшая концентрация иттрия, скандия, циркония и бериллия характерна для растений солонцовых ландшафтов – различных видов семейств сложноцветных (польни), маревых (гас-биюргун, биюргун, камфоросма и др.), что указывает на их нахождение в солонцовых почвах в более подвижной и доступной растениям форме.

Высокий заряд ионов иттрия и скандия благоприятен для сорбции этих элементов. Но сорбция иттрия органическим веществом почвы, хотя и осуществляется в широком диапазоне pH, значительно снижается в кислых и нейтральных условиях в присутствии гидролизующихся элементов – алюминия и железа. Роль минеральных илистых и коллоидных частиц в концентрировании иттрия, скандия и других элементов в верхней части колочных почв невелика в связи с низким содержанием ила.

Окислительно-восстановительные процессы также не играют важной роли в миграции иттрия, скандия, циркония и бериллия, так как в природных соединениях эти элементы имеют постоянную валентность.

Таким образом, в кислых подчиненных ландшафтах лесостепи и степи Казахстана (логах мелкосопочника, колочных и болотных западинах) на кислых геохимических барьерах образуются безрудные аномалии иттрия, скандия, бериллия, циркония и молибдена. Они часто выявляются наземной литохимической съемкой. Безрудная природа аномалий подтверждается резким падением содержания этих элементов уже с глубины 30–50 см, сохранением устойчивых невысоких содержаний по всему профилю континентальных отложений и древней коры выветривания.

Медная аномалия вида E4 изучена в Северном Прибалхашье на участке Кызыл, который расположен на восточном склоне одноименного массива (водораздел рек Казангап и Коршаголы в районе Южные Бесшоқы). Это грядовый мелкосопочник, сложенный изверженными и вулканогенно-осадочными образованиями ниже- и среднекаменноугольного возраста, в центральной части массива измененными до вторичных кварцитов. С востока мелкосопочник граничит с обширной озерно-аккумулятивной равниной, сложенной мощными (более 100 м) неогеновыми глинами. Характерной чертой района являются разрывные нарушения северо-за-

падного простирания, разбившие территорию на серию блоков с различными амплитудами смещения.

По литературным данным, на участке Кызыл в экзоконтактовой зоне гранитной интрузии зафиксирована меридиональная зона дробления туфов мощностью 1–5 м с падением восток–юго-восток 60° . Она представлена линейной суглинисто-щебнистой корой выветривания мощностью 2–4 м, переходящей в сильно трещиноватые туфы андезитов–порфиринов. Трещины различно ориентированы. С поверхности зона перекрыта четвертичными отложениями мощностью 0,2–0,8 м. Кора выветривания загипсована, причем верхняя граница огипсования строго приурочена к размытой поверхности древней коры выветривания, к ее границе с четвертичными отложениями. рН в пределах зоны колеблется от 6,5 до 7,5.

Выявлена и вторая тектонически ослабленная зона юго-западного простирания, секущая зону дробления в туфах практически под прямым углом.

В точке пересечения меридионального и субширотного разломов развита локальная контрастная геохимическая аномалия меди, представленная с поверхности малахит-азуритовыми корками по трещинам в туфах. За пределами зоны трещиноватости содержание меди резко падает, приближаясь к фоновым. Ниже 6 м содержание меди также резко падает, составляя сотые и тысячные доли процента.

К востоку от аномалии, на площади, закрытой неогеновыми отложениями, по данным глубинной геохимической съемки, повышенных содержаний меди и других элементов также не было обнаружено.

По нашим данным, в ландшафтно-геохимическом отношении зона пересечения двух разломов представлена геохимически автономным, пустынным элементарным ландшафтом. Почвы – солонец. Растительность – черная полынь, эфедра. С глубины 3–4 м к поверхности рН уменьшается от 10,0 до 6,5.

Из новообразований наиболее энергично проявлены эпигенетическая карбонатизация и огипсование. Причем гипс отложился раньше карбонатов, так как строго приурочен лишь к древней коре выветривания, а карбонаты наблюдаются как в коре выветривания, так и в перекрывающих четвертичных отложениях (рис. 38). Подтверждением этому служат псевдоморфозы кальцита по гипсу.

Описываемый ландшафт от окружающих отличает мощная карбонатизация, которая в виде горизонта мощностью 0,8–1,0 м прослежена в зоне трещиноватости к северу и югу от минерализованной точки на 10–15 м. Далее карбонатизация постепенно уменьшается и представлена лишь зональной карбонатной корой выветривания в виде небольших корочек кальцита на щебне коренных пород.

Таким образом, можно сделать вывод, что первичное оруденение на участке Кызыл отсутствует, минерализация проявлена в очень локальной приповерхностной зоне, образование которой нам представляется в следующем виде.

В сухом, жарком климате (вероятно, в неогене, в период седиментации глин) в результате разгрузки и испарения по разлому гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых кислородных вод произошло засоление меридиональной зоны трещиноватости в туфах, которая с поверхности

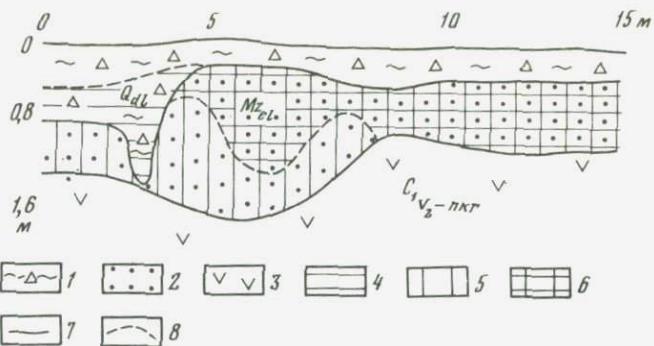
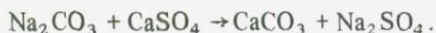


Рис. 38. Эпигенетические изменения в древней коре выветривания меридиональной зоны трещиноватости в туфах (уч. Кызыл, Северное Прибалхашье)

1 – четвертичные делювиальные суглинки со щебнем; 2 – древняя линейная древеснисто-суглинистая кора выветривания; 3 – туфы андезит-дацитового состава; 4–6 – эпигенетические изменения: 4 – карбонатизация, 5 – огипсование, 6 – огипсование с наложенной карбонатизацией; 7 – границы между литологическими горизонтами; 8 – границы эпигенетических горизонтов

была представлена солончаком. В дальнейшем уровень трещинно-грунтовых вод понизился, произошел размыв древней коры выветривания, легкорастворимые соли были выщелочены, гипс сохранился, сформировался солонец.

Тектонические движения, имевшие место после отложения неогеновых красноцветов, оживили деятельность трещинно-грунтовых вод субширотной зоны глубинного разлома. Воды в это время, по-видимому, были содовыми, содержали повышенное количество кремнезема, а также растворяли первичные минералы меди, серебра и других элементов, содержащихся в дренируемых породах в повышенных количествах. Встретив на пути своего движения гипсовый горизонт (в точке пересечения с меридиональной зоной дробления туфов), содовые воды реагировали согласно уравнению:



При этом возникали псевдоморфозы кальцита по гипсу, рН вод понижался до 8,0–7,5, они становились менее щелочными и более сульфатными. Как видно на рис. 39, разрушение щелочно-карбонатных комплексов происходило стадийно. Сначала на границе зоны трещиноватости с гипсовым горизонтом происходило выпадение труднорастворимых карбонатных соединений меди – малахита и азурита. По мере разгрузки и растекания вдоль меридиональной зоны дробления содовые воды продолжали нейтрализоваться гипсом с образованием карбоната кальция, вызвав мощную карбонатизацию. При этом содержание гипса и карбонатов в зоне взаимодействия содовых вод с гипсом имеет зеркальное соотношение. В тех частях разреза, где влияние содовых вод было ослаблено или отсутствовало, древняя кора выветривания слабо окarbonачена и содержит много гипса (в среднем 17–18%). При содовом выщелачивании происходил вынос не только меди, серебра, мышьяка, молибдена, элементов, находящихся в повышенных количествах в дрениру-

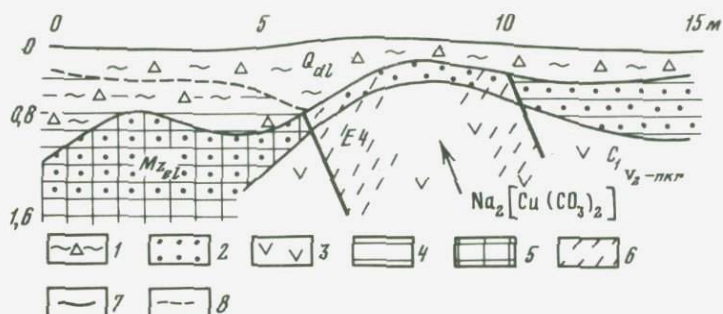


Рис. 39. Схема формирования кислого барьера (E4) в зоне взаимодействия содовых растворов с гипсовым горизонтом (уч. Кызыл, Северное Прибалхашье)

1 – четвертичные делювиальные суглинки; 2 – древняя линейная древеснисто-глинистая кора выветривания; 3 – туфы андезит-дацитового состава; 4–6 – эпигенетические изменения: 4 – карбонатизация, 5 – огипсование с наложенной карбонатизацией, 6 – малахит-азуритовые корки на кислом барьере; 7–8 – границы: 7 – литологические, 8 – эпигенетические

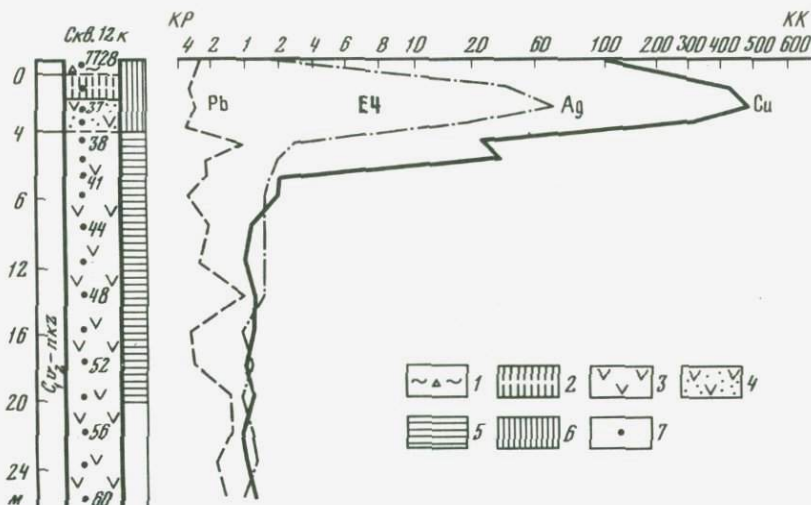


Рис. 40. Накопление химических элементов на кислом барьере типа E4 (уч. Кызыл, Северное Прибалхашье)

1 – четвертичные делювиальные суглинки; 2 – суглинистая древняя кора выветривания; 3 – туфы андезит-дацитового состава; 4 – щебнистая древняя кора выветривания; 5 – карбонатизация; 6 – огипсование; 7 – точки отбора проб

емых породах, но и иттрия, бериллия, галлия, циркония и других элементов содовой миграции, содержащихся в породах. В результате в зоне пересечения двух разновозрастных разломов была сформирована на кислом барьере в зоне контакта содовых вод с гипсовым горизонтом геохимическая аномалия вида E4 (рис. 40).

Таким образом, парагенезис меди с серебром и другими элементами, способными образовывать карбонатные растворимые комплексы, и отсутствие накопления элементов, типичных для зон окисления сульфидных месторождений медно-порфирового типа, характерного для района—

железа, марганца, свинца, цинка, мигрирующих в кислой среде, позволяют считать, что образование данной аномалии обусловлено щелочными гипергенными процессами. Она не связана с промышленным медным оруденением и не является зоной окисления сульфидных руд. Следовательно, концентрации меди, возникающие на кислом барьере (Е4), даже при наличии на поверхности малахита и азурита, не всегда служат индикаторами сульфидных руд на глубине и требуют для своей оценки ландшафтно-геохимического изучения.

На территории Казахстана широко распространены эоценовые кремнистые кварцитовидные песчаники. Мы предполагаем, что в эоцене в условиях ландшафта саванн в автономных условиях преобладала окислительная содовая среда, в которой легко мигрировал кремнезем. В поймах рек и озер почвы имели нейтральную реакцию. Кислые барьеры, вероятно, были приурочены к участкам смены содовых условий на нейтральные. В результате на них осаждался кремнезем и элементы, мигрирующие в содовых растворах. В Северном Казахстане для кремнистых разностей кварцитовидных сливных песчаников эоцена характерны повышенные содержания циркония (до $120 \cdot 10^{-3}\%$), бериллия (до $3 \cdot 10^{-3}\%$), скандия (до $10 \cdot 10^{-3}\%$), т.е. на эоценовых кислых барьерах происходило образование безрудных аномалий этих элементов. Их содержание в 7–10 раз превышает кларки. Это аномалии вида Е3 или Е4.

К виду Е3–Е4 (возможно Е7–Е8) мы также относим концентрации элементов в окремнелых стволах деревьев. Такие стволы встречаются, например, в верхнепермских аллювиальных красноцветах Оренбургской области, в долине р. Кураша. Стволы деревьев, захороненные в песках, вероятно, омывались щелочными водами, обогащенными кремнеземом. Это могло происходить как в ландшафтах, т.е. в экзодиагенезе, так и позднее, когда в песках сформировался водоносный горизонт, т.е. в катагенезе. Микробиологическое разложение древесины привело к выделению CO_2 и локальному подкислению среды, образованию аномалии.

Совмещенные аномалии вида Е4–В4 (Е8–В8) образуются в породах красноцветной формации на участках, где сильнощелочные кислородные или глеевые воды, обогащенные анионогенными элементами, встречаются на пути своего движения нейтральную или слабощелочную сероводородную обстановку. При этом за счет понижения рН и образования сульфидов происходила концентрация меди, серебра, молибдена и других анионогенных элементов. Иногда такие концентрации могут представлять промышленный интерес. Представляется, что образование рудных концентраций меди в месторождениях типа "медистых песчаников" в ряде случаев связано с миграцией меди в содовых водах и накоплением на совмещенном кислом и сероводородном барьере.

Среди месторождений меди, приуроченных к красноцветной формации, наибольший интерес всегда привлекал Джезказган. На примере этого месторождения рассмотрим возможную роль геохимических барьеров в образовании рудных концентраций.

Изучение и освоение Джезказгана связано с именами известных советских геологов. Особенно большая роль принадлежит К.И. Сатпаеву, его ученикам и последователям, которые установили основные черты геологического строения месторождения и прилегающих районов, до-

казали его перспективность как одного из крупнейших медных месторождений мира. Различные вопросы геологии, геохимии и генезиса Джекказгана освещены также в работах В.М. Попова, Д.Г. Сапожникова, Н.М. Страхова, Ф.В. Чухрова, И.П. Дружинина, А.И. Германова, А.И. Пельмана и Е.Н. Борисенко, Е.А. Баскова, Б.Б. Сюсюры и других.

Широко распространенная гипотеза осадочно-диагенетического происхождения джекказганских руд имеет много уязвимых мест. В последнее время некоторыми ее последователями признается, что формирование оруденения на Джекказгане было полистадийным и не ограничилось стадией диагенеза, а продолжалось и в катагенезе, и в эпигенезе [16, 288]. Появились работы, связывающие образование месторождений медистых песчаников с катагенетическими процессами перераспределения вещества красноцветных толщ на элизионном этапе развития палеобассейна [292]. Поэтому теория эпигенетического происхождения оруденения на этом месторождении, выдвинутая еще К.И. Сатпаевым, находит в настоящее время дополнительное геохимическое подтверждение.

Была высказана гипотеза о важной роли содовых вод в образовании медных руд Джекказгана и других месторождений типа медистых песчаников [215].

Для таких месторождений характерны многочисленные признаки, указывающие на существование содовых вод в прошлом — окремнение и окварцевание пород, альбитизация, корродирование зерен кварца и др. На вторичное окремнение пород и окварцевание пород красноцветной формации, вмещающих медное оруденение, их альбитизацию, наличие псевдоморфоз кальцита по гипсу указывается во многих работах, посвященных месторождениям медистых песчаников Казахстана, Киргизии, Донбасса, а также зарубежных стран (США, Заир).

Окремнение песчаников Джекказгана и других районов трактовалось по-разному в зависимости от генетических представлений авторов (гидротермы, метаморфизм и т.д.). Нам кажется, что объяснение окремнения деятельностью содовых вод находится в наилучшем соответствии с различными фактами и, в частности, хорошо увязывается с палеогеографическими данными. Окремнение пород может быть связано только с интенсивной миграцией кремнезема, возможной в основном в сильнощелочной содовой среде и осаждением его при понижении рН. Характерно, что там, где не было содовых вод, способных нести значительное количество SiO_2 , как, например, в медистых песчаниках Кугитанга, богатых гипсом, там и не обнаружены значительные концентрации меди, не образуются крупные рудные тела. Высокое содержание гипса, имеющего преимущественно сингенетический характер, исключало в Кугитанге возможность образования соды и катагенетической миграции меди.

Наряду с содовым катагенезом важную роль в концентрации меди в породах красноцветной формации, по-видимому, играла также восстановительная среда рудоносных горизонтов. Нашими исследованиями в отложениях джекказганской свиты установлены многочисленные проявления древнего оглеения. Для пород этой свиты характерны пестрая окраска и широкое распространение наряду с красноцветными породами сероцветных. Контуры развития серой окраски часто не совпадают с границами пластов определенного литологического состава ни по

латерали, ни по вертикали. Серые песчаники по простиранию и падению постепенно сменяются красными. При этом не наблюдается изменений петрографического состава, окатанности и сортировки терригенного материала и текстурных особенностей пород. Это свидетельствует о том, что сероцветная окраска эпигенетична, а серые песчаники являются обезцветенными аналогами красноцветных песчаников.

Возможный механизм формирования руд типа медистых песчаников представляется следующим. Породы красноцветной формации в районах развития месторождений медистых песчаников обычно содержат рассеянную медь. Содержание меди, однако, в этих породах не достигает значительной концентрации. Происхождение этих концентраций скорее всего сингенетическое. После седиментации осадков красноцветной формации более проницаемые песчаные горизонты могли служить вмещающим подземных вод. О наличии последних можно судить по многочисленным полосам оглеенных песков, эпигенетическое происхождение окраски которых несомненно. Полимиктовый состав песков, аридный или семиаридный климат той эпохи обусловили интенсивное выветривание полевых шпатов. В результате воды приобретали содовый состав и содержали значительное количество кремнезема. Подобные воды легко растворяли первичные соединения меди, рассеянные в породах (карбонаты меди, адсорбированная медь и др.). В местах скопления органических веществ, поступления H_2S концентрация соды в водах понижалась. На кислом барьере происходило выпадение кремнезема — развивалось окремнение пород, их альбитизация, разрушение комплексных соединений меди и других аниогенных элементов и их осаждение. Для концентрации меди и других металлов большое значение должна была иметь и восстановительная сероводородная среда. Местами из содовых вод происходило совместное выпадение кремнезема и глинозема, приводившее к образованию палыгорскита.

Парагенезис меди и серебра, а также некоторых других аниогенных элементов — рения, ванадия, молибдена, селена, наблюдающийся во многих месторождениях типа медистых песчаников, может быть объяснен совместной миграцией этих металлов в содовых водах, в которых они легко образуют растворимые комплексные соединения. Гипотеза о миграции этих элементов в хлоридных растворах противоречит палеогеографическим условиям образования пород красноцветной формации и данным о миграции кремнезема, приводившей к окремнению пород.

Таким образом, образование концентраций меди могло происходить из содовых вод как в ландшафтах (в экзодиагенезе), так и позднее из подземных вод, при погружении красноцветных толщ на значительную глубину (в катагенезе). Палеогипергенное происхождение рудных концентраций меди в красноцветных песчаниках доказывается в последнее время В.И. Чалышевым [327]. Влияние смены окислительных условий восстановительными на образование эпигенетических рудных концентраций меди и полиметаллов характерно для медистых сланцев цехштейна на территории ГДР.

В красноцветной формации формировались и концентрации хрома на кислых барьерах (Е4). Их примером может служить образование хромового минерала волконскоита в красноцветах верхней перми Приуралья.

Волконскоит — минерал монтмориллонитовой группы [331]. В состав его поглощенных оснований входят Na, K, Ca. Образование волконскоита было нами изучено на месторождениях Самосадки, Пихтовка, Божеки, Ефимята, Лапши в Пермской области и месторождении Ухтым в Кировской области. Месторождения и рудопроявления волконскоита приурочены к юговской свите — толще переслаивающихся песчано-глинистых пород (бурые, красно-бурые, зеленовато-серые и пятнистые глины и глинистые алевролиты, ржаво-бурые, бурые, желто-серые и серые косослоистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты с многочисленными органическими остатками — раковинами пелиципод, обломками древесины и др.). Резко преобладают глинистые разности пород.

Волконскоит приурочен к водопроницаемым породам — бывшим водоносным горизонтам (песчаникам, гравелитам, конгломератам). Формы нахождения волконскоита указывают на его эпигенетичность по отношению к вмещающим породам: он образует псевдоморфозы по растительным остаткам, гнезда и прожилки секут косую слоистость в песчаниках и пр.

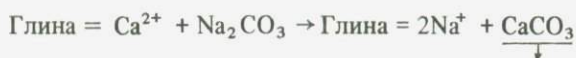
Отложения юговской свиты в районах распространения волконскоитовых месторождений обогащены хромом, содержание его в песчаниках достигает 0,13—1,00%, в глинах и глинистых алевролитах — 0,12—0,87%, что в 1,5—120 раз превышает его кларк.

Породы рудовмещающей толщи карбонатны. В песчаниках широко распространены карбонатные стяжения, часто встречаются карбонатизированные обломки древесины и раковины моллюсков, с которыми парагенетически связан волконскоит. Изучение геохимических особенностей пород, слагающих красноцветные толщи, показало, что воды, циркулирующие в этих отложениях, были кислородными и, по-видимому, сильнощелочными — содовыми. Вторичные изменения в породах, возникшие под их воздействием, имеют признаки содового катагенеза: разрушение зерен полевых шпатов, нитевидные выделения пальгорскита [199]. О содовом характере вод свидетельствуют и находки в этом районе термонатрита [9] — типичного минерала содовых озер. Сохранение красноцветной окраски пород бывших водоносных горизонтов свидетельствует о присутствии в них кислорода.

Содовые воды могли выщелачивать хром из вмещающих пород, так как в окислительной обстановке щелочных содовых вод плохо растворимые соединения трехвалентного хрома окисляются ($Cr^{3+} \rightarrow Cr^{6+}$) и дают анион $(CrO_4)^{2-}$, образующий растворимые соединения в щелочной среде [191, 341].

На диаграммах К. Краускопфа [148] видно, что при любых значениях рН восстановление и осаждение хрома осуществляется раньше восстановления железа, т.е. миграция хрома в щелочных содовых водах осуществляется при неподвижном железе.

Известно, что содовые воды неустойчивы в глинистых породах, содержащих обменный кальций, который способствует исчезновению соды из вод.



Таким образом, в карбонатизированных красноцветных породах юговской свиты Na^+ содовых вод мог поглощаться глинистыми породами и становиться обменным катионом, а освободившийся Ca^{2+} , мигрируя в песчаники и соединяясь с CO_3^{2-} , мог образовывать нерастворимый кальцит, выпадающий в осадок. Возможно, так образовались карбонатные стяжения.

В результате этих реакций воды становились менее щелочными (особенно на участках вблизи стяжений и карбонатизированных органических остатков). Здесь формировался кислый барьер (в пределах щелочного плеча). Это создавало условия для восстановления $\text{Cr}^{6+} \rightarrow \text{Cr}^{3+}$ и осаждения его из пластовых вод, а также для осаждения алюминия и кремнезема, чутко реагирующих на изменение щелочности среды и выпадающих из раствора при ее подкислении. Осаждение на кислом барьере хрома совместно с алюминием и кремнеземом приводило к образованию волконскоита.

Таким образом, мы предполагаем, что при образовании месторождений волконскоита хром осаждался из кислородных содовых вод на участках уменьшения щелочности среды (E4).

Двусторонние кислотно-щелочные барьеры (E—D)

Весьма характерны подобные барьеры для зон окисления сульфидных руд в известняках. Слабощелочные воды, заключенные в известняках, контактируют здесь с кислой средой — продуктом окисления сульфидов. Эти воды часто содержат повышенные количества кремнезема, который осаждается на кислом барьере. В результате происходит окремнение известняков, характерное для многих зон окисления сульфидных руд. В этом случае геохимический барьер "работает на два фронта": в сторону от руд — это щелочной барьер (D1), а по направлению к рудам — кислый (E3) [190].

Двусторонние барьеры краевых зон березовых колков (E3—A6—D6) изучены на восточной периферии Кокчетавской возвышенности. Рельеф здесь представлен типичным пенепленом, фиксированным древней корой выветривания, перекрытой четвертичными карбонатными суглинками. Характерной особенностью района являются западины эллипсоидальной или округлой формы диаметром 100—300 м. Центральная часть западин с болотными почвами под осоко-тростниковой растительностью окружена обычно осиново-березовым колком с глеевыми солодами и торфянисто-глеевыми почвами со слабокислой или нейтральной реакцией среды в верхних почвенных горизонтах. По периферии западин развиты кустарниковые и луговые элементарные ландшафты с глубокоогуленными лугово-черноземными осолоделыми почвами и луговыми солончаками. Вершины и верхние части склонов холмов, окружающих западины (автономные и трансэлювиальные ландшафты), заняты разнотравно-ковыльковой степью на южных черноземах, имеющих слабощелочную реакцию по всему профилю. Для нижних частей склонов (в пограничной полосе с западинами) характерны солонцеватые черноземы и солонцы под типчакново-полынными группировками. Реакция среды в этих почвах возрастает до 8—9,5.

Из автономных ландшафтов в западины поступают анионогенные элементы. В краевой зоне колка они встречают кислый барьер и осаждаются, образуя аномалии E3–E4.

С другой стороны, от центра западины к периферии, периодически (в основном летом) происходит подтягивание растворов и их испарение. Механизм горизонтальной боковой миграции растворов из западин и болот рассмотрен многими исследователями [13,301]. Из верхних горизонтов осолоделых почв колков поступают слабокислые глеевые воды, в которых мигрирует железо, марганец, кобальт, цинк. На контакте с окислительной щелочной обстановкой солонцов эти элементы осаждаются на кислородно-щелочном барьере (A6–D6). Поэтому почвы по периферии колочных западин обычно ожелезнены.

Статистическая обработка данных ландшафтно-геохимического профилирования показала, что содержание литрия, скандия, молибдена, цинка в почвах краевых зон колков в 2–4 раза выше их средних значений в почвах автономных ландшафтов и в 1,5–2 раза выше по сравнению с почвами колков в целом.

Двусторонние кислотно-щелочные барьеры в зоне пустынь описаны С.Г. Батулиным [18, 19] на участках окисления сульфидов в древней коре выветривания. Здесь образование двусторонних барьеров происходит вследствие встречи кислых и слабокислых диффузионных потоков с щелочными растворами почв.

С.Г. Батулиным изучены аномалии молибдена и свинца в коре выветривания. Совпадение аномальных концентраций молибдена и свинца — элементов с разными геохимическими свойствами — характерно лишь для центральной части аномалии. В крайних шурфах, с одной стороны, не накапливается молибден, с другой — свинец. Химический состав и щелочно-кислотные условия поровых растворов древней коры выветривания в пределах аномалии приводят к заключению, что молибден и свинец мигрировали к участку барьера с разных сторон. Это говорит о том, что данная аномалия формировалась на двустороннем геохимическом барьере, по одну сторону которого на кислом барьере из щелочных растворов осаждался молибден (E3–E4), а по другую сторону на щелочном барьере из слабокислых растворов — свинец (D2).

Испарительные барьеры (F)

Наиболее характерны испарительные барьеры для пустынь, сухих степей и сухих саванн, они распространены также в черноземных степях и лесостепях. Испарительная концентрация эпизодически возможна и в гумидных ландшафтах, в частности в тайге и тундре в сухие периоды года. Признаками этих барьеров в ландшафтах служат солевые корки солончаков, выцветы солей на стенках горных выработок и другие солевые аккумуляции, особая флора — солянки и др. Процессы испарения в ландшафтах изучались главным образом почвоведом в связи с запросами сельского хозяйства и геологами, изучавшими месторождения солей.

Позднее процессы соленакопления стали изучать в связи с геохимическими поисками рудных месторождений. Это позволило расширить представления о геохимических особенностях испарительной концентра-

ции. В частности, было введено понятие об окислительно-восстановительных условиях соленакопления. Различается окислительное засоление, когда по всему профилю нет признаков оглеения; восстановительное глеевое, если в почве есть оглеенный горизонт, и восстановительное сероводородное, для которого характерен черный гидротроилитовый горизонт ($\text{FeS} \cdot n \text{H}_2\text{O}$) с запахом сероводорода [195]. Для накопления рудных элементов окислительно-восстановительные условия играют более важную роль по сравнению с минерализацией и солевым составом солончаков. В сероводородных солончаках концентрация металлов наблюдается не у поверхности, как в окислительных солончаках, а на некоторой глубине — в гидротроилитовом горизонте.

При испарении кислородных вод образуются аномалии F1–F4, при испарении глеевых — F5–F8 и при испарении сероводородных — F9–F12 (см. табл. 2). Поскольку на окислительно-восстановительную зональность в солончаках обратили внимание лишь в последние годы, при анализе литературных материалов часто невозможно установить вид аномалии, т.е. отличить, например, F3 от F7.

В результате ландшафтно-геохимических работ в Казахстане была установлена новая разновидность испарительной концентрации микроэлементов на нижнем испарительном барьере. Последний формируется над уровнем грунтовых вод в результате начавшегося испарения. В районах неотектонических поднятий, в рыхлых отложениях нередко встречаются несколько нижних испарительных барьеров, фиксирующих бывшие уровни стояния грунтовых вод.

При стабильном и глубоком положении уровня грунтовых вод в почвенном профиле солончаков наряду с окислительно-восстановительной формируется и солевая зональность [143]. На наибольшей глубине выпадают наименее растворимые соли — карбонаты, выше осаждается гипс, у самой поверхности аккумулируются легкорастворимые соли — хлориды и сульфаты. В результате образуются (снизу вверх) карбонатный, сульфатный (гипсовый) и хлоридно-сульфатный горизонты с характерной для каждого ассоциацией элементов.

В карбонатном горизонте вместе с кальцитом выпадают элементы, образующие труднорастворимые карбонаты. Карбонатный горизонт располагается обычно на глубине 100–120 см. Вместе с гипсом осаждаются стронций и молибден. У дневной поверхности с хлоридами и сульфатами концентрируются молибден, цинк и ряд других элементов.

При близком залегании грунтовых вод возможно совмещение всех трех горизонтов. В некоторых видах аномалий отдельные горизонты не образуются; например, гипсовые горизонты с аномалиями стронция не характерны для содовых солончаков.

Испарительные барьеры в солончаках представляют интерес в основном для наземных литохимических поисков. При глубинных поисках предметом опробования могут быть погребенные солевые горизонты.

В почвоведении солончаки обычно классифицируются по генетическим и морфологическим признакам с учетом их солевого состава. Изучение геохимических особенностей процессов засоления при поисках рудных месторождений требует учета и других признаков. Так, большую роль играют структурно-тектонические условия. В связи с этим могут

быть выделены солончаки аккумулятивных равнин и солончаки складчатых областей. По геоморфологической приуроченности выделяются депрессионные, долинные и приморские солончаки. По своему генезису они могут быть типичными, формирующимися в условиях выпотного водного режима при близком залегании грунтовых вод, остаточными — приуроченными к выходам на поверхность засоленных пород, и разломными — образующимися при разгрузке и испарении трещинных вод в зонах разломов. Возможны и другие генетические типы солончаков. При геохимических поисках наибольший интерес представляют разломные солончаки, которые имеют ряд геохимических особенностей. Если в аридных ландшафтах разгрузка подземных вод по разлому происходит медленно и они успевают испариться, то на поверхности формируются засоленные почвы¹. Основным признаком разломных солончаков является их линейное простирание. Обнаружение солончаков на водоразделах и склонах мелкосопочника также часто указывает на их разломное происхождение. В зонах разломов часто встречаются солонцы (разломные солонцы). Образуются они из разломных солончаков, которые в ходе неотектонических поднятий "отрываются" от трещинно-грунтовых вод. В результате соли частично выщелачиваются. На участках сульфидного оруденения нередко распространены солонцы с гипсовым бескарбонатным горизонтом (былые аномалии F1, см. ниже).

Разломные солонцы отличаются от типичных солонцов более интенсивным накоплением тяжелых металлов — меди, свинца, цинка, молибдена и серебра в солонцовом горизонте. Набор элементов, как и в разломных солончаках, зависит от особенностей засоления. Так, при хлоридном и содовом засолении не накапливается стронций. Накопление микроэлементов в солонцах является реликтом солончаковой стадии.

Особенностью разломных солончаков и солонцов является их формирование на линейных корях выветривания, достигающих в зонах разломов мощности до 100 м и более. Влияние многих специфических геохимических особенностей линейных кор выветривания (окварцевание, оглеение, ожелезнение, обогащение рудными элементами, серицитизация и др.) на ландшафты, формирующиеся на участках их распространения, изучено еще очень слабо. Ниже изложены типичные особенности концентрации микроэлементов в разломных солончаках в зависимости от окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий.

Аномалии F1 (F5, F9) образуются при испарении серноокислых вод вблизи зон окисления сульфидных месторождений. Впервые такие рудные аномалии были изучены М.А. Глазовской с сотрудниками на Южном Урале [71]. Воды зоны окисления медноколчеданных руд здесь имеют рН около 2. Они содержат до 0,5 г/л железа и 0,25 г/л алюминия при минерализации до 40 г/л. В результате в долине ручья, питающегося подобными купоросными водами, образуются сульфатные солончаки с рН 2,0—5,0, с железистыми и алюминиевыми квасцами, сульфатами меди, свинца, цинка и серебра. В почвах много гипса, есть и гидроокислы железа — продукт гидролиза сульфатов железа. Кальцит отсутствует.

¹ Если по разлому разгружаются большие массы воды, то в таких местах возникают болота, реки, озера.

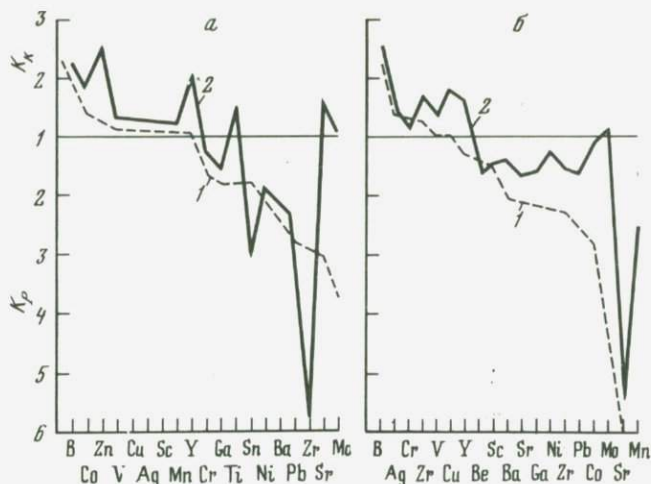


Рис. 41. Накопление микроэлементов в разломных солончаках на древней коре выветривания: а – сульфатное засоление, б – хлоридное засоление

1 – незасоленная кора выветривания $n = 170$ (а), 50 (б); 2 – разломные солончаки $n = 50$ (а), 100 (б)

Аномалии F3 (F7) наиболее широко распространены в степях и пустынях. В испарительной концентрации здесь участвуют молибден, стронций, цинк, уран и другие элементы.

Наряду с щелочно-кислотными и окислительно-восстановительными условиями вод, участвующих в образовании нейтральных и слабощелочных солончаков, ассоциации элементов, накапливающихся в аномалиях вида F3, определяются солевым составом вод. Солевой состав в основном влияет на концентрацию стронция. В сульфатных солончаках с гипсовыми горизонтами содержание стронция может достигать 1%. При хлоридном слабокарбонатном засолении стронций не накапливается.

Особенно контрастно выглядит накопление элементов при засолении древней коры выветривания. При этом в сходных щелочно-кислотных условиях на распределение рудных элементов оказывает влияние и тип засоления. Так, в Северном Казахстане (Аксу-Домбратинская зона), где преобладает хлоридно-натриевое засоление, в разломных солончаках по сравнению с почвообразующими породами – незасоленной древней корой выветривания осадочных пород, накапливается широкий комплекс элементов – молибден, кобальт, марганец, никель, медь, свинец и цинк. В Мугоджарах разломное засоление в основном сульфатное. Здесь при засолении древней коры выветривания диабазов накапливаются стронций, молибден, цинк, иттрий и титан (рис. 41).

В Центральном Казахстане в сульфатных солончаках концентрируются молибден, стронций, медь, свинец, цинк и барий. В хлоридно-сульфатных солончаках к этому комплексу элементов добавляются железо и марганец [121].

Испарительная концентрация элементов в разломных солончаках начинается от уровня трещинно-грунтовых вод и увеличивается вслед за ростом степени засоления к дневной поверхности. На рис. 42 показан

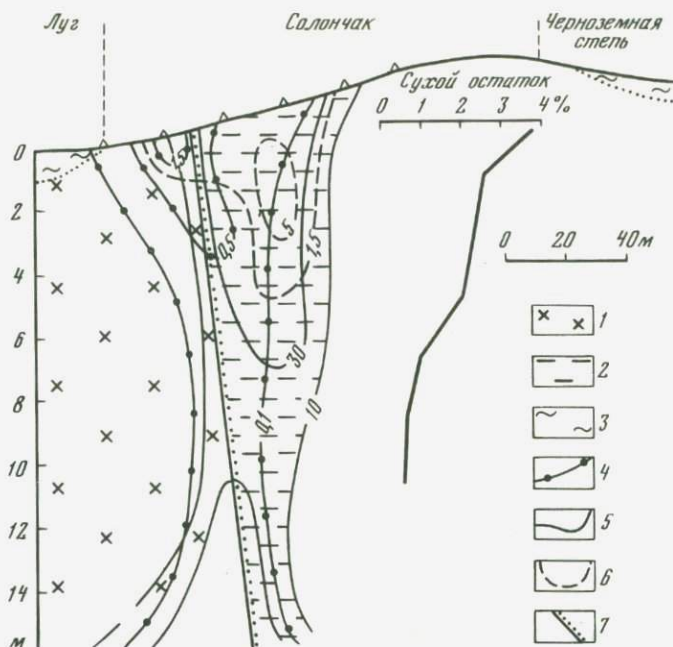


Рис. 42. Усиление вторичных ореолов рассеяния молибдена, свинца и цинка в разломных солончаках

1–2 – древняя кора выветривания: 1 – порфиров, 2 – алевролитов; 3 – четвертичные суглинки; 4–6 – изоконцентрации (в $10^{-3}\%$): 4 – молибдена, 5 – цинка, 6 – свинца; 7 – линия контакта эффузивных и осадочных пород

типичный профиль разломного солончака, образовавшегося на тектоническом контакте осадочных и эффузивных пород. По разлому к поверхности поступают хлоридно-натриевые растворы с $\text{pH} = 7,5$. За счет испарительной концентрации у поверхности происходит усиление малоcontrastной аномалии молибдена, свинца и цинка в незасоленной коре выветривания на глубине 6–10 м.

В Северном Прибалхашье в шоровых солончаках, имеющих частично разломный генезис, на испарительных барьерах F3 накапливаются основные рудные элементы – медь, молибден и свинец. Их концентрация наблюдается в самой верхней части почвенного профиля на глубине 0–5 см. Поэтому при проведении наземной литохимической съемки в пределах шоровых впадин при стандартном опробовании с глубины 20 см возможен пропуск аномалий. В основном это безрудные аномалии, но возможны и рудные аномалии, усиленные у поверхности за счет испарительной концентрации.

Разломные солончаки по бортам депрессий Прибалхашья отличаются от шоровых солончаков более низкими значениями pH (меньше 7–6,5), т.е. для них характерны аномалии вида F2, а не F3, с большей сульфатностью. В разломных солончаках по сравнению с шоровыми солончаками (F3) интенсивнее концентрируются молибден, серебро, медь, свинец. И тот и другой вид аномалий может быть связан с рудной минерализацией. Но аномалии вида F2 имеют более глубинное происхождение,

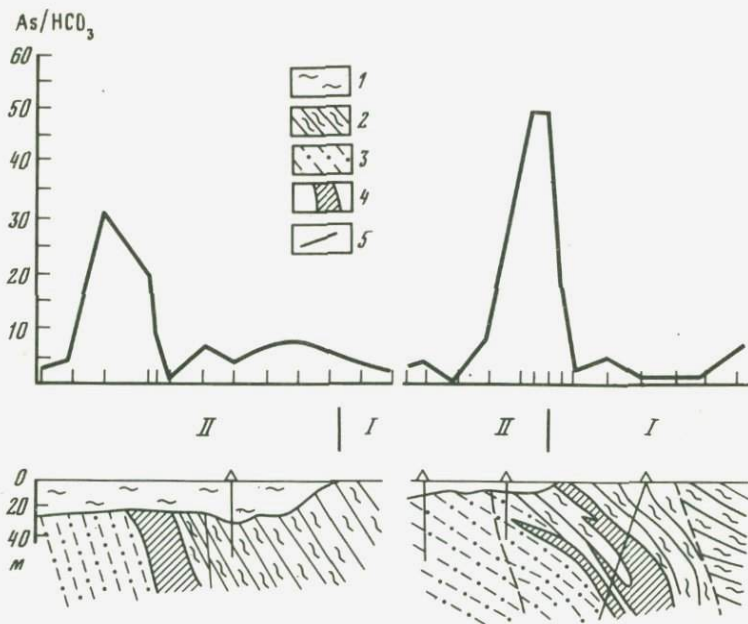


Рис. 43. Увеличение отношения As/HCO_3^- над зонами медной минерализации
 1 — суглинки и глины; 2 — известково-глинистые сланцы; 3 — известково-углисто-глинистые сланцы; 4 — рудные тела; I — мелкосопочник, II — древняя долина

теснее связаны с сульфидной минерализацией и поэтому более перспективны для выявления скрытых руд. Более кислая среда в разломных солончаках благоприятнее для миграции основных рудных элементов. Поэтому на одном и том же участке аномалии вида F2 отличаются от аномалий вида F3 более контрастным накоплением рудных элементов.

Мышьяковые аномалии вида F4 (F8) изучены в Центральном Казахстане. Здесь ореолы мышьяка в почвах часто сопутствуют сульфидной минерализации в коренных породах. Часто они приурочены к засоленным почвам, что требует выяснения генезиса и установления принципов оценки этих концентраций.

При оценке подобных аномалий информативным является использование подвижных форм мышьяка. По данным В.П. Иванчикова [121], максимальное содержание подвижного мышьяка характерно для солонцов (до 1000 $\gamma/100$ г), что указывает на его подвижность в содовой обстановке. Миграция мышьяка в содовых водах может происходить в форме гидроарсенатов натрия [147]. Минимально содержание подвижного мышьяка в гипсовых горизонтах хлоридно-сульфатных солонцов (100 $\gamma/100$ г). Увеличение содержания подвижных форм мышьяка в гипсовых горизонтах часто указывает на рудную природу этих солевых аномалий.

В.П. Иванчиковым [121] предложен критерий оценки мышьяковых аномалий в солонцах и солончаках. По его данным, рудная минерализация на одном из месторождений медистых песчаников в Джезказганской области четко оконтуривается аномальными величинами отноше-

ния содержания подвижного мышьяка в почве к содержанию HCO_3^- в водной вытяжке. Выбор данного отношения обусловлен прямой связью между содержанием подвижного мышьяка и бикарбонат-ионом. В меньшей степени мышьяк коррелирует с другими ионами.

Установлено, что руды, выходящие на поверхность палеозойских пород, в этом случае оконтуриваются на поверхности аномалиями отношения As/HCO_3^- при мощности рыхлых отложений до 10–15 м. Над рудами величина отношения больше 10, а в засоленных почвах вне влияния рудной минерализации не превышает 2–3 (рис. 43). В каждом конкретном случае необходимо рассчитывать фоновые и аномальные значения As/HCO_3^- по стандартной методике.

Вероятно, для оценки аномалий других рудных элементов, подвижных в содовой среде (молибден, медь, хром, ванадий и т.д.), также можно использовать подобное отношение.

Сорбционные барьеры G

Сорбционные барьеры характерны для ландшафтов, некоторые их разновидности описаны в предыдущих разделах (A6–G6). Наиболее распространенные сорбенты – органические вещества, глинистые минералы, гидроокислы марганца имеют отрицательный заряд, в связи с чем они концентрируют преимущественно катионогенные элементы, главным образом металлы. Такие сорбенты, как гидроокислы железа и алюминия, заряжены положительно и сорбируют анионогенные элементы – хлор, серу, ванадий, фосфор, мышьяк и др. Нередко гидроокислы железа содержат примесь органических веществ, кремнезема и гидроокислов марганца, что определяет возможность сорбции подобными образованиями также и катионогенных элементов.

Преобладание в ландшафтах отрицательно заряженных сорбентов определяет важную роль кислых вод, обогащенных катионогенными элементами, в образовании сорбционных аномалий. Поэтому тип G2 более распространен, чем G3 и G4, а тип G6 – чем G7 и G8.

Аномалии G1 характерны для ландшафтов сульфидных месторождений. Известны случаи, когда в глинах накапливается до 1% меди, но каких-либо медных минералов обнаружить не удается.

Аномалии G2 особенно характерны для таежных ландшафтов и влажных тропиков с их кислыми водами, а G3 и G4 – для степей и пустынь.

Примером аномалий G3 является концентрация химических элементов в плотных горизонтах солонцеватых черноземов, солонцеватых каштановых почв и солонцов. Здесь за счет увеличения емкости поглощения, связанного с возрастом содержания илестых частиц (до 45–50% по сравнению с 20–25% в горизонтах A), концентрируются на сорбционном барьере многие химические элементы, особенно тяжелые металлы.

Зависимость содержания различных элементов от содержания илестой фракции в почвах и накопление металлов в солонцах отмечались многими исследователями [71, 123, 225].

На рис. 44 показано распределение тяжелых металлов по профилю солонца солончаковатого на древней коре выветривания алевролитов (Северный Казахстан). Концентрация элементов в солонцовом горизон-

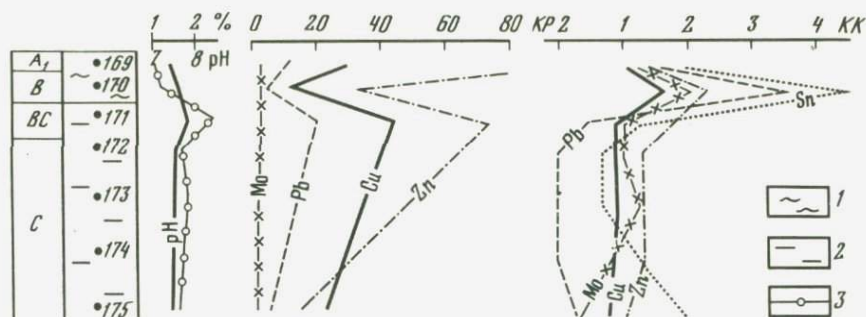


Рис. 44. Накопление тяжелых металлов на сорбционном барьере (G3)

1 — суглинки; 2 — глины древней коры выветривания; 3 — сухой остаток водной вытяжки

те в 3–5 раз превышает их содержания в гумусовом горизонте и почвообразующих породах. Накопление валовых форм элементов в солонцовом горизонте сопровождается низкими содержаниями растворимых форм, извлекаемых соляно-кислой вытяжкой ($\text{pH} = 5$). Это, вероятно, свидетельствует о переходе этих элементов в солонцовом горизонте в прочносвязанное сорбированное состояние.

Аномалии G7–G8 могут формироваться в глеевых горизонтах солодей, лугово-черноземных и лугово-каштановых почв тяжелого механического состава, где отмечаются концентрации никеля, ванадия, хрома и меди. Контрастность этих аномалий, как правило, невелика. Для ванадия, хрома и меди подобные аномалии являются, вероятно, комплексными (C3–G3, C4–G4).

На дне морей и океанов преобладают аномалии G3, но встречается и вид G11 (например в глубоких зонах Черного моря, где вода заражена сероводородом). В илах содовых озер и содовых водоносных горизонтах развиты аномалии G4.

С.П. Албул, Л.В. Антропова, Г.Ф. Ларионов, Ю.Е. Саэт и другие геохимики доказали, что во многих рудных провинциях СССР в почвах над перекрытыми месторождениями существуют геохимические аномалии меди, свинца, никеля и других рудных элементов. Эти аномалии обнаруживаются преимущественно с помощью различных вытяжек (уксуснокислых, содовых и других), интенсивность их очень невелика, однако контрастность достаточна для выделения.

В Центральном Казахстане опытно-методические работы по усовершенствованию и внедрению подобного "сорбционно-солевого метода поисков" погребенных месторождений проводились сотрудниками Ленинградского государственного университета под руководством Г.Б. Свешникова и Г.Ф. Ларионова в Атаусуйском рудном районе. Основное внимание при этих исследованиях уделялось поведению рудных элементов в рыхлых отложениях в зависимости от форм нахождения их в водах, скорости их диффузии в связи с физическими свойствами рыхлых отложений, строению солевых ореолов в вертикальном разрезе [157]. В этом же районе в 1973–1976 гг. поиски по наложенным ореолам рассеяния проводились также группой Ю.Е. Саэта ИМГРЭ АН СССР [260]. Эти

работы позволили установить различия характера солевой составляющей рыхлых отложений над рудными месторождениями и в условиях геохимического фона. Выяснено влияние ландшафтно-геохимических условий на развитие солевых ореолов, в частности изучено формирование безрудных ландшафтных солевых аномалий в солонцовых и солончачковых ландшафтах.

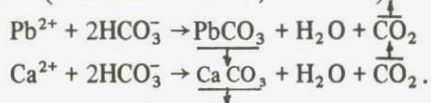
Наложённые вторичные ореолы рассеяния формируются даже при перекрывающих отложениях мощностью 120–150 м. Помимо сорбированных элементов в гумусе, гидроокислах железа и марганца, глинистых минералах, важнейшими формами нахождения рудных элементов в этих ореолах являются воднорастворимые соединения (хлориды, сульфаты), органико-минеральные соединения, карбонаты. Таким образом, возможно, здесь имеет место совмещение нескольких барьеров, например F3–G3 и т.д.

Механизм образования подобных аномалий еще полностью не выяснен. Большая роль принадлежит, по-видимому, диффузии и миграции поровых вод. В районах и на месторождениях со сложной тектонической обстановкой формирование солевых ореолов может происходить и путем прямой восходящей миграции вод, обогащенных рудными элементами, по тектоническим трещинам через рыхлые отложения. Поэтому необходим тщательный анализ влияния неотектоники на образование вторичных ореолов рассеяния как открытых, так и погребенных.

Термодинамические барьеры (Н)

Термодинамические барьеры формируются на участках изменения температуры или давления. Наиболее изучены барьеры, связанные с понижением давления в водах, богатых углекислым газом.

Углекислые подземные воды широко распространены в земной коре. В них легко растворяются металлы, образующие бикарбонаты: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Pb}(\text{HCO}_3)_2$ и т.д. Точнее, в воде находятся ионы металлов и HCO_3^- . При выходе таких вод на поверхность давление CO_2 понижается и бикарбонаты переходят в труднорастворимые карбонаты (аномалии типа Н3, Н7 и Н11):



Так образуются известковые туфы (травертины), известные во многих районах. Это преимущественно аномалии Н3 и Н7. Местами на Н-барьере накапливаются массы известняков (например Горячая гора в Пятигорске, на склонах которой и в наши дни выходят горячие углекислые сероводородные источники и образуются аномалии Н11). Аномалии Н7–А7, на которых концентрируются свинец и марганец, установлены в Атауском рудном районе (см. гл. 5).

ГЕОХИМИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Глубинные геохимические поиски рудных месторождений широко внедряются в практику геологопоисковых работ. С их помощью выявляются многочисленные погребенные геохимические аномалии. Однако сложная и длительная история континентального развития во многих районах привела к большому морфологическому и геохимическому разнообразию погребенных остаточных и наложенных солевых ореолов рассеяния, что затрудняет их оценку.

Перенос основных объемов поисковых работ в закрытые районы с мощным чехлом континентальных и морских отложений ставит задачу детального геохимического изучения рыхлых отложений как среды ореолообразования над погребенными рудными месторождениями.

В Казахстане вопросы геохимии эпигенетических процессов освещены в работах А.И. Перельмана [199], Л.Д. Кудериной [152], Е.Н. Борисенко [28], Н.С. Касимова [130], А.И. Перельмана и других [220, 221], Ю.Е. Саета [259], И.Ф. Мясникова [183]. Детальное изучение минералогическо-геохимической зональности зоны окисления и эпигенетических изменений рыхлых пород, перекрывающих рудные тела, проводилось на некоторых месторождениях Южного Урала [38, 87, 329, 330].

Эпигенетические процессы в мезозой-кайнозойских отложениях Атасуйского рудного района Центрального Казахстана

Все месторождения этого района относятся к атасуйскому типу. Его характерной особенностью является тесная ассоциация железо-марганцевого и барит-полиметаллического оруденения. Основные месторождения района — Жайрем, Ушкатын, Арап и другие — расположены в девонской Жайльминской мульде.

Месторождение Жайрем характеризуется совмещением в пределах одного рудного поля пластовых железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд с наложенным гидротермально-метасоматическим свинцово-цинк-баритовым оруденением. Жайрем — типичный пример погребенного месторождения, где частично эродированная рудная пачка фаменских отложений перекрывается чехлом более молодых континентальных осадков.

В ландшафтно-геохимическом отношении район относится к переходной полосе от сухостепных ландшафтов со светло-каштановыми почвами к ландшафтам северных пустынь с бурыми почвами. Эти зональные варианты ландшафтов осложнены солончаками, такырами и площадями развития золотых песков. Рельеф пологоволнистый, абсолютные высоты колеблются от 350 до 400 м.

Кора выветривания палеозойских пород и перекрывающие ее мезозой-кайнозойские отложения в значительной степени изменены эпигенетическими процессами, обусловленными деятельностью подземных вод нескольких водоносных горизонтов [152]. Сводный разрез зоны гипер-

генеза показан на рис. 45. С водоносным горизонтом в четвертичных песках и галечниках (ВН — I) связаны эпигенетические изменения как в четвертичных отложениях, так и оглеение в подстилающих их глинах павлодарской свиты (pv). С водоносным горизонтом в палеогеновых алевролитах, песках и галечниках (ВН — II) — эпигенетические изменения в песках и глинах этого же возраста, а также в нижней части глин аральской свиты (ar) и верхах коры выветривания. Воды трещиноватых палеозойских отложений (ВН — III) вызвали изменения в нижних частях коры выветривания и в более глубоких горизонтах палеозоя.

Эпигенетические изменения приурочены и к разломам (древним и молодым), являющимся водопроводящими каналами, секущими водоносные горизонты. Изменения развиваются узкой полосой вдоль линий разломов.

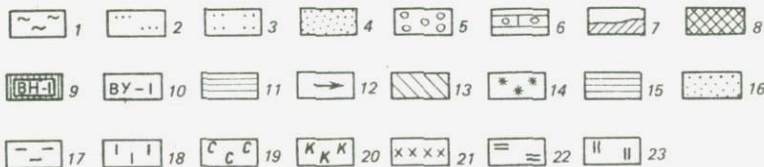
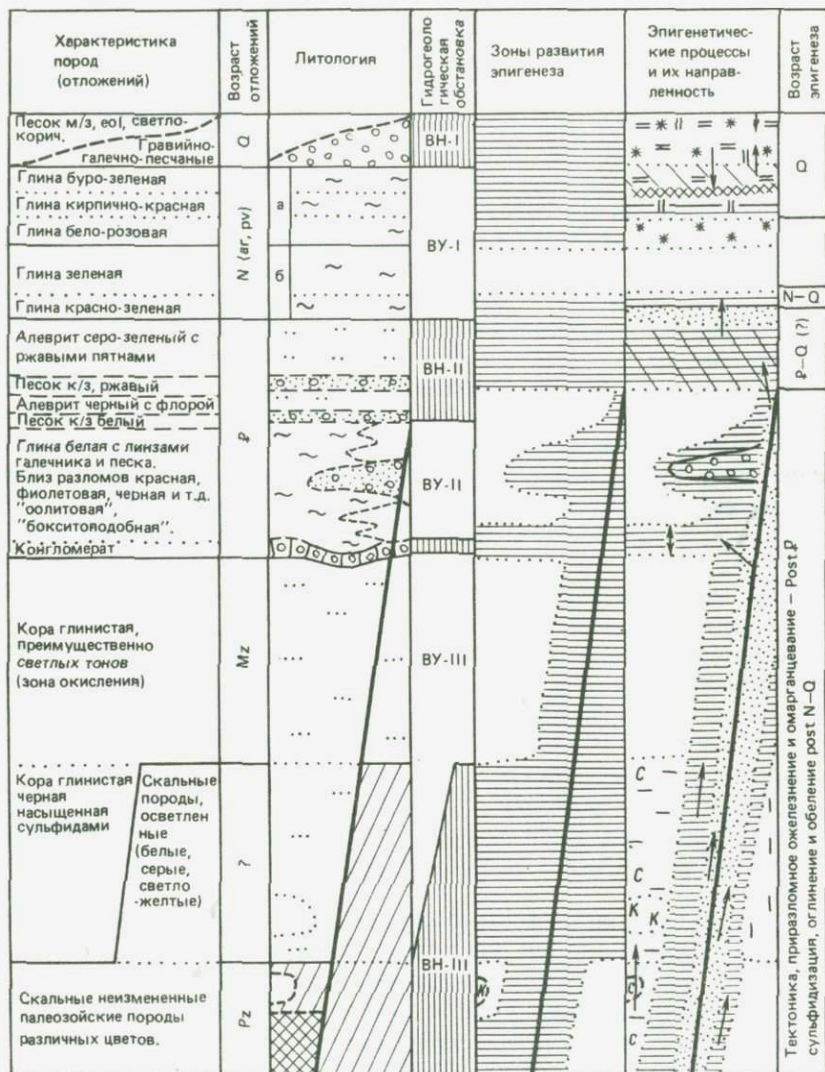
Большое влияние на эпигенез оказали состав пород, климатические условия мезозой-кайнозоя, блоковые движения неотектонического и более раннего этапов, мерзлотные процессы четвертичного периода. В результате эпигенетических процессов формировались зоны выщелачивания, из которых выносились железо, марганец, свинец и другие элементы, а также геохимические барьеры, где элементы концентрировались.

Для теплого и влажного климата мезозоя и олигоцена были особенно характерны кислое выщелачивание, оглеение, концентрация железа и марганца на геохимических барьерах. В засушливые эпохи неогена и четвертичного периода развивались засоление и рассоление, происходило наложение карбонатизации и огипсования на ранее каолинизированные и оглеенные породы. В середине четвертичного периода развивались криогенные эпигенетические процессы.

Влияние дизъюнктивной тектоники на эпигенез. Дизъюнктивная тектоника определила различие в разрезе рыхлых отложений Жайрема, аномалии А-59, Арапа, с одной стороны, и Ушкатына, аномалии Веерной — с другой.

Проявления новейшей тектоники — тектонические зеркала скольжения, обнаружены внутри палеогеновых глин на участке Ушкатын III (рис. 46). К таким зонам приурочены повышенные концентрации свинца (недеформированные участки глин и коры выветривания характеризуются фоновым его содержанием). Все участки с повышенным содержанием свинца, как правило, омарганцованы. Мы предполагаем, что при новейших дизъюнктивных движениях в постпалеогеновое время по трещинам поднимались напорные гидрокарбонатные воды с высокими содержаниями свинца и марганца. Свинец, возможно, находился в форме $Pb(HCO_3)_2$, а марганец — $Mn(HCO_3)_2$, так как в разломах было много CO_2 , поступавшего из палеозойских пород в ходе окисления сульфидов.

В разломах, секущих палеогеновые отложения, могло нарушаться карбонатное равновесие, парциальное давление углекислого газа понижалось, и на этом термодинамическом барьере осаждались свинец и марганец (Н6 или Н7; см. табл. 2). Для миграции Mn этот барьер был также окислительным (Н7—А7).



В скв. 4036 и 4037, пробуренных на расстоянии 1 м друг от друга на участке Ушкатын III, установлен различный характер разреза. В скв. 4036 слой четвертичных карбонатных песков мощностью 10 м лежит на палеогеновых глинах, подстилаемых корой выветривания. В скв. 4037 слой бескарбонатных песков мощностью 0,5 м залегает сразу на сильно омарганцованной коре выветривания с видимыми свинцовыми минералами. Амплитуда смещения двух блоков составляет 7,5 м. Палеогеновые отложения с поднятого блока смыты. Следовательно, между этими двумя скважинами проходит молодой крутопадающий разлом, рвущий даже четвертичные отложения. Доказательством новейшей тектоники здесь является не только тектонический уступ, изменение мощностей отложений разных крыльев, зеркала скольжения и другие геологические признаки, но и приразломные омарганцевание и ожелезнение.

Эпигенетические процессы, связанные с третьим водоносным горизонтом в палеозойских породах (ВН—III). На Жайремском рудном поле кора выветривания имеет двучленное строение (рис. 47). Она состоит из пестроцветной зоны окисления и зоны восстановления, представленной черными глинистыми породами. Последние встречаются в виде маломощных прослоев и ниже уровня неизменных палеозойских пород. Максимальное содержание сульфидов наблюдается в средней и нижней частях "черной коры", в палеозойских породах содержание их резко падает.

В третьем водоносном горизонте проявлены следующие основные эпигенетические процессы и связанные с ними изменения.

О с в е т л е н и е. В безрудных скважинах палеозойские породы, сохраняя свою текстуру, сильно осветляются и из углисто-черных становятся белыми и светло-серыми. Это, вероятно, объясняется микробиологическим окислением органики в глеевой среде. Осветление породы — начальная стадия выщелачивания. Часто в результате последующего эпигенетического ожелезнения и омарганцевания породы окрашиваются в желтый, красный, фиолетовый, бурый и другие цвета. Средняя глубина проникновения этого процесса для района составляет 40–60 м, максимальная — 90 м.

С у л ь ф и д з а ц и я. Черные оглиненные породы подзоны катагенеза часто обильно насыщены крупными, хорошо раскристаллизованными сульфидами. Пирит в зоне восстановления хорошо огранен и несколько крупнее по размерам, чем пирит неизменных пород, что свидетельствует о различных условиях образования разновидностей сульфидов. Распределен пирит неравномерно. Наибольшие скопления его наблюдаются



Рис. 45. Принципиальная сводная схема эпигенетических процессов в вертикальном разрезе месторождений Жайрем, Ушкатын, Арап и других (Атасуйский рудный район)

1–8 — литология: 1 — глина, 2 — пелит (глинистые образования коры выветривания), 3 — алеврит, 4 — песок мелкозернистый, 5 — галечник, 6 — конгломерат, 7 — скальные породы (коренные), 8 — рудные тела; 9–10 — гидрогеологическая обстановка (горизонты): 9 — водоносный ВН (I, II, III), 10 — водоупорный ВУ (I, II, III); 11 — зоны развития эпигенеза; 12–24 — эпигенетические процессы: 12 — направленность; 13 — оглеение, 14 — карбонатизация, 15 — ожелезнение, 16 — омарганцевание, 17 — оглинение, 18 — осветление, 19 — сульфидизация, 20 — глеевая каолинизация (галлаузитизация), 21 — огипсование, 22 — засоление, 23 — рассоление

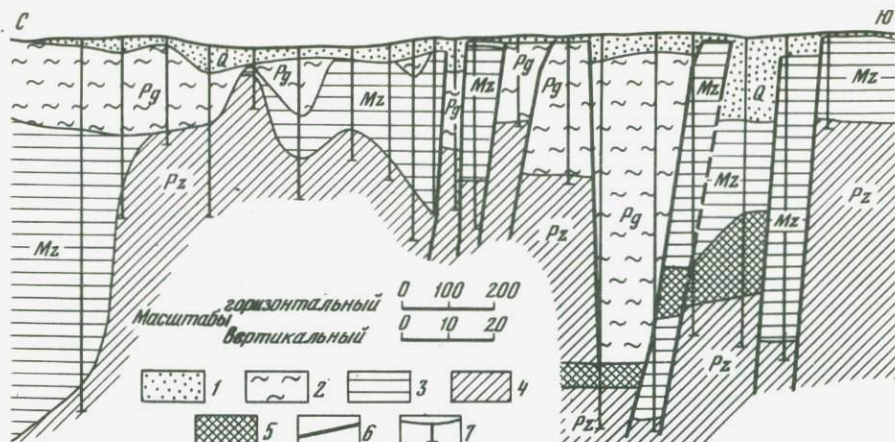


Рис. 46. Схематический геолого-структурный разрез через аномалию Веерная II

1 — пески мелкозернистые золотые светло-коричневые; 2 — палеогеновые глины; 3 — древняя кора выветривания; 4 — породы фундамента; 5 — зоны брекчированных пород (тектонические); 6 — линии разломов; 7 — скважины

в коре по породам углисто-глинисто-карбонатного типа. Таким образом, на Жайреме и других месторождениях сульфидная минерализация (или перекристаллизация сульфидов) могла наложиться на сформированную кору выветривания или неизменные породы. Вторичную сульфидизацию пород в разных районах изучала М.Ф. Каширцева [136]. Она выявила различные генерации сульфидов железа, представленные пиритом, реже — марказитом. Часть эпигенетических сульфидов связана с формированием зон пластового окисления, на выклинивании которых наряду с редкими скоплениями крупнозернистого пирита отмечаются его обильные мельчайшие кристаллы в виде сыпи, отсутствующие в безрудных породах. Морфологические формы сингенетического и эпигенетического пирита сходны и трудноразличимы. В зоне восстановления встречаются и более поздние сульфиды, наложенные на зону окисления. Пирит, реже марказит, представлены мелкими, хорошо ограниченными кристаллами. Аналогичные явления наблюдаются и в зоне восстановления на Жайреме.

О кремнии. Среди рыхлых продуктов выветривания часто встречаются белые, бурые и серые кремнистые породы, называемые на месторождении "роговиками". Происхождение их гипергенное, нигде среди материнских пород подобные образования не отмечены.

При выветривании из исходных глинисто-кремнисто-карбонатных пород практически полностью выносятся карбонаты, а кремнезем относительно накапливается. Кремний в исходных породах находится в двух формах: в составе глинистых минералов и в виде кварца. В рыхлых продуктах он также частично входит в состав силикатов, частично представлен кварцем, но здесь минералы кремния имеют и гипергенное происхождение: кремнезем в процессе выветривания переходил в раствор, выщелачивался и осаждался вновь. В результате одни участки обеднялись кремнием, другие обогащались, образуя "роговики".

Растворение кремнезема могло происходить во влажном и теплом

мезозое при формировании коры выветривания. Кремнезем мог перераспределяться и позднее — в неогене в результате содового эпигенеза. Напомним, что в содовых водах кремнезем легко растворяется и мигрирует. Его осаждение возможно на кислом барьере (Е3, Е7). Зерна кварца, полевых шпатов и других силикатов при содовом катагенезе корродируются, что часто наблюдалось нами в подзоне катагенеза и коре выветривания исследуемого района (макро- и микрокаверны в кварце и "роговиках", корродированность кварцевых палеогеновых песков и т.д.). Каверны в кварце часто заполнены глинистым материалом. Очевидно, это результат разъедания кварца глинистым галлуазитом и монтмориллонитом, описанного рядом авторов [69, 333].

Эпигенетическая каолинизация (галлуазитизация). В одной из скважин на глубине 105–109 м ниже уровня неизмененных палеозойских пород в карстовой полости среди черных глинистых продуктов нами встречены пятна белого сметанообразного галлуазита (по определениям М.В. Эйриша). Вмещающая черная масса также представлена минералами каолининовой группы, но с очень большим количеством органики.

Галлуазит известен на многих месторождениях Казахстана — на Белоусовском месторождении Рудного Алтая, на Восточно-Коунрадском и Северо-Коунрадском месторождениях Центрального Казахстана и т.д. [333]. Мы предполагаем, что галлуазит образовался в подзоне катагенеза в бескислородной среде после выщелачивания карбонатов из трещиноватых палеозойских пород. Эпигенетическая глеевая каолинизация (галлуазитизация) развивалась в бескарбонатной среде при обилии органических веществ. Этот процесс характеризуется А.И. Перельманом [199, с. 206–207] следующим образом: "Окисление органических веществ при энергичном оглеении приводит к значительному накоплению в водах углекислого газа и, возможно, органических кислот гумусового типа. В результате рН вод понижается, происходит интенсивное выветривание полевых шпатов с образованием каолинита. Так могут возникнуть сильно каолинизированные выбеленные породы, состоящие почти из одного каолинита и кварца. Эта эпигенетическая каолинизация существенно отличается от процессов, протекающих в коре выветривания, так как каолиновая кора содержит некоторое количество гидроксидов железа, имеет красную или пеструю окраску. Глеевая каолинизация характерна для участков земной коры, бедных карбонатами и обогащенных органическими веществами".

Эпигенетические процессы, связанные со вторым водоносным горизонтом в палеогеновых отложениях (ВН-II; см. рис. 45). Это окремнение, оглеение, ожелезнение и омарганцевание в коре выветривания, алевролитах, песках, глинах палеогена, ожелезнение в нижней части глин аральской свиты. В результате этих процессов создается многообразная цветовая гамма пород: это и песчанистые кирпично-красные глины, и фиолетовые, сиреневые, розовые, черные пластичные глины, и пестрые гравийно-галечниковые отложения и т.д. Местами среди этих ярко окрашенных пород встречаются выбеленные глины, являющиеся оглеенными участками тех же самых палеогеновых глин, не затронутых более поздним ожелезнением и омарганцеванием. Таким образом, своеобразная пятнистость и полосчатость отложений данного района обязана эпигене-

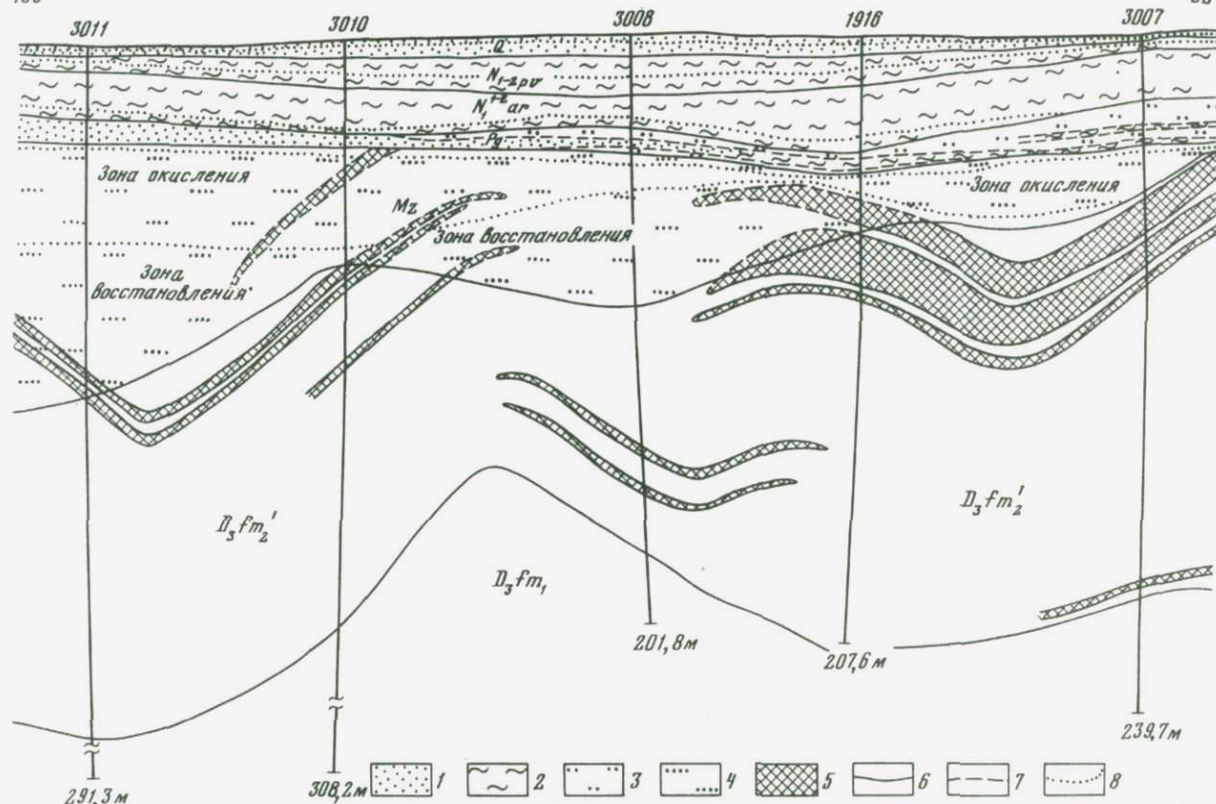


Рис. 47. Геологический разрез мезозой-кайнозойских отложений месторождения Дальнезападный Жайрем по профилю XVI^a

1-5 - литология: 1 - песок мелкозернистый, 2 - глина, 3 - алеврит, 4 - пелит (кора выветривания), 5 - рудные тела; 6-8 - границы: 6 - возрастные, 7 - литологические, 8 - эпигенетических процессов (горизонтов)

тическому оглеению. Возможно, здесь проявилось и диагенетическое оглеение.

Оглеение предшествовало (или было одновременным) ожелезнению и омарганцеванию. Эти процессы могли протекать в палеогене и первой половине миоцена в период отложения аральской свиты. В дальнейшем при оживлении тектонических процессов по разломам начали подниматься гидрокарбонатные глеевые воды, из которых сначала выпадало железо, а потом марганец (разломное ожелезнение и омарганцевание — А6, А7).

Гидроокислы железа окрашивают глинистые породы в красный, бурый, желтый, вишневый и другие цвета. Гидроокислы марганца оседают на более грубых песчано-гравийно-галечниковых породах, прокрашивая их в черный, коричневый, фиолетовый и бурый цвет (А7). Создается впечатление, что это оолиты. Часто в породе содержится до 80–90% подобных "оолитов" размером до 3–5 см. На самом деле это поверхностное эпигенетическое прокрашивание галек и гравийных зерен гидроокислами марганца. Оно указывает на близость тектонического нарушения: степень прокрашенности и количество прокрашенных галек увеличивается к разлому, переходя в сплошную черную полосу.

Нижняя часть аральских глин, контактирующая со вторым водоносным горизонтом, имеет пеструю (красную, зеленую) или красную окраску. Выше контакта, в толще аральской свиты, ожелезнение постепенно сходит на нет. В.В. Лавров считал такие красные глины самостоятельной подсвитой, отложившейся в начале аральского времени, когда еще существовали окислительные условия [156]. В.Н. Разумова эти породы выделяла в особую свиту [251]. Мы предполагаем, что это постаральское ожелезнение — результат воздействия водоносного горизонта в палеогеновых песках.

Эпигенетические процессы, связанные с первым водоносным горизонтом в четвертичных отложениях (ВН–I). Это главным образом оглеение, ожелезнение, омарганцевание, карбонизация и засоление.

Оглеение, ожелезнение и омарганцевание. На участках Дальнезападный Жайрем и Восточный Жайрем, а также на месторождении Арап и других, где павлодарские глины имеют площадное распространение, нижняя часть их окрашена в красный и розовый цвета, что свидетельствует об окислительных условиях седиментации. В верхней части (до 10–15 м от кровли глин) цвет их становится буро-зеленым и зеленым, что придает им сходство с залегающими ниже по разрезу глинами аральской свиты. Очевидно, верхняя часть павлодарской свиты изменена эпигенетическим оглеением, связанным с первым водоносным горизонтом, т.е. условия осадкообразования во всей толще павлодарских глин были одинаковы, а цветовое различие ее частей обусловлено эпигенезом плиоцен-четвертичного времени.

Водоносный горизонт в четвертичных песках характеризуется кислородными водами. Впитываясь в нижележащие красные глины, они теряют кислород и становятся глеевыми, восстанавливая железо и марганец. Мигрируя в четвертичные пески, воды обуславливают их ожелезнение и омарганцевание. Следовательно, нижний горизонт песков является эпигенетически ожелезненным и омарганцованным, верхний горизонт глин — эпигенетически оглеенным, нижний — сингенетически окисленным.

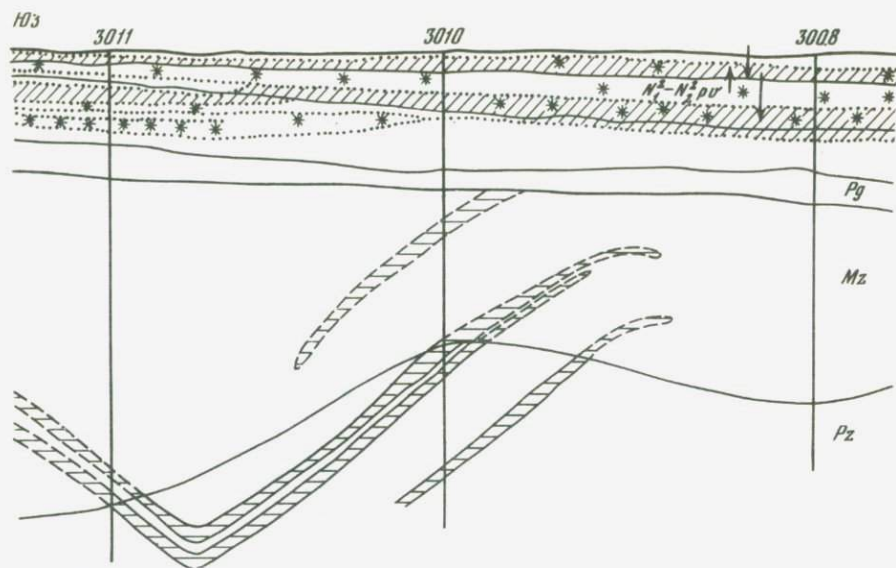


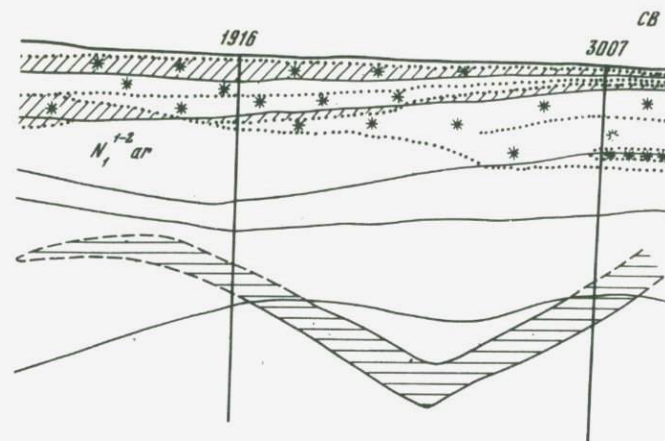
Рис. 48. Распределение карбонатов по профилю XVI^a на месторождении Дальнезападный Жайрем

1-2 — карбонаты: 1 — сингенетические, 2 — эпигенетические; 3 — рудные тела; 4 — границы карбонатизации

По А.И. Перельману [199], при оглеении глин железо путем диффузии мигрирует в сторону водоносного горизонта. Встречаясь с водами, богатыми кислородом, соединения железа окисляются и выпадают из раствора, цементируя пески водоносного горизонта. В Атасуйском районе такие железистые песчаники и конгломераты встречаются в четвертичных песках, а также в палеогеновых песках и галечниках, на границе с корой выветривания. При этом глины приобретают сизую или зеленую окраску, а водоносные пески и гравелиты цементируются соединениями железа. Возможно, местами ожелезнение песков происходило в условиях восстановительной среды за счет образования сидерита, дальнейшее окисление которого привело к появлению гидроокислов железа. А.И. Перельман считает, что пестроцветы в ряде случаев образовались из красочцветов в результате их переработки подземными водами, вызвавшими оглеение и переотложение железа.

Карбонатизация. Сингенетичная карбонатность характерна для павлодарских и четвертичных отложений района. Нижняя граница карбонатности пород прослеживается примерно до середины аральской свиты (нижняя часть ее бескарбонатна — рис. 48). Таким образом, карбонатность аральской свиты (за исключением приконтактовой и кровельной частей) нам представляется сингенетичной, связанной с условиями осадкообразования.

Палеогеновые глины и кора выветривания, как правило, бескарбонатны. Однако там, где встречаются "окна" в неогеновых глинах, под четвертичными песками залегают палеогеновые отложения или кора выветривания (участки Веерный, Ушкатын), которые в верхних своих час-



тях подверглись карбонатизации и огипсованию, что лишний раз подтверждает их эпигенетичность, а время проявления — плиоцен-четвертичное.

Формы накопления карбонатов разнообразны. Очевидно, различные конкреции (дутики, журавчики, белоглазка) являются сингенетическими, а мучнистый псевдомицелий, коллоидные натеки на гальке и щебне, плотные прослойки карбонатов кальция на границах разных литолого-стратиграфических толщ — эпигенетическими. Минералогия подобных образований подробно рассмотрена В.В. Добровольским [97].

Перераспределение карбонатов в павлодарских глинах, вероятно, шло одновременно с оглеением. Часть карбонатов в растворенном состоянии поднималась вверх (испарительная концентрация) и оседала в четвертичных галечниках и песках, цементируя последние (Е7, частично Н7). Нижележащие кирпично-красный и оглеенный горизонты менее карбонатны. В оглеенный горизонт, вероятно, вмывалась часть карбонатов из четвертичных песков, и на границе павлодарских глин и песков развит слой эпигенетических карбонатов мощностью до 1 м.

Огипсование и накопление легкорастворимых солей. Эти эпигенетические изменения характерны для верхних частей палеогеновых глин и кор выветривания на контакте их с четвертичными песками (на участках Ушкатын, Аккудук, Веерный). Гипс находится в виде сахаристой и игольчатой сыпучки, образующей округлые радиально-лучистые пятна размером до 3-5 см, слегка оплавленные. К таким огипсованным участкам приурочено "сажистое" омарганцевание.

Своеобразны гипсовые прожилки (трещинные гипсы), пронизывающие густой сетью нижнюю и среднюю части глин аральской свиты. Час-

то к гипсовым прожилкам приурочено омарганцевание. Субвертикальное простирание прожилков свидетельствует об эпигенетическом происхождении этого вида огипсования. Возможно, трещинные гипсы связаны с избытком сульфатов в водах второго или третьего водоносных горизонтов, возникающего в пределах месторождения за счет освобождения серной кислоты при окислении сульфидных руд. В других районах вне рудных полей нигде подобные гипсовые новообразования нами не наблюдались. Весьма вероятно их связь с зонами неотектонических разломов. Однако в геохимическом отношении они практически сходны с сингенетическими гипсовыми друзами (розами), широко распространенными в отложениях аральской свиты во многих районах.

Криогенный эпигенез широко распространен в Атасуйском районе. Так, на приподнятых тектонических блоках Ушкатына и участка Веерный в четвертичных мелкозернистых песках наблюдается внедрение языков палеогеновых глин. Ширина этих змееобразных и вымеобразных участков глин достигает нескольких метров. В палеогеновых глинах встречаются также "земляные жилы" и трещины, заполненные карбонатными четвертичными песками. Трещины и выполнения имеют довольно значительную глубину (1,5–3 м), но небольшое протяжение — 1–3 м, реже — несколько больше.

Наиболее четко эти процессы проявлены на Ушкатыне III. Выпучивание обусловлено действием вод второго водоносного горизонта в палеогеновых отложениях в период развития мерзлоты при прорыве под большим напором кровли мерзлых пород незамерзшими водами.

В Центральном Казахстане наиболее холодным было среднечетвертичное время. Вероятно, на Жайреме и Ушкатыне криогенный эпигенез развивался в это время.

Некоторые "земляные жилы" и трещины, по-видимому, являются морозобойными, связанными с мерзлотой или с сильным переохлаждением.

Следы плейстоценовой криотурбации отмечались во многих местах Казахстана: в районе г. Павлодар [89, 306], на р. Селеты [261], близ г. Кентау [149], севернее г. Аксу, в ряде мест между побережьем оз. Балхаш и г. Караганда.

В Центральном Казахстане имелась по крайней мере одна фаза с перигляциальным климатом более холодным, чем современный. Существование "холодной пустыни" в Атасуйском районе подтверждает вывод многих геологов и географов о том, что перигляциальная зона занимала широкую полосу между ледниками среднеазиатских гор и Западной Сибирью.

Эпигенетические ореолы рассеяния месторождения Жайрем

Исследования проводились на участке Дальнезападный, где в 1974 г. рыхлая толща была вскрыта карьером на глубину около 30 м. Изучался разрез неогеновых отложений по стенкам карьера и скважинам, пробуренным по дну карьера на 20–25 м.

На этом участке древняя кора выветривания имеет мощность до 50–

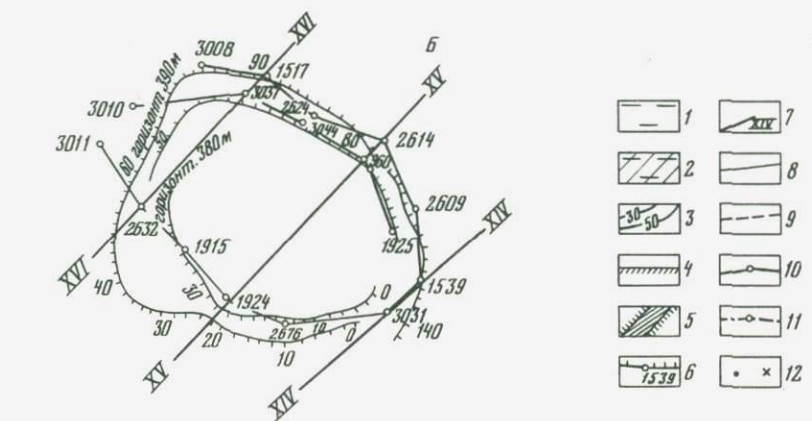
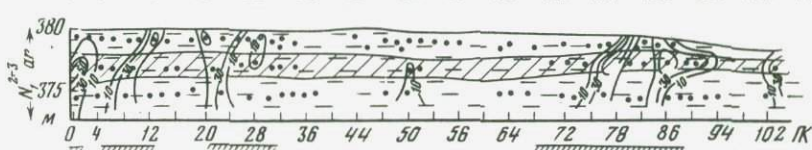
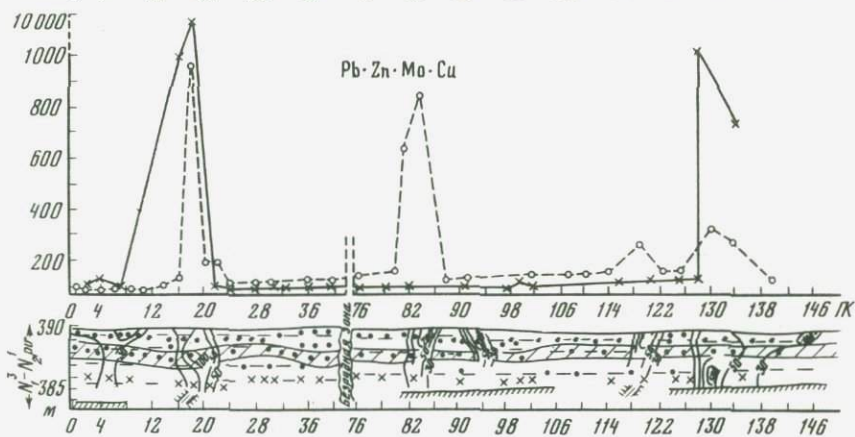
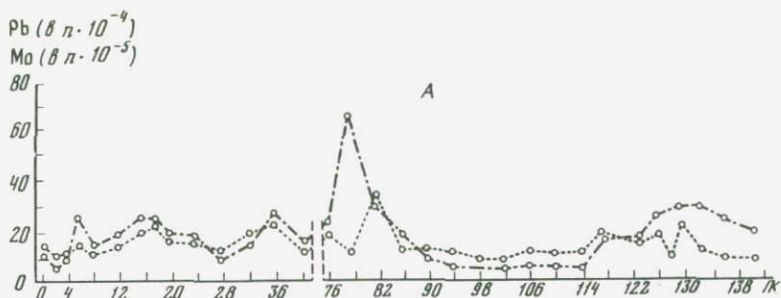
90 м. На ней залегают песчанистые глины и глинистые пески бетпақдалинской свиты среднего олигоцена. Выше по разрезу они сменяются зеленоцветными отложениями аральской свиты, а затем красноцветными карбонатными глинами павлодарской свиты. Глинистая толща перекрыта нижнечетвертичными песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями, сменяющимися выше золотыми песками. Мощность четвертичных отложений не превышает 3–6 м. Общая мощность рыхлых отложений 30–60 м.

Наземная литохимическая съемка, проведенная в 1967 г., выявила здесь единичные слабые аномалии цинка, свинца и меди, и не решила вопрос о существовании оруденения на глубине. В то же время при биогеохимических [121] и гидрогеохимических [157] поисках были установлены интенсивные ореолы рассеяния цинка и свинца на этом участке. Это позволяет предполагать, что солевые ореолы рассеяния развиваются в толще перекрывающих месторождение отложений. Проведенная нами повторная обработка данных наземной литохимической съемки путем мультиплицирования привела к усилению установленных ранее слабых аномалий. Были получены контрастные аномальные поля, соответствующие оруденению в палеозойских породах. Использовались различные мультипликативные показатели, из которых наиболее информативным для данных условий оказалось произведение $Pb \times Mo \times Cu \times Zn$.

Эпигенетические ореолы рассеяния свинца, цинка, меди, молибдена, бария, мышьяка, серебра и других элементов типоморфной рудной ассоциации, выявленные спектральным анализом, развиваются над рудными телами в толще рыхлых отложений и слабыми сигналами выходят на дневную поверхность. Наиболее интенсивны ореолы в базальной части палеогеновых и неогеновых отложений. Выше они становятся менее контрастными и прерывистыми, проникая в неогеновые отложения на 30–40 м от кровли палеозойских пород. Мультипликативные ореолы в 100–500 раз контрастнее моноэлементных ореолов.

При интерпретации эпигенетических ореолов рассеяния в рыхлых отложениях необходим учет сингенетической дифференциации геохимического фона в различных литологических горизонтах. Так, в отложениях аральской свиты к верхам разреза происходит увеличение содержаний молибдена, марганца, стронция, хрома, ванадия, циркония и скандия. В верхах павлодарской свиты накапливаются молибден, серебро, ванадий, марганец и свинец. Однако различия содержаний элементов по горизонтам не превышают 1,5–3 раз. Основные различия содержаний рудных элементов в отдельных горизонтах неогеновых отложений связаны с воздействием ожелезнения, омарганцевания, карбонатизации, огипсования и т.д. Наиболее контрастно перераспределяются молибден, кобальт, марганец и стронций.

Ореолы рассеяния проявлены в перекрывающих отложениях лишь в местах выхода окисляющихся руд или их первичных ореолов на эрозионную поверхность палеозойских пород (рис. 49). В случае слепого оруденения ореолы рассеяния, выявляемые с помощью спектрального анализа или совсем отсутствуют в неогеновых отложениях, или развиты только в их базальной части. Появлению ореолов рассеяния над слепыми рудными телами благоприятствует выход на кровлю палеозойских



пород рудоконтролирующих тектонических разломов (см. рис. 49). Влияние неотектоники на перераспределение рудных элементов более ярко выражено в палеогеновых отложениях, где в эпигенетически измененных породах вдоль разломов содержание свинца достигает 0,15%.

Сопоставление корреляционных связей между химическими элементами в контуре аномального поля на уровне первичного ореола в рудовмещающих породах, вторичного остаточного ореола рассеяния в глинисто-щебенистой коре выветривания и эпигенетического ореола в неогеновых глинах показывает, что взаимосвязи между элементами в этих толщах существенно меняются по мере развития ореола от коренных пород к поверхности (рис. 50).

В рудовмещающих породах наиболее плотные связи существуют между свинцом, барием, серебром и между ванадием, титаном, хромом, никелем, кобальтом и марганцем. Корреляция между оловом, фосфором, бором и стронцием отрицательная. Характер связей между элементами в первичном ореоле в целом согласуется с металлогенической позицией полиметаллического оруденения.

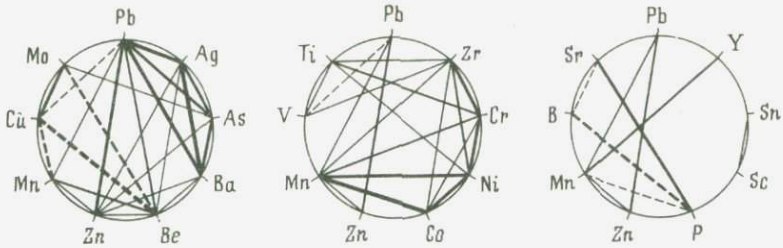
В коре выветривания усиливается корреляция между элементами рудогенной ассоциации — свинцом, барием, цинком, молибденом, мышьяком, серебром и медью, и наоборот, она резко уменьшается между сидерофильными элементами, слабо перераспределяющимися в древней коре выветривания как в ходе корообразования, так и под влиянием разнообразных эпигенетических процессов. Характер корреляционных связей в коре выветривания свидетельствует о преобразовании распределения содержаний химических элементов, не образующих аномальные поля, в более беспорядочное. Распределение рудных элементов, наоборот, становится более коррелируемым, что, по-видимому, связано с единой направленностью процесса ореолообразования в коре выветривания в сторону ослабления остаточного ореола.

В неогеновых отложениях корреляционные связи химических элементов существенно иные. Появляются более сильные связи между сидерофильными элементами, что обусловлено, вероятно, особенностями седиментации. Связи между рудогенными элементами зависят от особенностей их вторичной аккумуляции на геохимических барьерах (кислородно-сорбционном, кислородно-щелочном и др.) в пределах толщи неогеновых отложений. В пределах ореолов рассеяния по-прежнему сохраняется тесная связь между рудогенными элементами, особенно между свинцом, барием и серебром, что позволяет использовать корреляционный анализ как дополнительный метод обработки данных при поисках не только по первичным, но и наложенным ореолам рассеяния.

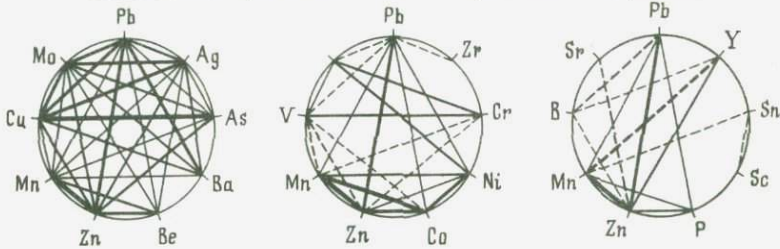
Рис. 49. Мультипликативные ореолы в неогеновых отложениях месторождения Жайрем (уч. Дальнезападный). А — развернутая стенка карьера; Б — план карьера

1—2 — глины: 1 — зеленые, 2 — красноцветные; 3 — изолинии мультипликативных ореолов (в $n \cdot 10^{-18} \%$); 4 — проекции рудных тел, выходящих на кровлю палеозойских пород; 5 — разломы, выходящие на кровлю палеозойского фундамента; 6 — разведочные скважины и поперечные профили, соответствующие стенкам карьера; 7 — профили разведочного бурения Жайремской ГРЭ; 8—9 — графики мультипликативных содержаний Pb, Zn, Mo, Cu в глинах павлодарской свиты: 8 — в зеленых глинах, 9 — в красных глинах; 10—11 — графики содержания элементов в красных глинах: 10 — свинца, 11 — молибдена; 12 — точки отбора проб

Неогеновые глины



Глинисто-щебенчатая кора выветривания



Рудовмещающие породы

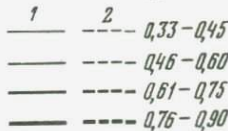
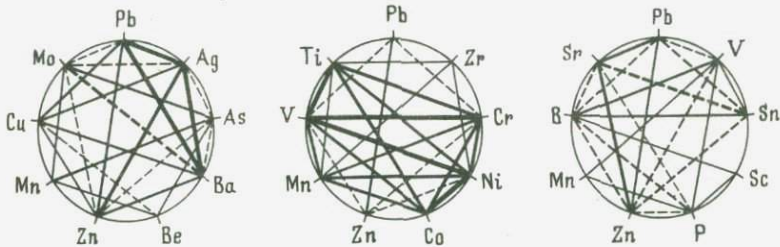


Рис. 50. Коэффициенты парной корреляции

1 — положительная связь; 2 — отрицательная связь

Усиление эпигенетических ореолов в новообразованиях. В карьере месторождения Жайрем было отобрано около 100 новообразований из различных стратиграфических и эпигенетических горизонтов: гипсовые, карбонатные и гидроокисные (железа и марганца) конкреции (соответственно 10, 3 и 4 модификации каждого вида новообразований). Отбор проб производился по стенкам карьера через каждые 20 м. Это позволило установить характер распределения элементов над скрытыми и над слепыми рудными телами. При подсчете контрастности аномалий элементов в новообразованиях их содержание нормировалось по содержанию тех же элементов во вмещающих породах. Перераспределение элементов между новообразованиями и вмещающими породами изображалось на графиках (рис. 51).

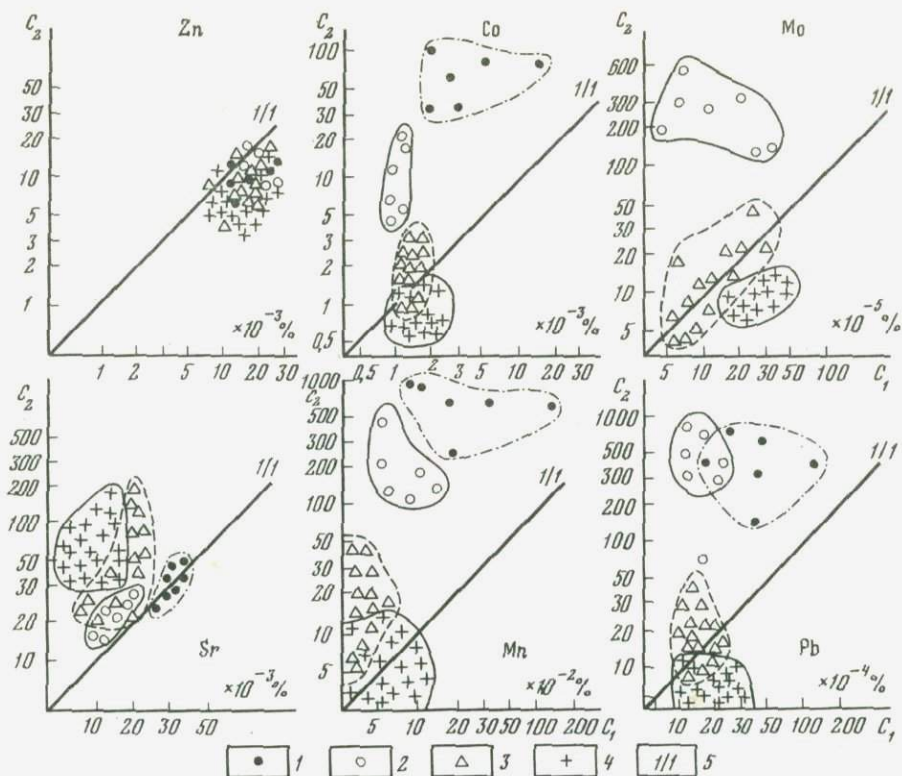


Рис. 51. Поля соотношений элементов в новообразованиях (C_2) и вмещающих их неогеновых породах (C_1)

1 — марганцевые конкрекции; 2 — железо-марганцевые конкрекции; 3 — карбонаты кальция; 4 — гипсовые новообразования (каждая точка на графике — 3 пробы); 5 — линия равных соотношений элементов в C_1 и C_2

Все формы гипсовых новообразований — друзы, трещинные гипсы, шестоватый гипс различной степени омарганцованности, приуроченные к разным горизонтам вмещающих рыхлых отложений, не являются индикаторами оруденения на глубине. По сравнению с вмещающими глинами в них только в 4–8 раз больше стронция, содержание которого достигает 0,2%. Омарганцованные разности гипсов обогащены марганцем в 4–5 раз. Высокий фон по марганцу, ванадию и никелю имеют и трещинные гипсы из красноцветных прослоев глин (см. рис. 51).

Более надежными и информативными индикаторами погребенного оруденения являются гидроокислы железа и марганца и карбонаты кальция из неогеновых отложений, что находится в соответствии с выводами Ю.Е. Саета и Н.И. Несвижской [260] о преимущественном нахождении рудных элементов именно в этих формах.

Наиболее высокие и дифференцированные концентрации характерны для гидроокислов железа и марганца (см. рис. 51). В них по сравнению с карбонатами кальция накапливаются молибден, свинец, марганец (в 10–20 раз) и кобальт, никель, ванадий и медь (в 2–4 раза).

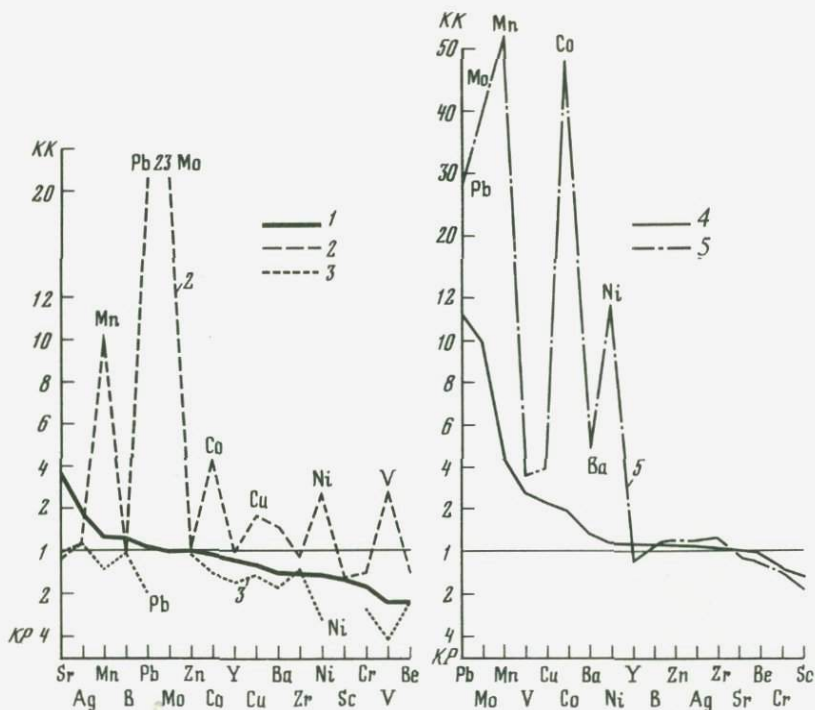


Рис. 52. Геохимические спектры элементов в новообразованиях аральской свиты на месторождении Жайрем

1 — карбонаты кальция (9); 2 — гидроокислы железа и марганца (12); 3 — друзы гипса (13); пестроцветный горизонт; 4 — железистые конкреции (8); 5 — марганцевые конкреции (11). В скобках — число проб

В процессе диагенеза и эпигенеза возникают различия в способности гидроокислов железа и марганца сорбировать элементы. В толще неогеновых отложений встречаются прослои, где конкреции железа и марганца пространственно разобщены. Так, в горизонте сильно карбонатизированных песков аральской свиты слой с охристыми железистыми конкрециями располагается ниже слоя с черными марганцевыми конкрециями, в которых по сравнению с железистыми и смешанными железомарганцевыми конкрециями накапливаются кобальт, молибден, никель, барий и свинец (рис. 52). Характерно, что элементы, не накапливающиеся в смешанных железомарганцевых конкрециях (комплекс элементов содовой миграции), также не концентрируются в чисто марганцевых конкрециях. Эти элементы, мигрирующие в щелочных водах в виде анионогенных комплексов, не могут сорбироваться отрицательно заряженными гидроокислами марганца.

В гидроокислах железа содержание свинца, бария, мышьяка, кобальта, никеля, ванадия и меди дифференцировано в соответствии с нахождением этих новообразований над открытыми или слепыми рудными телами. Максимальные содержания рудных элементов в железистых новообразованиях приурочены лишь к тем участкам рыхлых отложений, где

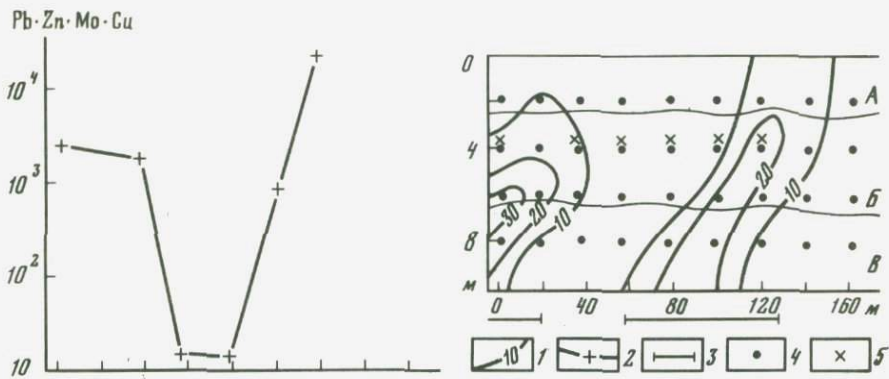


Рис. 53. Распределение рудных элементов в железо-марганцевых конкрециях в пределах наложенных ореолов рассеяния (месторождение Жайрем, нижняя стенка карьера, горизонт 385–375 м, фрагмент)

Аральская свита: А – зеленые алевроиты, Б – красные глины, В – зеленые песчанистые глины: 1–2 – мультипликативные ореолы (в $10^{-15}\%$): 1 – в неогеновых глинах, 2 – в железо-марганцевых конкрециях; 3 – проекция рудных тел, их первичных ореолов и рудоконтролирующих разломов, выходящих на поверхность палеозойских пород на абс. глубине 330–340 м; 4–5 – точки отбора проб: 4 – глин, 5 – конкреций

в глинах имеются эпигенетические ореолы рассеяния этих элементов, выявленные спектральным анализом. Но контрастность аномалий в гидроокислах железа во много раз выше, чем в глинах. На рис. 53 показано, что гидроокислы железа, находящиеся в пределах вторичного ореола рассеяния в глинах, имеют значительно более высокие значения мультипликативного показателя $Cu \times Pb \times Mo \times Zn$, чем вне наложенного ореола. Соответственно значения равны 6 000–15 000 и 1,5–2 (в $10^{-15}\%$). В железо-марганцевых конкрециях наиболее велики содержания свинца, марганца, ванадия, никеля, кобальта, молибдена и бария. В пределах наложенных ореолов рассеяния их содержания в гидроокислах железа и марганца в 5–10 раз выше, чем вне ореолов. Таким образом, мультипликация позволяет получать более контрастные и информативные аномалии. Высокое содержание рудных элементов, отмеченное в железо-марганцевых конкрециях из неогеновых отложений над рудными телами, может являться критерием, позволяющим отличить рудную аномалию от безрудной.

В кальцитовых образованиях неогеновых глин над открытыми рудными телами также происходит накопление рудных элементов, но их комплекс значительно уже, чем в гидроокислах – это молибден, марганец, кобальт, стронций и барий. Содержание этих элементов в карбонатах кальция в пределах эпигенетических ореолов обычно в 3–5 раз выше, чем за пределами ореолов. В отдельных случаях контрастность более высокая: марганец до 40, стронций и барий до 50–60. Интенсивное накопление стронция и бария в карбонатных новообразованиях в неогеновых отложениях над рудными телами может указывать на баритизацию палеозойских пород и является косвенным поисковым признаком на барит-полиметаллическое оруденение.

Пока не объяснимо отсутствие перераспределения цинка – одного

из основных рудных элементов между различными эпигенетическими и диагенетическими новообразованиями. Поля цинка имеют недифференцированную форму (см. рис. 51).

Таким образом, накопление химических элементов в различных новообразованиях железа, марганца и карбоната кальция над рудными телами свидетельствует в пользу эпигенетического характера этих концентраций. Сами конкреции и скопления могут иметь как диагенетическое, так и эпигенетическое происхождение.

ГЛАВА 6

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ В КАЗАХСТАНЕ

Основы теории биогеохимических поисков были разработаны А.П. Виноградовым в 30-х годах. Первые опытные работы проводились в конце 30-х годов Д.П. Малюгой и С.М. Ткаlichem. В послевоенные годы в СССР ценные исследования были выполнены Д.П. Малюгой с сотрудниками, С.М. Ткаlichem, Л.И. Грабовской, В.В. Поликарповичем, А.Л. Ковалевским, М.Д. Скарлыгиной-Уфимцевой, В.Б. Черняховым и др. Значительное развитие биогеохимические поиски получили за рубежом — в Скандинавии, Канаде, США и других странах. Опытные работы проводили и в Казахстане, но они часто давали неоднозначные результаты, что, естественно, затрудняло внедрение метода в производство. С наших позиций причина неудач при биогеохимических поисках лежала не в принципиальной порочности, метода, а в неправильной, примитивной методике, не учитывающей геохимических особенностей ландшафтов. Таким образом, задача состоит в ландшафтно-геохимическом обосновании биогеохимической съемки. Подобные опытные работы были проведены в конце 60-х годов в Центральном Казахстане, они дали положительные результаты, позволившие приступить к производственным съемкам в масштабах 1:50 000 и 1:10 000 (В.П. Иванчиков).

Ландшафтно-геохимические исследования на Рудном Алтае позволили А.Д. Айвазян сформулировать понятия о гумидокатных и ариданитных растениях [1]. Эти понятия, помимо их теоретического значения для биогеохимии, важны и для усовершенствования методики биогеохимических поисков.

Биогеохимические поиски в Центральном Казахстане

Внедрение биогеохимического метода поисков в практику геологоразведочных работ в Центральном Казахстане проводится с 1960 г. Опытными и производственными биогеохимическими съемками на рудных полях и месторождениях доказано, что биогеохимический метод является эффективным при поисках барит-полиметаллических, меднорудных, железо-марганцевых и редкометальных месторождений, перекрытых рыхлыми образованиями.

Биогеохимические поиски возможны, если в рыхлых отложениях над погребенными месторождениями имеются эпигенетические ореолы рас-

сеяния. Барит-полиметаллические месторождения фиксируются биогеохимическими ореолами Cu, Mo, Sr, Pb, Zn, Ba; железо-марганцевые месторождения — ореолами Fe, Mn. Часто руды оконтуриваются биогеохимическими ореолами элементов-спутников. Так, меднорудные месторождения сопровождаются ореолами молибдена, полиметаллические — ореолами стронция, меди, молибдена.

Биогеохимические поиски возможны в любых ландшафтно-геохимических условиях. Однако их не следует проводить на площадях с открытыми механическими ореолами рассеяния, так как в данных условиях эффективнее и проще наземная металлотометрия.

Исследования в Центральном Казахстане установили закономерности поглощения элементов растениями, оказывающие влияние на формирование биогеохимических ореолов и, следовательно, имеющие большое значение для интерпретации результатов биогеохимических поисков. При выборе видов растений для опробования должна учитываться не столько глубина корневой системы, сколько их способность к поглощению элементов. Так, в Казахстане наиболее представительны полыни с относительно неглубокой корневой системой, а виды с глубокой корневой системой (до 15 м) — боялыч, саксаул и другие — часто не фиксируют аномальные концентрации Mo, Zn, V, Cu в породах. Эти растения не рекомендуются для опробования.

Для проведения биогеохимических поисков наиболее благоприятны площади с близким стоянием грунтовых вод, где в зоне капиллярного поднятия формируются солевые ореолы рудных элементов, фиксируемые растениями.

Содержание элементов в растениях изменяется в зависимости от периода опробования. Например, накопление растениями В, Sr на одном из редкометальных месторождений усиливается в осенний период. В полыни в осенних пробах отмечено накопление Pb, Mo, Cu в гораздо больших количествах, чем в начальных стадиях развития. Разница в значениях для различных периодов развития является существенной, и ее необходимо учитывать. Поэтому биогеохимическое опробование необходимо проводить в кратчайшие сроки — в один период развития растений.

Для выявления влияния погодных условий на результаты биогеохимической съемки было повторно отобрано 20 проб полыни по одному из профилей поискового участка. После кратковременных ливневых дождей отмечено резкое повышение содержания Cu, Pb, Sr, Mo (соответственно в 1,7; 1,9; 1,8; 3,2 раза). Особенно резкое накопление молибдена характерно для растений на засоленных почвах.

Для оценки изменения среднего содержания элементов при различных погодных условиях опробования растений применены критерии Фишера (F) и Стьюдента (T). Выявлено существенное различие среднего содержания меди, стронция, молибдена (табл. 12).

Как показано, резкое изменение геохимической обстановки в верхних слоях почвы после дождей приводит к изменению содержания элементов в растениях. В условиях Казахстана даже кратковременные ливневые дожди являются мощным геохимическим фактором. Так, при металлотометрической съемке неоднократно отмечалось "появление" и "исчезновение" геохимических аномалий после дождей. Следовательно, био-

Таблица 12

Различия среднего содержания элементов при опробовании растений в различных погодных условиях

Элементы	Критерии Фишера		Различие дисперсий	Критерии Стьюдента		Различие средних содержаний
	вычисленное значение	табличное значение		вычисленное значение	табличное значение	
Pb	1,1	2,2	—	1,6	1,96	—
Cu	3,2	2,2	+	2,1	1,96	+
Sr	1,5	2,2	—	4,5	1,96	+
Mo	1,0	2,2	—	2,5	1,96	+

Примечание. В таблице знак "плюс" — различие, значимое при $g = 0,05\%$.

геохимические поиски необходимо проводить в установившейся погодной обстановке.

Ландшафтно-геохимическое картирование, методика опробования и обработка данных. Составление карты элементарных ландшафтов является необходимым условием успешного проведения биогеохимических поисков, что обусловлено различным содержанием рудных элементов в золе растений различных элементарных ландшафтов.

Например, фоновые содержания бария в золе растений суглинистых равнин в подзоне светлокаштановых почв равны 0,03–0,05%, а в золе растений на слабозакрепленных золотых песках — 0,3–0,5%; фоновые содержания молибдена в золе растений солончаков — 0,01%, а в золе растений на золотых песках — 0,002%. Дифференцирование фоновых содержаний элементов в золе растений позволяет выявить слабые аномалии и отбраковывать ландшафтные аномалии.

Различия в поглощении элементов растениями вызывает необходимость введения коэффициентов сравнительных содержаний элементов (K) при интерпретации результатов биогеохимических поисков. Некоторые авторы считают, что K для определенных пар видов растений постоянен и не меняется в зависимости от условий произрастания растений. Наши данные показывают, что K меняются в зависимости от ландшафтно-геохимических условий. Только при учете этого фактора можно избежать выявления ложных "видовых" биогеохимических аномалий, связанных с опробованием различных видов растений. При биогеохимических поисках необходимо проводить вычисление коэффициентов K для конкретных ландшафтов каждого описываемого участка работ. Коэффициенты сравнительных содержаний (K) определяются или по парным видовым пробам, т.е. пробам видов растений, взятых в одной и той же точке, или по формуле $K = \frac{X_1}{X_2}$, где X_1 и X_2 — среднеарифметическое содержание в видах растений, опробуемых в данных ландшафтах.

Своеобразны коэффициенты сравнительных содержаний элементов для растений рудных полей, где растения накапливают максимальные содержания рудных элементов. При этом их количества близки для многих видов растений. Ввиду этого коэффициенты сравнительных содержаний элемен-

тов для опробуемых видов растений в таких условиях близки к единице.

В случае большой мощности рыхлых образований, перекрывающих рудные тела, только в определенных растениях образуются аномальные концентрации. В связи с этим также изменяются коэффициенты сравнительных содержаний. Над месторождениями коэффициенты обычно увеличиваются.

Следующим этапом обработки материалов является вычисление фоновых и аномальных содержаний элементов. Для установления местного геохимического фона по каждому элементу составляются выборки по элементарным ландшафтам, проводится определение вида функций (законов), распределение вероятностей (частот) и расчет статистических параметров.

Расчет фоновых и нижеаномальных значений содержаний элементов в растениях для каждого выделенного элементарного ландшафта позволяет отбраковывать биогеохимические аномалии, обусловленные перераспределением элементов в ландшафтах и выявлять ореолы рассеяния над площадями рудной минерализации.

Так, часто в растениях наблюдается приуроченность аномальных содержаний Cu и Zn к солонцам с сульфатным засолением, Mo — к солончакам с гидротроилитом и сероводородным заражением, аномалий Mn , Fe , Pb — к площади солончаков с окислительной средой и хлоридно-натриевым засолением, аномалий бария — к ландшафтам золотых песков.

Таким образом, элементы в золе растений часто отражают геохимические особенности элементарных ландшафтов. Учет этих особенностей миграции элементов позволяет с большой достоверностью интерпретировать результаты опробования.

Из опыта биогеохимических работ на известных месторождениях следует, что ореолы с коэффициентом контрастности до 2 обусловлены ошибкой анализа или обработки и поэтому являются ложными. Биогеохимические ореолы, выделенные при учете ландшафтных условий и имеющие контрастность выше 2, имеют рудную природу.

Разбровка биогеохимических ореолов также основывается на знании особенностей поглощения элементов растениями, произрастающими на рудных полях.

Недостаток или избыток элементов в питательной среде может привести к уменьшению или увеличению поглощения других элементов. Так, уменьшение потребления кальция растениями в содовых ландшафтах, связанное с его неподвижностью, влечет увеличение потребления стронция. Интенсивное потребление меди на площади выходов медных руд влечет усиленное потребление молибдена. Установлены многочисленные факты взаимного влияния элементов на их усвоение растениями. Так, по литературным данным, марганец лимитирует усвоение железа, потребление калия усиливает потребление марганца, потребление калия и кальция усиливает потребление магния, потребления цинка лимитируется содержанием кальция в растениях, потребление меди лимитируется молибденом и т.д.

Сложный характер взаимосвязи элементов при произрастании растений на площадях рудных месторождений обуславливает необходимость ее изучения с целью достоверной интерпретации результатов биогеохимических поисков.

Методика оценки биогеохимических ореолов на основе изучения соотношений содержаний рудных элементов в золе растений. Для исследования качественной связи содержаний элементов проведено изучение корреляции элементов в золе растений. Вычисления проводились на ЭВМ "Минск-2".

Таблица 13

Кoeffициенты парной корреляции (Атасуйский рудный район)

Участок	Геологическая обстановка (вид растения)	Число проб	Кoeffициенты парной корреляции				
			Va/Pb	Va/Cu	Pb/Mo	Pb/Cu	Pb/Zn
Железо-марганцевое месторождение	1. Над рудами, перекрытыми рыхлыми образованиями	10	-0,01	0,13	0,29	0,56	0,72
	2. На безрудной площади	24	-0,01	0,25	0,05	0,29	0,12
	3. На выходах руд (<i>Artemisia austriaca</i>)	9	0,22	0,54	0,56	0,48	0,86
Поисковый участок	4. На безрудной площади	45	-0,011	0,071	0,02	0,21	-
	5. То же (<i>Artemisia austriaca</i>)	34	0,03	0,18	-0,02	0,39	-
Барит-полиметаллическое месторождение	6. На выходах руд (<i>Stipa sp.</i>)	29	0,50	0,41	0,38	0,03	0,22
	7. То же (<i>Festuca sulcata</i>)	24	0,42	0,36	0,21	0,51	0,41
	8. То же (<i>Artemisia albida</i>)	26	0,28	0,41	0,36	0,23	0,48

Анализ табл. 13 показывает, что коэффициенты корреляции (r) меняются от 0 до 0,8. Максимальные величины коэффициентов соответствуют пробам, взятым на площади с рудной минерализацией.

Корреляция содержаний элементов в растениях показывает, что при наличии рудной минерализации резко усиливается потребление элементов, часто не являющихся основными компонентами руд. Это доказывает резким возрастанием положительной прямой корреляционной связи ($r = 0,4-0,8$), например для содержаний Mo и Cu в растениях, произрастающих на баритах с полиметаллической минерализацией. Часто наблюдаются биогеохимические ореолы Mo на полиметаллических месторождениях. Однако это не отрицает возможности соответствия элементного состава биогеохимических ореолов с составом оконтуриваемых руд. Так, барит-свинцово-цинково-медные руды месторождений атасуйского типа оконтуриваются биогеохимическими ореолами Va, Sr, Pb, Zn, Mo, Cu; железо-марганцевые месторождения — ореолами Fe, Mn; свинцово-цинковые — ореолами Pb, Zn; редкометалльные месторождения — ореолами Mo, Bi, W.

Примером использования коэффициентов корреляции содержаний элементов в пробах растений для разбраковки биогеохимических ореолов может служить интерпретация результатов биогеохимических поис-

Таблица 14

Кoeffициенты корреляции содержаний элементов в золе растений поискового участка

Номер площади	Число проб	Исследуемые связи элементов					Интерпретация результатов
		Va/Sr	Pb/Sr	Pb/Zn	Cu/Mo	Fe/Mn	
		коэффициенты ранговой корреляции					
1	2	3	4	5	6	7	8
1	20	+0,16	-0,06	+0,45	+0,50	+0,39	Безрудная площадь
2	20	+0,24	+0,02	+0,08	+0,42	+0,34	„
3	20	-0,20	-0,10	+0,49	+0,22	+0,68	„
4	23	+0,39	+0,28	+0,68	-0,04	+0,69	Площадь биогеохимических ореолов
5	19	+0,30	+0,38	+0,62	+0,32	+0,46	Безрудная площадь
6	23	+0,52	-0,15	+0,87	+0,35	+0,29	Площадь месторождения
7	20	-0,15	-0,47	+0,08	-0,04	+0,20	Безрудная площадь
8	21	+0,37	+0,19	+0,57	+0,50	+0,11	„
							(южная площадь Fe-Mn месторождения)
9	22	-0,24	-0,34	+0,03	-0,29	+0,47	„
10	14	+0,43	+0,50	-0,14	-0,97	+0,57	Площадь севернее рудопроявления полиметаллов
11	17	+0,04	-0,20	-0,41	+0,08	+0,38	Безрудная площадь
12	20	+0,55	+0,57	+0,44	+0,53	+0,44	Площадь, перспективная на поиски барит-полиметаллических руд
13	24	0,00	-0,09	0,87	+0,02	+0,40	Площадь биогеохимических аномалий Mn
14	15	-0,53	-0,14	+0,43	+0,44	0,00	Безрудная площадь
15	16	0,00	-0,19	0,00	+0,28	+0,31	„
16	18	+0,59	+0,52	-0,03	-0,21	+0,52	„
17	20	-0,28	+0,02	+0,18	+0,36	+0,02	„
18	16	-0,46	+0,13	+0,62	-0,14	-0,06	„
19	21	+0,28	+0,16	+0,13	+0,17	+0,80	„
20	21	+0,23	+0,18	+0,64	+0,33	+0,81	„
21	21	+0,44	+0,65	+0,62	+0,63	+0,60	Площадь барит-полиметаллического рудопроявления
22	17	+0,09	-0,70	+0,14	+0,32	+0,54	Безрудная площадь
23	24	+0,58	+0,25	+0,80	+0,58	+0,83	Площадь рудопроявления полиметаллов
24	18	-0,33	+0,22	+0,59	+0,66	+0,37	Площадь рудопроявления марганца

Примечание. При значениях r больше 0,80 — связь существенна при $g = 0,01$.

Таблица 15

Отношение содержаний элементов в золе растений Атаусуйского района

Геологическая обстановка	Вид опробуемого растения	Ba/Sr	
		пределы	\bar{X}
Выходы баритов со свинцово-цинковой минерализацией	<i>Artemisia austriaca</i>	7,5–50,0	20,0
	<i>Stipa sp.</i>	6,0–50,0	25,0
Над барит-свинцово-цинково-медными рудами, перекрытыми рыхлыми образованиями	<i>Artemisia austriaca</i>	1,5–5,0	2,5
На безрудной площади	<i>Artemisia austriaca</i>	0,2–0,8	0,4

Примечание. \bar{X} – среднеарифметическое значение (по 150–200 пробам).

ков, проведенных на площади участка Баир-речной в Атаусуйском рудном районе.

Участок представляет собой юго-западную часть Жайильминской мульды, сложенной известковистыми породами верхнефаменского яруса и эффузивными породами живет-франкского яруса. Палеозойские породы перекрыты неогеновыми глинами и песчано-суглинистыми образованиями четвертичного возраста. Мощность рыхлых образований до 30 м.

В ландшафтном отношении участок представляет типчаково-ковыльную степь с пятнами солончаков и суглинистых солонцеватых почв.

На участке были проведены биогеохимические поиски масштаба 1: 25 000 по сети 200 × 50 м. Всего отобрано 2500 проб.

Биогеохимическими ореолами Fe (2,0%), Ba (0,2%) было оконтурено железо-марганцевое месторождение, ореолами Mn (0,2–0,4%) – площадь марганцевого рудопроявления и ореолами Pb (0,002–0,003%; 0,01–0,02%), Ba (0,2–0,6%), Mn (0,2–0,3%), Fe (1,5–3,0%) – площадь барит-полиметаллического рудопроявления. Месторождение и рудопроявления перекрыты рыхлыми образованиями и по результатам наземной металлометрии не оконтуриваются. Отмечены только ореолы свинца, охватывающие площадь рудопроявлений.

Биогеохимические ореолы на опробованной площади имеют расплывчатый характер, что затрудняет выбор площадей для проверки. С этой целью было проведено исследование величин соотношения элементов и изучение величин корреляционных связей содержаний элементов в биогеохимических пробах.

Исследование величин соотношения содержаний элементов в золе растений Ba/Sr; Pb/Sr; Pb/Zn; Cu/Mo позволило выявить ареалы аномальных величин Pb/Sr; Ba/Sr, охватывающие одно барит-полиметаллическое рудопроявление, и ареалы аномальных величин Pb/Sr, охватывающие площадь другого барит-полиметаллического рудопроявления.

Исследование коэффициентов корреляции содержаний элементов в биогеохимических пробах показало, что значениями коэффициентов (r) с положительной существенной связью при $g = 0,01$ и изменяющимся от 0,5 до 0,9 для пар элементов Cu, Mo, Ba, Sr, Pb, Zn, оконтурив-

Pb/Mo		Pb/Sr		Cu/Mo	
пределы	\bar{X}	пределы	\bar{X}	пределы	\bar{X}
30,0–500,0	100,0	2,0–2,5	2,2	15,0–40,0	20,0
40,0–100,0	80,0	2,0–2,5	2,2	8,0–40,0	15,0
1,0–10,0	7,5	0,1–2,0	0,3	1,0–15,0	10,0
0,5–1,0	0,75	0,01–0,07	0,03	2,0–3,0	1,5

вались площади известных барит-полиметаллических рудопроявлений и площадь месторождения. Кроме того, расширены к юго-востоку перспективы известного рудопроявления. Характер изменения коэффициентов ранговой корреляции по участку приведен в табл. 14.

Следовательно, изучение взаимосвязи элементов в золе растений позволяет более однозначно подходить к оценке биогеохимических ореолов и выявлять рудоносные площади. Для исследований корреляционных связей отдельные участки должны быть охвачены не менее чем двумя профилями опробования и 20–30 точками опробования.

Кроме корреляционных связей элементов, поисковым критерием является также высокая величина отношения пар химических элементов в золе растений. В золе растений рудных полей резко возрастают отношения Ba/Sr, Pb/Mo, Pb/Sr, Cu/Mo (табл. 15).

Выбор пар элементов должен основываться на результатах опытных биогеохимических работ в пределах известных месторождений. Пары элементов подбираются в зависимости от вещественного состава руд, а также от физиологических особенностей потребления элементов растениями. Целесообразно использовать пары элементов с контрастным поведением в ландшафтах (например Pb/Sr, Ba/Sr).

Применение биогеохимического метода в комплексе с другими геохимическими методами, а также геофизическими методами – условие эффективных поисков руд на перекрытых площадях. Для эффективного применения метода необходимы следующие условия.

1. Биогеохимические поиски должны быть направлены на обнаружение рудных тел при работах 1: 5 000 и 1: 10 000 масштаба и на выявление рудных зон при работах 1: 25 000, 1: 50 000 масштаба.

Биогеохимический метод необходимо применять на основе геохимии ландшафта, составляя карты элементарных ландшафтов и рассчитывая фоновые и аномальные содержания применительно к отдельным элементарным ландшафтам.

2. Проведение поисков возможно в любых ландшафтно-геохимических условиях, но наиболее благоприятны ландшафты с близким стоянием грунтовых вод.

3. Биогеохимический метод можно применять при поисках месторождений различного вещественного состава, но наиболее эффективно применение метода для поисков руд элементов, легко мигрирующих в гипергенных условиях — Cu, Zn, Sr, Mo, Mn, Co.

4. Биогеохимические исследования должны ставиться с целью поисков месторождений, перекрытых рыхлыми отложениями мощностью до 30—50 м, независимо от литологического состава последних.

5. Данный метод поисков должен применяться в комплексе с другими геохимическими и геофизическими исследованиями. В случае немагнитных и слабомагнитных руд биогеохимические аномалии могут оказаться единственным и достоверным признаком оруденения.

В силу низкой стоимости и высокой эффективности биогеохимический метод рекомендуется использовать как опережающий поисково-картировочное бурение.

Гумидокатные и ариданитные растения

Геохимические особенности флоры тесно связаны с геохимией ландшафтов. В ландшафтах влажного климата и кислого класса повышенной миграционной способностью обладают многие катионогенные микроэлементы (Ag, Pb, Cu, Zn и др.), в то время как анионогенные микроэлементы (Mo, V, Cr и др.) в этих условиях малоподвижны. В аридных ландшафтах почвы и воды характеризуются нейтральной и щелочной средами и Cu, Pb, Zn мигрируют слабо¹, а Mo, V, Cr — интенсивно.

Отсюда следует, что виды растений, сформировавшиеся в гумидных ландшафтах, должны быть обогащены катионогенными микроэлементами. Эта особенность, закрепленная наследственностью, вероятно, проявляется и в случае их произрастания в аридных ландшафтах. Такие виды мы предлагаем именовать **гумидокатными**. К ним относятся, например, многие древесные и кустарниковые растения, травянистые виды и зеленые мхи горно-таежного, горно-лугово-лесного, горного и предгорного лесолугово-степного высотных поясов Юго-Западного Алтая. Наоборот, виды, сформировавшиеся в аридных ландшафтах, должны быть относительно обогащены анионогенными микроэлементами. Для них мы предлагаем термин **ариданитные**. К ним относятся, например, полукустарники из равнинного и предгорного пустынно-степного пояса, такие, как *Atriplex cana*, *Kochia prostrata* и др. Мы выделяем также переходную группу растений, некоторые виды которой близки к гумидокатным, другие к ариданитным. К последним относятся *Spiraea hypericifolia*, *Caragana frutex* и др.

Способность вида накапливать микроэлементы, выраженную в суммарных кларках концентраций (в золе), мы предлагаем именовать биогеохимической активностью вида (БХА). Следует также различать БХА вида отдельно для катионогенных и анионогенных микроэлементов.

Исследование геохимических особенностей флоры проводилось нами на Юго-Западном Алтае с 1959 по 1967 г. Были изучены ландшафты 24 месторождений и рудопроявлений — полиметаллических, медно-цинковых, медных, хромитовых и ртутных. Они расположены в различных

¹ В сильно щелочных содовых водах Cu и Zn могут энергично мигрировать.

высотных поясах: горно-таежном, горном лугово-лесном, горном и предгорном степном, равнинном и предгорном сухостепном, равнинном и предгорном пустынно-степном¹. Сравнение средних содержаний микроэлементов проводилось графически методом геохимических спектров.

Геохимические особенности гумидокатных видов. Пихта сибирская (*Abies sibirica*) встречается только в северном полушарии и всегда связана с гумидными ландшафтами [150, 231, 300].

В хвое пихты горно-таежного пояса вне рудопроявления катионогенные микроэлементы содержатся в следующих количествах: Pb до 3,1 КК (рис. 54, вкл.), Cu до 0,27 КК. Содержание анионогенных микроэлементов ниже чувствительности анализа. На полиметаллическом рудопроявлении в горно-таежном поясе катионогенные микроэлементы концентрируются в значительных количествах (Pb до 37 КК; Cu до 17 КК), а анионогенные микроэлементы в золе пихты не обнаружены.

В горном лугово-лесном поясе вне месторождения пихта содержит Pb в количестве 4 КК, Cu — 0,4 КК. На полиметаллическом рудопроявлении в больших количествах накапливаются как катионогенные (Pb до 31 КК; Cu до 5 КК), так и анионогенные (Mo до 9 КК и др.) микроэлементы.

Таким образом, намечается тенденция увеличения биогеохимической активности пихты на рудопроявлениях от горно-таежного к горно-лугово-лесному поясу в отношении анионогенных микроэлементов, тогда как катионогенные микроэлементы в обоих поясах пихтой накапливаются в больших количествах.

Центром возникновения березы бородавчатой (*Betula verrucosa*) является Байкало-Саянская область [39]. Береза по сравнению с пихтой, более светолюбива и ее ареал простирается намного южнее.

Содержание катионогенных микроэлементов вне рудопроявления у березы бородавчатой из различных высотных поясов не одинаково. При этом наиболее высокое их содержание обнаружено у березы из горно-лугово-лесного пояса по сравнению с горно-таежным. Анионогенные микроэлементы вне рудопроявления фиксируются только в лесо-лугово-степном поясе (см. рис. 54 вкл.).

На полиметаллических месторождениях береза бородавчатая больше накапливает Ag, Pb, Zn и меньше Cu, Ni. Анионогенные микроэлементы (Cr, Mo) концентрируются березой в основном в остепненных и степных ландшафтах.

Таким образом, наибольшая биогеохимическая активность березы выражена в лесо-лугово-степном поясе, несколько ниже — в горно-таежном.

У осины (*Populus tremula*) биогеохимическая активность несколько ниже, чем у березы и пихты. Наибольшая биогеохимическая активность осины так же, как у березы, отмечена в лугово-лесном и лесо-лугово-степном поясах по сравнению с горно-таежным поясом, где она фиксирует только Pb и Zn.

¹ Ландшафтно-геохимические и геоботанические исследования осуществлялись в основном в июне—августе. Всего было отобрано около 15 000 растительных и 10 000 почвенных образцов, которые были проанализированы спектральным методом; 890 из них повторно анализировались полярографическим методом и 450 — химическим.

В гумидных ландшафтах различных высотных поясов изучались следующие виды кустарников: *Spiraea media*, *Rosa acicularis*, *Caragana arborescens*, *Lonicera altaica*.

В горно-таежном поясе изучались *Rubus idaeus*, *sorbus sibirica*, *Padus racemosa*, *Ribes hispidulum*, *Sambucus sibirica*, *Viburnum opulus*.

На рис. 54 (вкл.) приведены геохимические спектры золы таволги средней, которая распространена в подлеске темнохвойных лесов и тяготеет к обнаженным и обогащенным микроэлементами породам, к тектоническим нарушениям. Наибольшее содержание катионогенных микроэлементов у таволги средней на фоновых участках отмечено в лесо-лугово-степном поясе, наименьшее — в горно-таежном. Анионогенные микроэлементы на фоновых участках отмечаются только в лесо-лугово-степном поясе.

На полиметаллических и медно-цинковых месторождениях таволгой средней концентрируются в больших количествах Ag, Pb, Cu, Zn в лесо-лугово-степном поясе, а в горно-таежном — только Pb и Zn. Анионогенные микроэлементы на месторождениях концентрируются только в лесо-лугово-степном и лугово-лесном поясах.

Таким образом, биогеохимическая активность таволги средней увеличивается от горно-таежного пояса к лесо-лугово-степному в отношении анионогенных микроэлементов и некоторых катионогенных.

Род акации (*Caragana*) возник, по предположению В.Л. Комарова [144], на востоке Ангариды (Маньчжурии). *Caragana arborescens* сформировалась в гумидных ландшафтах, а *Caragana frutex* в ксерофильных от общего мезофильного предка.

Содержание катионогенных микроэлементов в акации желтой из горно-таежного пояса вне рудопроявлений ниже, чем из горно-лугово-лесного, а анионогенных микроэлементов — ниже чувствительности анализа. На рудопроявлениях акация накапливает высокое содержание как Pb, Cu, Zn, так и Mo, V, Cr только в лугово-лесном поясе. Наибольшая биогеохимическая активность у акации в лугово-лесном поясе (см. рис. 54, вкл.).

Жимолость алтайская — выходец из хвойных горных лесов Сибири, на Рудном Алтае тяготеет к интрузивным породам, бедным микроэлементами. Содержания катионогенных микроэлементов в ней в различных высотных поясах вне рудопроявлений близки. Содержания анионогенных — ниже чувствительности анализа (см. рис. 54).

На полиметаллических рудопроявлениях жимолость алтайская в лугово-лесном поясе накапливает больше катионогенных и анионогенных микроэлементов, чем в горно-таежном.

Таким образом, биогеохимическая активность жимолости несколько повышается на рудопроявлениях в горно-лугово-лесном поясе по сравнению с горно-таежным, но она значительно ниже по сравнению с таволгой и акацией (см. рис. 54, вкл.).

Геохимические особенности трав изучались у ряда папоротников: *Athyrium filix-femina*, *Dryopteris filix-mas*, *Pteridium aquilinum*, а также у *Aconitum excelsum*, *Paeonia anomala*, *Crepis sibirica* и других из горно-таежного и горно-лугово-лесного высотных поясов.

Травянистые виды растений с фоновых участков в горно-таежном и лугово-лесном поясах содержат в надземной массе катионогенные микроэлементы примерно в одинаковых количествах, содержание анионогенных – ниже чувствительности анализа. На рудопроявлениях в горно-таежном поясе листья и стебли трав в больших количествах накапливают Cu (до 13 КК), Pb (до 25 КК) и почти не фиксируют анионогенные микроэлементы. В горно-лугово-лесном поясе биогеохимическая активность трав на рудопроявлениях повышается в отношении анионогенных микроэлементов (Mo до 27 КК; Cu до 0,6 КК). Корневая система лесных видов трав горно-таежного пояса накапливает значительно большие количества микроэлементов по сравнению с их надземными частями как на фоновых, так и на ореольных участках.

Биогеохимическая активность мхов как на фоновых так и на ореольных участках чрезвычайно велика (см. рис. 54). Катионогенные микроэлементы вне рудопроявления накапливаются зелеными мхами в больших количествах (Pb до 31 КК; Ag до 71; Zn и Cu около 1), из анионогенных микроэлементов фиксируются Cr и V (см. рис. 54, вкл.).

Как на полиметаллическом рудопоявлении, так и на фоновых участках наибольшая концентрация Pb, Cu, Ni обнаружена у мхов, растущих на деревьях, наименьшая – на коренных породах. На содержание анионогенных микроэлементов место произрастания значительного влияния не оказывает.

Геохимические особенности переходной группы растений. В горном и предгорном лесо-лугово-степном, горном и предгорном степном, равнинном и предгорном сухостепном, равнинном и предгорном пустынно-степном высотных поясах изучались кустарники *Spiraea hypericifolia*, *Rosa spinosissima*, *Caragana frutex*, *Lonicera tatarica*.

В таволге зверобоелистной вне рудопоявлений среднее содержание Pb составляет 2–3 КК, Cu – 0,4, что значительно ниже, чем у более мезофильной таволги средней (см. рис. 54). При этом намечается тенденция к уменьшению содержания катионогенных микроэлементов при переходе от степного пояса к сухостепному. Содержание анионогенных микроэлементов в таволге зверобоелистной в различных высотных поясах вне рудопоявлений примерно одинаково и значительно выше, чем у лесного вида таволги (*Spiraea media*).

На рудопоявлениях различного типа содержание анионогенных и катионогенных микроэлементов в таволге зверобоелистной колеблется в значительных пределах. Так, на полиметаллических месторождениях в степном поясе она концентрирует Pb, Cu, Zn, Ag, Mo; на месторождениях золота в сухостепном поясе – Mo, Ag, Cu, Pb; на рудопоявлениях ртути – Mo, Ni, Cr; на медно-золотом месторождении в пустынно-степном поясе – Cu, Mo, Ag, Pb.

Среднее содержание катионогенных микроэлементов в таволге средней и зверобоелистной наиболее высоко в лесо-лугово-степном поясе. Это можно объяснить, вероятно, как переходными геохимическими условиями (от лесных к степным), так и геоботаническими – границей ареалов – здесь стык двух замещающих друг друга видов. Наибольшее содержание анионогенных микроэлементов в таволге зверобоелистной отмечено в сухостепном и пустынно-степном поясах.

Таволга зверобоелистная, произрастая в степных ландшафтах, накапливает катионогенные микроэлементы, как и лесной вид таволги (*Spiraea media*), но в то же время она концентрирует и анионогенные микроэлементы.

У степной акации биогеохимическая активность в отношении катионогенных микроэлементов выше в лесо-лугово-степном поясе (см. рис. 54, вкл.), а в отношении анионогенных больше в сухостепном (Mo) и пустынно-степном (Mo, Cr).

Геохимические спектры жимолости татарской приведены на рис. 54, вкл. На фоновых участках наибольшее количество Pb, Cu отмечается в жимолости из лесо-лугово-степного пояса, а Mo — из сухостепного. На полиметаллических рудопроявлениях лесо-лугово-степного пояса жимолостью накапливается значительное количество катионогенных и анионогенных микроэлементов. На медных и золотых рудопроявлениях уровень концентрации катионогенных и анионогенных микроэлементов у жимолости татарской ниже, чем на полиметаллических.

Таким образом, биогеохимическая активность жимолости татарской уменьшается от лесо-лугово-степного к пустынно-степному поясу в отношении катионогенных микроэлементов и увеличивается в отношении анионогенных. Сравнивая биогеохимическую активность двух видов, можно заключить, что у жимолости татарской она выше, чем у жимолости алтайской. Сравнительно же с другими видами кустарников (таволга; акация) уровень содержания микроэлементов у жимолости ниже, что, вероятно, связано с ее экологией.

Из полукустарников исследовалась *Artemisia frigida*. Этот вид сформировался в аридных условиях и сейчас произрастает в аридных ландшафтах. И.М. Крашенинников относит полынь холодную к нагорным ксерофитам. В степях Казахстана изучаемый вид образует наиболее ксерофильную расу.

Содержание катионогенных микроэлементов в полыни холодной из различных высотных поясов не одинаково (см. рис. 54, вкл.). Так, Pb, и Cu больше накапливаются в лесо-лугово-степном и пустынно-степном поясах, в то время как в типичных степных поясах катионогенные микроэлементы накапливаются меньше. Наибольшее содержание анионогенных микроэлементов в полыни наблюдается в сухостепном и пустынно-степном поясах, а наименьшее — в лесо-лугово-степном.

На различных рудопроявлениях в распределении катионогенных и анионогенных микроэлементов в полыни выявляется та же тенденция, что и вне рудопроявлений.

Из злаков изучали *Stipa capillata*, *Triticum durum*, *Avena sativa*, *Agropyrum repens*, *Poa stepposa*, *Dactylis glomerata*, *Agrostis* sp.

Биогеохимическая активность в отношении катионогенных микроэлементов выше у ежи сборной и полевицы, а в отношении анионогенных — у мятлика степного и ковыля тырсы. Существенную роль для концентрации катионогенных и анионогенных микроэлементов в злаках играет мезофильность и ксерофильность видов: первые больше накапливают катионогенные, вторые — анионогенные микроэлементы.

Из бобовых видов изучались *Medicago falcata*, *Trifolium pratense*, *Gly-*

cyrrhiza uralensis, *Onobrychis sativa*. Наибольшая биогеохимическая активность у эспарцета посевного, наименьшая — у клевера лугового.

Из разнотравья изучались *Artemisia sieversiana*, *Sonchus arvensis*, *Potentilla bifurca*, *Atriplex* sp. Сорняки культурных полей накапливают Pb, Ag и содержат относительно мало Mo. Мезофильные виды сорняков, по сравнению с более ксерофильными концентрируют катионогенные микроэлементы.

Одни и те же виды злаков, бобовых, разнотравья в лесном и лесо-лугово-степном высотных поясах больше накапливают катионогенные микроэлементы, чем в сухостепных ландшафтах, где концентрируются, главным образом, анионогенные микроэлементы.

Геохимические особенности ариданитной группы растений. Из ариданитных видов растений изучали *Atriplex cana*, *Kochia prostrata* из семейства *Chenopodiaceae*. Семейство маревых формировалось в аридных условиях и связи с растительностью лесных формаций не имеет (Криштофович, 1957).

В кокпекке катионогенные микроэлементы на фоновых участках накапливаются слабо, а анионогенные — более интенсивно. На медно-золотом рудопроявлении кокпекком накапливаются Ag, Pb, Cu, Zn, Co, Ni; а из анионогенных элементов — Mo, As, Cr, V. При этом КК Mo, As в условиях пустынно-степного пояса выше, чем Pb, Cu, Zn (см. рис. 54, вкл.).

В прутняке катионогенные микроэлементы как на рудопроявлении, так и вне его содержатся в меньших количествах, чем анионогенные (см. рис. 54, вкл.).

Распределение бора в растениях. В качестве примера детально изучено распределение характерного анионогенного микроэлемента — бора. В степных ландшафтах растения накапливают 0,1–13 КК бора (в золе). Самые малые его количества (0,1–1 КК) обнаружены у злаков (*Stipa capillata*, *Festuca ovina*), а также у представителей гумидокатных растений: *Viburnum opulus*, *Betula verrucosa*, *Spiraea media* и др. Максимальное содержание бора характерно для ксерофильных видов: *Oposma simplicissimum*, *Berteroa incana* и другие, которые связаны с наиболее сухими местообитаниями.

Растения лугово-лесного пояса (*Populus tremula*, *Larix sibirica*, *Caragana arborescens*) накапливают 1–4 КК бора. Таким образом, в растениях степных ландшафтов бор содержится в больших количествах, чем в лесных.

Выводы. Виды, сформировавшиеся в гумидных условиях, т.е. гумидокатные растения — пихта сибирская, береза бородавчатая, осина, таволга средняя, папоротники, зеленые мхи и др., на фоновых участках обладают повышенной концентрацией катионогенных микроэлементов (Pb, Cu, Zn, Ag) и слабо поглощают анионогенные микроэлементы. Эта их особенность согласуется с геохимией микроэлементов в гумидных ландшафтах.

Виды, сформировавшиеся в аридных условиях, т.е. ариданитные растения — кокпек, полыни и другие, концентрируют на фоновых участках в значительных количествах анионогенные микроэлементы (Mo, V, Cr и др.), которые интенсивно мигрируют в аридных ландшафтах.

Содержание микроэлементов у одного и того же вида с фоновых участков меняется в зависимости от высотного пояса.

Наибольшее содержание катионогенных микроэлементов у одного и того же гумидокатного вида отмечается в горном лугово-лесном и горном и предгорном лесо-лугово-степном поясах, т.е. в этих ландшафтах биохимическая активность (БХА) видов наибольшая.

У ариданитных видов наибольшая БХА катионогенных микроэлементов наблюдается в лесо-лугово-степном поясе и частично в пустынно-степном поясе, где отдельные катионогенные микроэлементы (Cu, Zn, Ag и др.) в щелочной среде по сравнению с нейтральной становятся более подвижными.

Содержание анионогенных микроэлементов у гумидокатных видов вне рудопоявлений в горно-таежном и горном лугово-лесном поясах сравнительно мало, оно несколько повышается в горном и предгорном лесо-лугово-степном поясе.

В ариданитных растениях анионогенные микроэлементы содержатся в больших количествах во всех степных поясах.

На рудопоявлениях выявляется примерно такая же тенденция в распределении микроэлементов в растениях, как и на безрудных участках, но здесь аккумуляция зависит также от типа рудопоявления, антагонизма микроэлементов, от их форм и других факторов.

Так, например, на хромитовом рудопоявлении в пустынно-степном поясе полынь холодная и ковыль волосатик значительно концентрируют Cr, Ni, Mo. Таволга зверобоелистная эти элементы накапливает в меньших количествах, при этом она, как и в лесных поясах, концентрирует Pb, Cu, Zn.

На рутном рудопоявлении в пустынно-степном поясе полынь холодная и ковыль волосатик значительно накапливают Cr, V, Mo. Таволга зверобоелистная же накапливает эти элементы в меньшей степени.

На полиметаллическом рудопоявлении в степном поясе таволга зверобоелистная концентрирует Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, в полыни холодной уровень накопления этих элементов значительно ниже.

На золотом рудопоявлении в сухостепном поясе таволга зверобоелистная, кроме Mo, накапливает Cu, Zn, Pb, Cr, а полынь холодная V, Mo, Cr, т.е. анионогенные микроэлементы. Здесь внос проявляются те же признаки — таволга зверобоелистная "небезразлична" к катионогенным микроэлементам даже в условиях, где их мало, а жимолость татарская и лебеда на золотом рудопоявлении накапливают только Mo.

Наибольшей БХА из изученных гумидокатных видов растений обладает архегониальная группа растений — зеленые мхи, а из ариданитных и переходных видов — полынь холодная, карагана степная и др.: наименьшей БХА из гумидокатных видов обладают жимолость алтайская, бузина сибирская, калина обыкновенная и некоторые представители разнотравья.

Произрастая в одном и том же высотном поясе, близкие в систематическом отношении виды характеризуются близким содержанием микроэлементов. Так, бузина сибирская, жимолость алтайская, калина обыкновенная из семейств Caprifoliaceae (жимолостные) характеризуются низким содержанием микроэлементов, тогда как таволга средняя и роза иглистая

из семейства Rosaceae (розоцветные) характеризуются высокими кларками концентраций микроэлементов.

На содержание микроэлементов в различных видах растений кроме систематического родства, большое (иногда решающее) влияние оказывает сходство исторических экологических условий местообитания. Так, таволга средняя, карагана желтая, береза бородавчатая являются представителями различных семейств. В условиях Рудного Алтая они приурочены зачастую к измененным и обогащенным микроэлементами коренным породам, накапливают микроэлементы в больших количествах. Кроме того, история формирования и возникновения караганы и березы близка. Осина и жимолость алтайская (также из различных семейств) тяготеют к породам, небогащенным микроэлементами, и уровень концентрации микроэлементов у них гораздо ниже, чем у таволги средней, караганы желтой и березы бородавчатой.

Наибольшая БХА вида проявляется на месторождениях и, по-видимому, на границе ареалов изучаемого вида, что показано на примерах взаимозамещающих видов одного и того же рода.

**ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ
ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ**

ГЛАВА 7

**ПРИНЦИП ИСТОРИЗМА В ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТА,
ИСТОРИКО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ЛАНДШАФТНЫЕ КАРТЫ**

В геохимии исторический подход к природным процессам традиционен. Ему много внимания уделяли основоположники этой науки В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман. К числу фундаментальных построений в данной области относятся понятия о геохимических эпохах, необратимой эволюции условий миграции на Земле, периодичности миграции и многие другие. В 1961 г. А.А. Сауков выделил "историческую геохимию" в самостоятельный раздел геохимии.

Фундаментальные положения в области исторической геохимии ландшафта принадлежат Б.Б. Полюнову. В ландшафтах ученый различал реликтовые признаки — оставшиеся от предшествующей эпохи, консервативные — отвечающие современным физико-географическим условиям, и прогрессивные — первые признаки будущего состояния ландшафта. В работах учеников и последователей Б.Б. Полюнова историко-геохимический подход получил дальнейшее развитие. В.А. Ковдой историко-эволюционный принцип был положен в основу классификации почв, где наряду с современными стадиями развития почв выделяются почвы с реликтовыми признаками былой гидроморфной или автоморфной стадии развития. По Ковде, многие почвы Русской равнины и Западно-Сибирской низменности пережили гидроморфную стадию развития [141]. М.А. Глазовская рассмотрела историю геохимического развития Тянь-Шаня, Казахстана и Австралии, дала общую схему типов почвенно-генетических регионов земного шара [74, 77]. А.И. Перельманом рассмотрены историко-геохимические особенности ландшафтов Средней Азии, дана краткая характеристика основных этапов и закономерностей развития геохимических ландшафтов во времени, составлена историко-геохимическая карта СССР [195, 211, 212]. Гипергенные процессы четвертичного периода детально изучены В.В. Добровольским [97].

Ассоциации химических элементов, сформировавшиеся в предшествующие геологические эпохи, называются геохимическими реликтами. Они встречаются в почвах, коре выветривания, континентальных отложениях, растениях и животных. Примерами геохимических реликтов служат аккумуляции углерода, азота, водорода (ископаемые гумусовые горизонты), серы, кальция, натрия, хлора, магния, стронция (реликтовые гипсовые, кальцитовые и другие солевые горизонты в почвах степей и пустынь), железа, марганца, бария и кобальта (железисто-марганцевые аккумуляции в древних корах выветривания) и т.д.

Многие рудные месторождения сформировались в докембрии и палео-

зое. В мезокайнозой они были вскрыты эрозией и пережили сложную и длительную историю развития: подвергались окислению и сильному выщелачиванию в эпохи формирования кислой коры выветривания, частично эродировались в последующие эпохи, засолялись в аридные эпохи, перекрывались континентальными отложениями и вновь вскрывались эрозией. Все это определило сложную историю развития и вторичных ореолов рассеяния. Некоторые из них, хотя и производят впечатление остаточных ореолов, в действительности представляют собой сильно деформированные образования. Оценка таких ореолов затруднена и должна быть основана на историко-геохимическом анализе.

В последующих главах рассматриваются вопросы составления историко-геохимических и палеогеохимических ландшафтных карт, по материалам исследований авторов приводится геохимическая история ландшафтов и этапы развития вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений отдельных регионов в мезозое и кайнозое.

Былые геохимические особенности современных ландшафтов изображаются на особых историко-геохимических ландшафтных картах. Подобные карты ставят своей целью показать распространение в ландшафтах геохимических реликтов. Для территории СССР такая карта была составлена в масштабе 1 : 5000 000.

Различная геохимическая история характерна и для ландшафтов отдельных рудных полей. Поэтому историко-геохимические ландшафтные карты рационально составлять и в крупных масштабах, вплоть до 1 : 5000. Подобная карта была составлена для участка Аксай в Южных Мугоджарах. С историко-геохимических позиций ландшафты участка можно разделить на две группы: молодые, находящиеся в соответствии с современными физико-географическими условиями, без геохимических реликтов (мелкосопочник, долина временного водотока, выполненная аллювиально-пролювиальными отложениями), и ландшафты с геохимическими реликтами (пенеплен с корой выветривания и неогеновыми отложениями).

В основу геохимической характеристики древней коры выветривания и неогеновых отложений в данном случае положены характер засоления и карбонатизации. Они изображаются на карте штриховкой. Информация о микроэлементах (их накопление, вынос и т.д.) изображается в виде геохимических формул в виде дроби, которые характеризуют выделенные на карте контуры. В числителе — элементы, накапливающиеся в данной системе, в знаменателе — выщелачивающиеся из данной системы при засолении, место целого числа за дробью в формуле занимают элементы, ведущие себя одинаково в различных геохимических системах.

Геохимическая формула для выщелоченной незасоленной коры выветривания имеет несколько иной вид. В числителе дроби даются элементы, не выщелачивающиеся при формировании древней коры выветривания, в знаменателе — выщелачивающиеся. Для подобной характеристики коры нами использовались коэффициенты концентрации элементов в глинистых горизонтах коры относительно обломочных.

Подобные геохимические формулы применимы для интерпретации выявленных при геохимических поисках аномалий. Так, в юго-восточной части участка Аксай выявлены аномалии цинка, марганца и меди. Приурочены они к неогеновым отложениям, для которых характерно

окарбоначивание, огипсование и засоление легкорастворимыми солями. Как показали исследования, процессы засоления неогеновых глин не вызывают концентрации в них перечисленных элементов. Исходя из этого, можно предположить рудную природу этих аномалий, несмотря на их малую контрастность.

К засоленной древней коре выветривания, распространенной на большей части площади участка, приурочены аномалии меди, никеля, цинка и кобальта. На поведение этих элементов процессы засоления также не влияют. Исключение составляет цинк. Возможно, что и эти аномалии имеют рудную природу. Аномалия цинка может быть и ландшафтной. Аномалии цинка и кобальта в незасоленной выщелоченной коре могут быть ослаблены за счет выноса этих элементов при формировании древней коры выветривания.

В отличие от историко-геохимических на палеогеохимических ландшафтных картах изображается размещение геохимических ландшафтов в прошлые геологические эпохи [211, 213].

В геологии давно уже составляются палеогеографические карты, на которых весьма подробно расчленяются фации морских осадков, в то время как прилегающие части материков характеризуются краткими терминами — область сноса, суша, и т.д. Иногда также отмечается рельеф этой суши (равнины, горы и т.д.), геологическое строение, растительность, ландшафты. Для решения многих теоретических и практических вопросов важно знать также геохимические особенности былых ландшафтов. Данную задачу и призваны решать палеогеохимические ландшафтные карты. Таким образом, они служат необходимым дополнением к палеогеографическим картам. Прикладное значение этих карт в первую очередь связано с геохимическими поисками полезных ископаемых и прогнозированием месторождений.

Методика составления палеогеохимических ландшафтных карт основана на геохимии ландшафта, современных представлениях об эволюции геохимических условий на протяжении геологической истории, на общих принципах геохимического картирования.

Источники фактического материала, необходимые для составления палеогеохимических ландшафтных карт, условно можно расчленить на прямые и косвенные. К первым относятся результаты геохимических исследований континентальных отложений, ископаемых почв, остатков флоры и фауны. Важно также геохимическое изучение реликтов в современной флоре и фауне, древней коры выветривания, современных ландшафтов с длительной историей. К сожалению часто подобные данные отсутствуют или же носят фрагментарный характер. В этих случаях большое значение приобретают косвенные источники и в первую очередь различные палеогеографические карты. Зная зависимости между климатом, рельефом, геологическим строением и геохимическими особенностями ландшафтов, можно на основе палеогеографических данных установить тип, класс, род вид геохимического ландшафта.

Особенно большую ценность в этом отношении представляет "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР" [12], в составлении которого принял участие большой коллектив наиболее авторитетных специалистов под общей редакцией А.П. Виноградова.

Методика составления палеогеохимических ландшафтных карт состоит в выделении на характеризуемой территории для конкретного отрезка времени типов, классов и других единиц ландшафтов. Учитывая неравноценность фактических данных для различных территорий, как и при составлении других типов карт, возможно объединение в один контур нескольких типов, классов и т.д. Следует также учитывать, что палеогеохимические карты составляются для значительных отрезков времени, например для нескольких миллионов лет. За это время и климат и тектоника менялись в связи с чем условия, изображенные для одной части территории могут не точно соответствовать во времени ландшафтам, показанным для другой ее части.

В качестве образца палеогеохимической ландшафтной карты рассмотрим подобную карту для всей территории СССР и эпохи миоцена.

В начале миоцена на большей части территории СССР господствовал гумидный климат и росли леса. На это указывают споровопыльцевые данные, литология континентальных отложений. На юге европейской части СССР, а также на Дальнем Востоке в Приморье господствовали влажные субтропики, севернее — широколиственно-хвойные леса с магнолией, секвойей, лавром, таксодиумом и другими элементами субтропической флоры. Аналогичные леса были характерны и для Восточной Сибири. Только на севере в районе побережья современных морей здесь климат был менее теплым и для растительного покрова были характерны березово-хвойные леса, которые однако содержали и субтропические элементы (кипарисовые, таксодиевые и др.).

В начале миоцена были и аридные ландшафты степей, лесостепей, саванн, пустынных саванн. В Средней Азии и Южном Казахстане преобладали красноцветные ландшафты, а в Центральном и Северном Казахстане и на юге Западной Сибири в степях и саваннах красноцветные осадки не отлагались. В многочисленных озерах на этой территории формировались сероцветные загипсованные отложения аральской свиты.

Для наиболее высоких гор Средней Азии были характерны лесные семигумидные ландшафты.

Основные типы ландшафтов начала миоцена показаны на рис. 55. Хорошо видно, что главной закономерностью их размещения, как и в современную эпоху, была зональность. Однако зоны резко отличались от современных, так как в миоцене не было зоны тундры, тайги, типичных пустынь.

Имеющиеся материалы недостаточны для выделения семейств (вернее для показа их распространения, установления границ), в связи с чем на карте в пределах типов выделяются классы. Они устанавливаются по палеоклиматическим, палеоботаническим, палеогеологическим и палеогеоморфологическим данным, значительная часть которых приведена на картах Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [12].

По аналогии с современными условиями на гумидных тропических и субтропических равнинах показаны ландшафты кислого (H^+) и кислого глеевого классов ($H^+ - Fe^{2+}$). В низких горах и на холмистых возвышенностях этой же зоны преобладали ландшафты кислого класса (H^+), так как там лесных болот с глеевой миграцией было много меньше. В районах развития карбонатных пород возрастала роль кальция в ландшафте, в

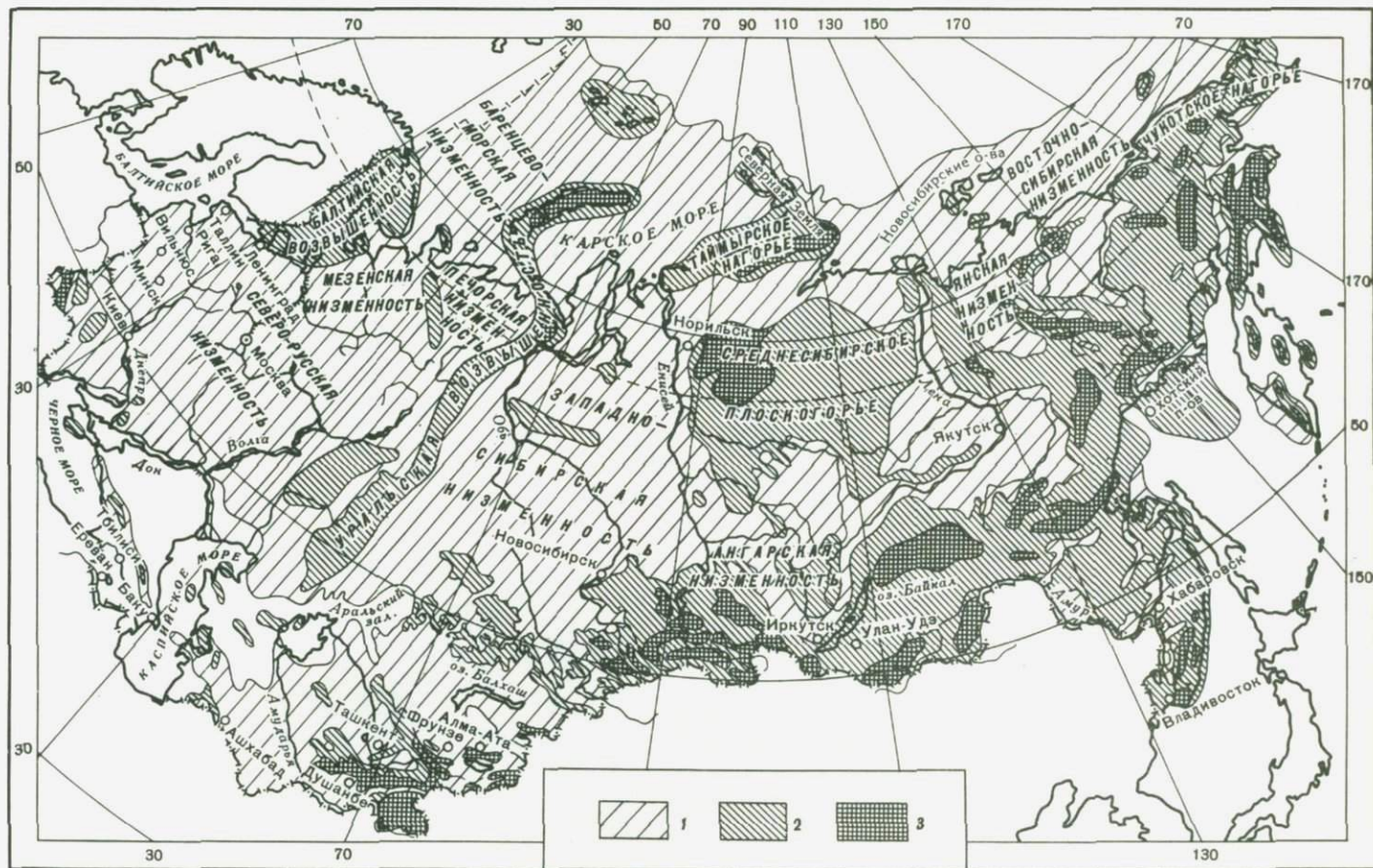


Рис. 57. Роды геохимических ландшафтов начала миоцена на территории СССР

1 - I, 2 - II, 3 - III

Таблица 16

Группы, типы семейства, классы и роды геохимических ландшафтов начала миоцена

1. Лесные ландшафты (гумидные и семигумидные):
 - 1) гумидные субтропики; 2) гумидные умеренные ландшафты с субтропическими элементами во флоре; 3) семигумидные ландшафты с субтропическими элементами во флоре; 4) семигумидные и семиаридные субтропики.
2. Лесостепи, саванны, степи (семиаридные и аридные ландшафты):
 - 5) лесостепи, саванны, степи с преобладанием восстановительной среды в субквальных осадках; 6) сухие саванны с преобладанием окислительной среды в субквальных осадках.

Классы

1. Сернокислые или солянокислые.
2. Кислые.
3. Кислые глеевые.
4. Кислые и кислые глеевые.
5. Кислые переходные к кальциевым в комплексе с кальциевыми.
6. Кальциевые.
7. Кальциево-натриевые, хлоридно-сульфатные, соленосно-сульфидные, содовые.

Роды

1. Медленный водообмен, химическая денудация часто преобладает над механической, граница между автономными и подчиненными ландшафтами постепенная, различие местами незначительное (плоско-равнинный рельеф).
2. Средний водообмен, соотношение между механической и химической денудацией различное, резкая граница между автономными и подчиненными ландшафтами (холмистый рельеф, расчлененные возвышенности).
3. Энергичный водообмен, механическая денудация местами преобладает над химической, резкая граница и значительные различия между автономными и подчиненными ландшафтами (горный сильно расчлененный рельеф).

связи с чем холмистые и низкогорные лесные субтропики в этих местах отнесены к переходному классу — от кислого к кальциевому (H^+Ca^{2+}).

В саваннах Казахстана и Средней Азии ландшафты относились к кальциевому (Ca^{2+}), кальциево-натриевому ($Ca^{2+}Na^+$), содовому (Na^+ , OH^-), хлоридно-сульфатному (Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-}) и другим классам (рис. 56).

Роды также выделялись по данным Атласа литолого-палеогеографических карт (рис. 57). Наиболее точно виды ландшафтов выделяются по данным геологических карт, еще лучше с помощью палеогеологических карт.

Сказанным определяется методика составления палеогеохимической ландшафтной карты, условные обозначения к которой приведены в табл. 16 (рис. 58).

К зарамочному оформлению карты относятся таблицы с типами геохимических аномалий, образующихся на барьерах в ландшафтах разного типа и класса. Эти таблицы представляют собой уменьшенную и упрощенную табл. 2 (без символов химических элементов) с указанием видов аномалий, характерных для данного типа или класса ландшафта (табл. 17).

Так, например, на участках рудных месторождений в лесных гумидных ландшафтах миоцена энергично протекало окисление сульфидных руд, кислое выщелачивание, ослабление остаточных ореолов. В депрес-

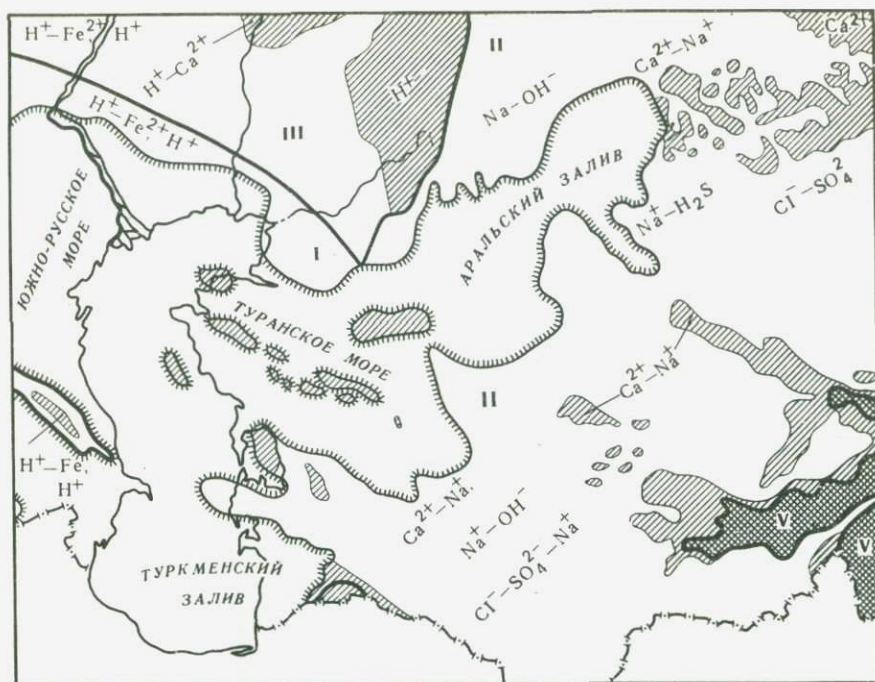


Рис. 58. Фрагмент палеогеохимической ландшафтной карты для начала миоцена

1 — граница и номер типа: I — гумидные субтропики, II — лесостепи, саванны, степи, III — гумидные умеренные ландшафты с субтропическими элементами во флоре, IV — семигумидные умеренные ландшафты с субтропическими элементами во флоре; 2 — граница и индекс класса: $H^+ - Ca^{2+}$ — кислый, переходный к кальциевому, H^+ — кислый, Ca^{2+} — кальциевый, H^+ , $H^+ - Fe^{2+}$ — кислый и кислый глеевый, $Cl^- - SO_4^{2-}$ — хлоридно-сульфатный, $Na^+ - OH^-$ — содовый, $Ca^{2+} - Na^+$ — кальциево-натриевый; 3–5 — род ландшафта: 3 — I, 4 — II, 5 — III; 6 — границы палеоморей

сиях рельефа формировались оторванные рудные аномалии типа А6, В1 и другие.

В миоценовых саваннах всех классов широко были распространены испарительные геохимические барьеры. В зависимости от состава вод, поступающих к барьеру на нем формировались аномалии вида F1, F3–F5, F7–F9 и F11–F12.

Особенности испарительных аномалий миоцена необходимо учитывать при геохимических поисках рудных месторождений в Средней Азии и Казахстане. Некоторые аномалии являются безрудными (особенно Mo и Sr) и их необходимо "отбраковывать", а часть связана с рудными месторождениями (F1 и др.) и их правильная оценка основана на учете особенностей геохимии галогенеза.

Основные принципы оформления палеогеохимической ландшафтной карты определяются таксономией. Наиболее информативен при составлении карт цвет, который используется для изображения типов ландшафтов. Классы показываются индексами ($H^+ - Fe^{2+}$ и т.д.) на карте, а роды —

Таблица 17

Виды геохимических аномалий в ландшафтах начала миоцена

Тип или класс ландшафта	Вид аномалий
Кислые (H ⁺) лесные ландшафты	A1 A2 A3 A4 A5 A6 A7 A8 A9 A10 A11 A12 B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 - - - - C1 <u>C2</u> <u>C3</u> C4 C5 <u>C6</u> <u>C7</u> C8 C9 C10 C11 C12 D1 <u>D2</u> D3 - D5 <u>D6</u> D7 - D9 D10 D11 - - <u>F2</u> <u>E3</u> E4 - <u>E6</u> <u>E7</u> E8 - E10 E11 E12 F1 F2 <u>F3</u> F4 F5 F6 F7 F8 F9 F10 F11 F12 G1 <u>G2</u> <u>G3</u> G4 G5 <u>G6</u> <u>G7</u> G8 G9 G10 G11 G12 H1 H2 H3 H4 H5 H6 H7 H8 H9 H10 H11 H12
Кислые глеевые (H ⁺ -Fe ²⁺) лесные ландшафты	A1 A2 A3 A4 A5 <u>A6</u> A7 A8 A9 A10 A11 A12 B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 - - - - C1 <u>C2</u> C3 C4 C5 <u>C6</u> <u>C7</u> C8 C9 C10 C11 C12 D1 <u>D2</u> D3 - D5 <u>D6</u> D7 - D9 D10 D11 - - <u>E2</u> E3 E4 - <u>E6</u> E7 E8 - E10 E11 E12 F1 F2 F3 F4 F5 F6 F7 F8 F9 F10 F11 F12 G1 <u>G2</u> G3 G4 G5 <u>G6</u> G7 G8 G9 G10 G11 G12 H1 <u>H2</u> H3 H4 H5 <u>H6</u> H7 H8 H9 H10 H11 H12
Лесные ландшафты переходного (H ⁺ -Ca ²⁺) класса	A1 A2 A3 A4 A5 A6 <u>A7</u> A8 A9 A10 A11 A12 B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 - - - - C1 C2 <u>C3</u> C4 C5 C6 <u>C7</u> C8 C9 C10 C11 C12 D1 D2 <u>D3</u> - D5 D6 <u>D7</u> - D9 D10 D11 - - E2 <u>E3</u> E4 - E6 <u>E7</u> E8 - E10 E11 E12 F1 F2 F3 F4 F5 F6 F7 F8 F9 F10 F11 F12 G1 G2 G3 G4 G5 G6 <u>G7</u> G8 G9 G10 G11 G12 H1 H2 H3 H4 H5 H6 <u>H7</u> H8 H9 H10 H11 H12
Лесные ландшафты сернокислого (H ⁺ -SO ₄ ²⁻) класса	<u>A1</u> <u>A2</u> A3 A4 A5 <u>A6</u> A7 A8 <u>A9</u> <u>A10</u> A11 A12 <u>B1</u> <u>B2</u> <u>B3</u> B4 B5 B6 B7 B8 - - - - <u>C1</u> <u>C2</u> <u>C3</u> C4 C5 <u>C6</u> <u>C7</u> C8 C9 C10 C11 C12 <u>D1</u> <u>D2</u> D3 - <u>D5</u> <u>D6</u> D7 - D9 D10 D11 - - <u>E2</u> <u>E3</u> E4 - <u>E6</u> <u>E7</u> E8 - E10 E11 E12 F1 F2 F3 F4 F5 F6 F7 F8 F9 F10 F11 F12 G1 <u>G2</u> <u>G3</u> G4 G5 <u>G6</u> <u>G7</u> G8 G9 <u>G10</u> G11 G12 H1 H2 H3 H4 H5 H6 H7 H8 H9 H10 H11 H12
Саванны с преобладанием окислительной среды в осадках (красноцветные ландшафты Ca ²⁺ -Na ⁺ , Na ⁺ -OH ⁻ Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻ и других классов)	A1 A2 A3 A4 A5 A6 <u>A7</u> <u>A8</u> A9 A10 A11 A12 B1 B2 <u>B3</u> <u>B4</u> B5 B6 B7 B8 - - - - C1 C2 <u>C3</u> <u>C4</u> C5 C6 C7 C8 C9 C10 C11 C12 D1 D2 D3 - D5 D6 D7 - D9 D10 D11 D12 - E2 <u>E3</u> <u>E4</u> - E6 <u>E7</u> <u>E8</u> - E10 E11 E12 F1 F2 <u>F3</u> <u>F4</u> F5 F6 <u>F7</u> <u>F8</u> F9 F10 F11 F12 G1 G2 <u>G3</u> <u>G4</u> G5 G6 <u>G7</u> - - - - G11 G12 H1 H2 <u>H3</u> <u>H4</u> H5 H6 <u>H7</u> <u>H8</u> H9 H10 H11 H12
Саванны с преобладанием восстановительной среды в озерах (Ca ²⁺ -Na ⁺ , Na ⁺ -H ₂ S, Na ⁺ -OH ⁻ , Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻ и других классов)	A1 A2 A3 A4 A5 A6 A7 A8 A9 A10 <u>A11</u> <u>A12</u> B1 B2 <u>B3</u> B4 B5 B6 B7 B8 - - - - C1 C2 C3 C4 C5 C6 C7 C8 C9 C10 C11 C12 D1 D2 D3 - D5 D6 D7 - D9 D10 <u>D11</u> - - E2 <u>E3</u> E4 - E6 E7 E8 - E10 E11 E12 F1 F2 F3 F4 F5 F6 F7 F8 F9 F10 <u>F11</u> <u>F12</u> G1 G2 <u>G3</u> G4 G5 G6 G7 G8 G9 G10 <u>G11</u> <u>G12</u> H1 H2 <u>H3</u> H4 H5 H6 H7 H8 H9 H10 <u>H11</u> <u>H12</u>

интенсивностью закраски (I род — слабый цвет, III — наиболее интенсивный). Виды также показываются с помощью индексов (γ — ландшафты на гранитоидах и т.д.).

Палеогеохимические ландшафтные карты могут составляться и в крупных масштабах. Такие карты будут особенно полезны для оценки аномалий при геохимических поисках рудных месторождений.

ГЛАВА 8

ГЕОХИМИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Общие черты геохимии красноцветных ландшафтов

Красноцветными ландшафтами Л.Б. Рухин предложил именовать ландшафты, в которых накапливаются красноцветные отложения. Подобные ландшафты были широко распространены на Земле от среднего протерозоя до плиоцена. В настоящее время на Земле нет красноцветных ландшафтов, т.е. это вымершие ландшафты.

К породам красноцветной формации приурочены месторождения меди, свинца, цинка, рения, урана, ванадия, волконскоита, родусита, нефти, газа, солей и других полезных ископаемых. В связи с этим геохимическое изучение красноцветной формации и красноцветных ландшафтов представляет значительный практический интерес.

Литология, минералогия, геохимия красноцветных отложений и палеогеографические особенности их седиментации освещены в трудах В.И. Попова, В.Н. Разумовой, Н.Н. Верзилина, В.М. Синицина, А.И. Анатольевой и других.

Согласно современным представлениям, седиментация красноцветных отложений возможна как в условиях аридного, так и гумидного климата. В аридной зоне красноцветы выделяются повышенной карбонатностью, медистыми песчаниками, незначительным содержанием органического вещества, парагенезом во времени и пространстве с гипсоносными и соленосными формациями. В некоторых случаях их формирование происходило в пустынных ландшафтах. Однако в большинстве случаев красноцветные отложения не содержат значительных концентраций гипса и солей, среди них встречаются осадки пресных и солоноватых озер, а также аллювиальные отложения. Все это позволяет считать, что образование красноцветов было связано в основном не с пустынными ландшафтами, а со значительно менее аридными условиями — ландшафтами типа современных степей или, вернее, саванн сухих тропиков и субтропиков. Геохимические данные подтверждают это положение.

В гумидной зоне красноцветы практически бескарбонатны и сопровождаются железорудными, бокситоносными и угленосными формациями. Гумидные условия седиментации были особенно характерны для докембрийских красноцветов. В фанерозое широко распространены красноцветные отложения, формировавшиеся в засушливом климате. Весь последующий материал характеризует именно эту группу красноцветных отложений, главным образом последовонского возраста.

Характерная особенность красноцветов состоит в полимиктовости их

кlastической части. Песчаники нередко приобретают аркозовый характер. Эта их особенность отмечается почти всеми исследователями Казахстана, Средней Азии, Приуралья и Донбасса.

В красноцветях широко распространены доломитизированные породы, главным образом доломитистые алевролиты и глины, залегающие в виде пластов и линз. Так, нами были изучены розовые доломитистые глины неогеновой красноцветной формации юго-восточных Каракумов. Красноцветная толща аллювиального, возможно дельтового, происхождения имеет в основном песчаный состав [212]. В прозрачных шлифах в глинах, основной тонкодисперсной бурой массы, наблюдается большое количество зерен доломита размером 0,01–0,005 мм. Зерна нередко имеют форму ромбоздров, зонарную структуру и содержат в центре черные непрозрачные частицы. Все эти признаки, как известно, характерны для доломита. Идиоморфная форма кристаллов доломита указывает на то, что он образовался при осаждении глин, а не был привнесен водными потоками вместе с глинистыми частицами и обломочными минералами, встречающимися в глине (кварц, мусковит, полевые шпаты). Наличие в глине доломита подтверждают и данные химических анализов. Доломитизированность олигоцен-миоценовых кирпично-красных глин Кызылкумов (Тузбулакская котловина) была установлена С.А. Кушнарем [155]. Согласно его данным, глины содержат 24% доломита. Их отложение, вероятно, происходило в осолоняющихся озерах сухих субтропиков.

По Е.Н. Борисенко [31], доломитизация характерна для верхнепермских красноцветов Татарии и Башкирии. То или иное содержание карбонатного MgO отмечается анализами почти во всех алевролитах и глинах красноцветной формации. В большинстве случаев эти доломитизированные породы представлены преимущественно озерными отложениями, доломит в них является аутигенным минералом.

Д.Г. Сапожников [262] и Н.М. Страхов [289] подробно рассмотрели глины современных водоемов, в которых происходит аутигенное доломитообразование. Один из них – восточный плес оз. Балхаш, в илах которого обнаружен аутигенный доломит. Максимальное накопление доломита характерно для белых глинистых илов, содержащих около 65% карбонатов. Содержание доломита в них достигает 67% массы карбонатов, а рН озерных вод в местах садки доломита – 9,2 [262]. Современный Балхаш может служить прототипом тех озерных водоемов, в которых шло доломитообразование в эпохи накопления красноцветных пород.

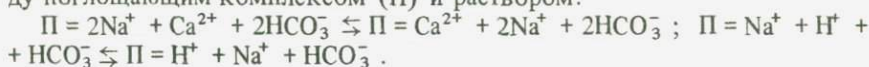
Значительный интерес для палеогеографических реконструкций представляет и другой тип современных озер, в которых накапливаются доломитистые илы, а именно содовые озера, подробно охарактеризованные Н.М. Страховым [290] и Е.В. Посоховым [238]. Гидрохимический тип содовых озер выявляется уже при солёности 0,5–1%, причем при солёности 1% рН достигает 10. Параллельно с осолонением растёт и щелочной резерв, а содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} в воде резко падает. В начальных стадиях осолонения содовых озер в илах накапливаются кальцит и доломит, при средних и высоких концентрациях соды – только доломит и, наконец, при наиболее высоких концентрациях соды – гейлюсит и портунит.

Интересно отметить, что в неогеновых красноцветных породах Таджикской депрессии С.М. Юсупова [347] обнаружила термонатри

($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) — минерал, характерный для содовых озер. Этот же минерал установлен и в пермских красноцветах Приуралья [9].

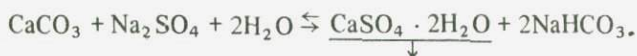
Таким образом, имеются основания предполагать, что в прошлые геологические эпохи в местах формирования красноцветной формации существовали содовые озера. Этот вывод не противоречит палеогеографическим построениям относительно тропического и субтропического климата накопления красноцветов. В современных тропиках, например, в саваннах Восточной Африки, в озерах наблюдается накопление соды [181, 338].

Остановимся кратко на происхождении содовых вод. По К.К. Гедройцу [61], образование соды происходит в результате обменных процессов между поглощающим комплексом (П) и раствором:



Благоприятная обстановка для течения реакции Гедройца создается при расслоении солончаков и их трансформации в солонцы. Однако с позиций Гедройца не могут быть объяснены высокие содержания (выше 3–4 г/л) соды в водах [238].

Образование соды возможно и по реакции Гилгарда за счет взаимодействия сульфатно-натриевых вод с карбонатом кальция:



Протекание подобной реакции возможно в условиях постоянного оттока вод, в этом случае они должны содержать много CO_2 , обеспечивающего растворимость CaCO_3 .

Содовые воды образуются также биохимическим путем за счет десульфуризации сульфатно-натриевых вод: сульфатредуцирующие бактерии в присутствии органических веществ восстанавливают сульфаты натрия с образованием углекислоты, соды и сероводорода. Таким путем возможно образование сероводородных содовых вод.

Сода также образуется в результате выветривания массивных кристаллических пород при гидролизе содержащих натрий алюмосиликатов, например:



В аридной зоне высокое содержание натрия в золе некоторых растений (пыльцы, саксаул, камфоросма и др.) также способствует появлению соды в почвенных растворах.

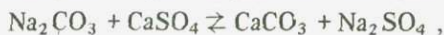
Согласно Е.В. Посохову [238], среди разнообразных факторов образования соды ведущим является выветривание натрийсодержащих алюмосиликатов. Меньшее значение имеют десульфуризация и катионный обмен.

Еще опыты ученых, работавших в XIX — начале XX столетия, показали, что при взаимодействии с водой, особенно содержащей CO_2 , силикаты и алюмосиликаты разрушаются, кремнезем и щелочи переходят в раствор, рН которого повышается до 10–11. Интересно отметить, что искусственное разложение силикатов и повышение рН раствора происходят при использовании как кислых реагентов (например, разбавленной серной кислоты), так и нейтральных (H_2O без CO_2) и щелочных (раствор аммиака, соды). При этом добавление в раствор соды и CO_2 ускоряет разложение силикатов

по сравнению с действием чистой воды. Это свидетельствует о том, что в ряде случаев выветривание и вообще разложение пород имеет характер "цепной реакции": образование соды в ходе разложения полевых шпатов усиливает их дальнейшее разложение и содообразование (положительная обратная связь).

Выветривание полевых шпатов сопровождается не только переходом в раствор натрия и повышением pH, но также переходом в раствор кремнезема. Поэтому содовые воды нередко содержат много кремнезема (до 300 мг/л в содовых озерах), который выпадает при подкислении растворов, обеспечивает окремнение пород (E4, E8, E12).

Если в породах содержится гипс, сода не может накапливаться, так как реализуется обратная реакция Гилгарда:



В результате гидрокарбонатно-натриевые (содовые) воды превращаются в сульфатно-натриевые, pH вод снижается. Поэтому содообразование не характерно для гипсоносных толщ. Если же содержание гипса невелико, то содовый характер вод может сохраняться, так как только незначительная часть соды будет расходоваться на указанную реакцию. В этом случае гипс замещается кристаллами кальцита, сохраняющими форму гипсовых кристаллов. Образование подобных псевдоморфоз кальцита по гипсу детально изучено И.И. Феофаровой в солонцовых почвах [309]. Эти же псевдоморфозы встречаются и в породах.

Источником содовых вод в ландшафтах могут быть и гидротермы, характерные для районов молодого (неоген-четвертичного) и современного вулканизма, рифтовых зон. Подобные воды известны в Восточной Африке, Калифорнии.

Содообразование связано с определенным климатом. В условиях влажного климата минерализация подземных и озерных вод настолько мала, что специфические качества содовых вод (высокое значение pH и др.) не проявляются, хотя по составу воды могут быть гидрокарбонатно-натриевыми. В условиях засушливого климата при повышении минерализации вод концентрация соды в них часто растет, увеличивается pH, т.е. воды приобретают специфические качества содовых вод. Однако дальнейшее повышение концентрации подземных вод может привести к изменению их состава. Одним из таких процессов метаморфизма содовых вод является обмен натрия соды на поглощенный кальций грунтов, в результате чего концентрация соды в воде понижается. Согласно В.А. Сулину [291], подземные воды никогда не характеризуются такими концентрациями соды, как воды содовых озер.

Экстрааридные условия в общем неблагоприятны для формирования содовых вод; последние формируются в условиях несколько более влажного климата (лесостепи, степи, саванны).

Итак имеются основания предполагать, что грунтовые и подземные воды, формировавшиеся в красноцветных ландшафтах, нередко имели содовый состав, т.е. характеризовались высоким значением pH, высоким содержанием HCO_3^- и SiO_2 . Сильнощелочная среда благоприятна и для миграции алюминия, который в таких водах образует ион (AlO_2^-).

С этими особенностями вод связано, вероятно, присутствие в красноцвет-

тах новообразований синтетических алюмосиликатов, формировавшихся за счет кремнезема и алюминия содовых вод. К таким минералам относится, например, палыгорскит, широкое распространение которого установлено в пермских красноцветах Приуралья и Поволжья [314]. Нами палыгорскит обнаружен в неогеновых красноцветах юго-восточных Каракумов, южных Кызылкумов, Северной Ферганы [199]. С.М. Юсупова [348] обнаружила палыгорскит в третичных красноцветах Южно-Таджикской депрессии. По сравнению с вмещающими породами особенно обогащены палыгорскитом ископаемые почвы, что установлено А.И. Перельманом для Каракумов [212], а Г.И. Бломом — для нижнетриасовых отложений Московской синеклизы [27]. Для палыгорскита характерна четкая приуроченность к отложениям аридных эпох. Так, исследования Н.Н. Верзилина [41] в Ферганской котловине показали, что палыгорскит содержится только в меловых отложениях, формировавшихся в аридном климате; в юрских гумидных отложениях он не обнаружен.

В красноцветах джезказганской свиты Д.Г. Сапожников [263] обнаружил вторичные хлориты типа афросидерита и рипидолита, форма залегания которых не вызывает сомнения в их эпигенетическом происхождении. Наконец, отметим, что для многих месторождений медистых песчаников характерна хризоколла, образование которой связано с щелочной средой и наличием в растворе SiO_2 и Al_2O_3 . Ф.В. Чухров [332] отмечает широкое распространение хризоколлы в рудах Джезказгана. Образование этого минерала он связывает с поступлением в воды SiO_2 в результате выветривания полевых шпатов, содержащихся в породах джезказганской свиты.

Таким образом, существование в породах красноцветной формации минеральных новообразований типа палыгорскита, хлорита, хризоколлы также указывает на щелочной (содовый) состав подземных вод, циркулировавших в породах этой формации. Образование этих минералов происходило при понижении рН содовых вод, т.е. на кислом геохимическом барьере (в щелочном плече) — Е4—Е8. Понижение рН могло быть обусловлено взаимодействием содовых вод с гипсом. Поэтому местами характерен парагенезис палыгорскита и гипса.

Для многих красноцветных отложений характерны черные примазки гидроокислов марганца. Это указывает на то, что в красноцветных илах марганец был подвижен, т.е. среда была слабоокислительной. Напомним, что в современных глинистых илах озер среда часто восстановительная — железо и марганец находятся в двухвалентном состоянии.

В облике красноцветов с позиций актуализма усматривается определенное противоречие: отсутствие органических остатков, резкоокислительная среда указывают на пустынный и сухостепной климат эпохи их образования, а обилие субаквальных отложений — на значительно более влажный.

Объяснение указанного противоречия мы видим в следующем: в палеозое и мезозое еще не было травянистых сообществ, хорошо приспособленных к засушливому климату. Еще М.И. Голенкин отмечал, что такие типичные растения палеозоя и мезозоя, как папоротники, саговниковые и древние хвойные, могли существовать только в условиях влажной атмосферы и что влажность почв не компенсировала сухости воздуха. Поэтому в семиаридном климате, отвечающем современным степям и саваннам, органического вещества было меньше и, следовательно, в почвах и водоемах

Таблица 18
Ассоциации микроэлементов в красноцветах

Район, породы	Ряды кларков концентрации*	Литературный источник
Континентальные красноцветы в целом**	<u>U, V, Sc, As, Mo, Pb, Cu</u>	[161]
Нижнемеловые алевролиты, Средняя Азия	<u>Ag, Sr, Y, Cu, Sc, Pb, Cr, Mo, Ni, Co, V, ...</u>	[28]
Пермские алевролиты, Приуралье	<u>Cr, Sc, Co, Ni, Ag, Cu, V, Y, Mo, ...</u>	[28]
Мел-палеогеновые алевролиты, Центральный Казахстан	<u>Y, Cu, Ag, Cr, V, Sc, Zr, Ga, Mo, ...</u>	[28]
Неогеновые красноцветы, павлодарская свита, глины:		
Северный Казахстан	<u>B, Ag, Pb, Mo, Cu, Zn, Cr, Y, V, Zr, ...</u>	[131]
Центральный Казахстан	<u>Zn, Mo, B, Ag, Cu, Y, Cr, Zr, V, ...</u>	[131]
Северное Прибалхашье	<u>Mo, Sn, Cu, B, Zn, Ag, Y, V, Pb, Zr, ...</u>	[131]
Миоценовые алевролиты, Бадхыз	<u>B, Ag, Sr, Cu, Zn, Pb, Y, Ba, Mo, Ti, ...</u>	[131]
Плиоценовые глины, Мугоджары***	<u>Cr, Zn, Sr, Ti, V, Cu, Mo, Y, ...</u>	[337]
Ископаемые солонцы в плиоценовых красноцветах, Мугоджары***	<u>Y, Sc, Zr, Be, Mo, ...</u>	[337]
Плиоценовые глины, Белоруссия****	<u>Cr, Ni, Cu, V, Ti, ...</u>	[153]
Красноцветные покровные отложения:		
на кристаллических породах докембрия, Уганда	<u>Ti, V, Cr, Mo, Sc, Y, La, Nb, Zr, Go, Pb, ...</u>	[96]
на вулканических породах, Танзания	<u>Ti, V, Mo, Be, Sc, Y, La, Nb, Zr, Mn, Co</u>	[96]
Красные почвы саванн, Восточная Африка	<u>Nb, Mo, Be, V, La, Zr, Co, ...</u>	[96]

* Подчеркнуты элементы, образующие растворимые анионные или карбонатные комплексные соединения. Элементы расположены по мере убывания кларков концентрации, вертикальный штрих – кларк концентрации, равный единице.

** Обобщенные данные без единиц сравнения.

*** В единицах местного геохимического фона.

**** По сравнению с плейстоценовыми отложениями.

были развиты более окислительные условия. Иначе говоря, геохимические процессы протекали при меньшем количестве живого вещества, т.е. как бы в более аридных – пустынных условиях. Но испарение и сток шли по семи-аридному типу, и поэтому соленакопления на было. Следовательно, по окислительным условиям эти ландшафты приближались к пустыням (мало органики), а по водной миграции – к степям или даже лесостепям. В экстрааридном климате также могли формироваться красноцветы, но в этом случае в них накапливались гипсы и соли.

Таким образом, в прошлые геологические периоды аридные и семиаридные ландшафты были бедны живым веществом и в подчиненных ландшафтах преобладали окислительные условия. По мере эволюции растительности создавались условия для развития восстановительной среды в субаквальных ландшафтах и тем самым для "вымирания" красноцветов.

Итак, для многих красноцветных ландшафтов был характерен содовый класс водной миграции — в них были развиты содовые озера, содовые солончаки и солонцы, содовые грунтовые воды. В этих условиях в илах и почвах шел синтез палыгорскита, мигрировал марганец (слабоокислительные условия), мигрировал и переосаждался кремнезем. Возможно, неблагоприятная для жизни сильнощелочная среда определила бедность красноцветов остатками фауны и флоры, благоприятствовала сохранению красной окраски пород.

Геохимия микроэлементов в красноцветных ландшафтах. Анализ литературных данных и наши материалы по геохимии неогеновых красноцветов Казахстана и Средней Азии свидетельствуют о накоплении в них преимущественно анионогенных элементов и элементов-комплексообразователей. Эти элементы концентрируются в красноцветах как по сравнению с их кларком в литосфере, так и относительно других континентальных отложений в изученных районах.

Миграции анионогенных элементов способствовало преобладание щелочной среды в почвах и отложениях. Они накапливались в гидроморфных почвах, озерных и озерно-аллювиальных отложениях на испарительных, сорбционных и других барьерах. Это подтверждается четкой выдержанностью ассоциации накапливающихся элементов (табл. 18) в районах с различными геолого-геоморфологическими, но близкими климатическими условиями (семиаридные районы). Практически во всех районах накапливаются иттрий, ванадий, молибден, медь, хром, титан, скандий, серебро и цирконий и лишь в отдельных случаях — свинец и цинк.

Геохимия красноцветных ландшафтов верхнепермских равнин Приуралья

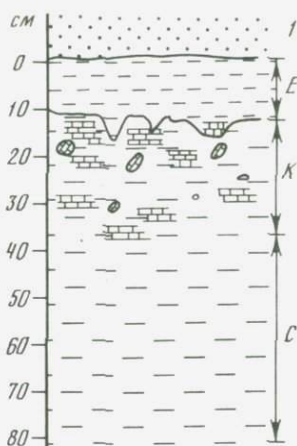
Во второй половине пермского периода на востоке Русской равнины реки, стекавшие с Уральского хребта, откладывали красноцветные осадки. В качестве особой геохимической провинции под названием "Пермская суша" эта территория была выделена А.Е. Ферсманом [311].

В Пермской области и Башкирии, в районах развития уфимских красноцветов авторы обнаружили ископаемые пермские почвы, изучение которых выявило новые черты геохимии ландшафтов верхнепермских равнин [215]. В Пермской области ископаемые почвы обнажаются в разрезе уфимских отложений на правом берегу р. Камы в 10 км севернее пос. Частые. Формировались они на красноцветном аллювии в условиях выщелачивания карбонатов (рис. 59).

Верхний элювиальный горизонт, где карбонаты частично или полностью выщелочены, имеет вишнево-красную окраску и мощность 10–20 см. Его мы обозначили индексом *E*. Нижняя граница горизонта обычно неровная, переход резкий. Под этим горизонтом залегает иллювиальный карбонатный горизонт *K*. Цвет его более светлый, буровато-палевый, мощность несколь-

Рис. 59. Профиль ископаемой пермской почвы

1 — серые песчаники; E — красный алевролит, не вскипающий или очень слабо вскипающий от HCl, граница с нижележащими горизонтами неровная, фестончатая; K — палевый с розоватым оттенком иллювиальный карбонатный горизонт, порода бурно вскипает от HCl, белоглазка, к низу очень постепенно переходит в горизонт C; C — красно-бурый алевролит, вскипающий от HCl слабее, чем породы горизонта K, общий облик породы типичен для уфимских красноцветных отложений Приуралья



ко десятков сантиметров. К низу горизонт K постепенно переходит в менее карбонатный красный алевролит, неизменный или слабо измененный древними почвенными процессами.

Верхняя граница горизонта E неровная, наблюдается стратиграфическое несогласие, возможно, что перед захоронением почвы имел место размыв и верхняя часть профиля, залегающая над горизонтом E, не сохранилась. Из приведенных данных видно, что эта почва не имеет аналогов среди современных почв, хотя иллювиальный горизонт K по своему облику весьма напоминает аналогичные горизонты степных почв.

Таблица 19

Содержание карбонатов в пермских ископаемых почвах (в %) (аналитик Е.Н. Шипилина)

Раз-рез	Мощ-ность гори-зонта, см	Индекс гори-зонта иско-паемой почвы	Но-мер об-разца	CO ₂	Химический состав вытяж-ки 2% HCl				Расчет по дан-ным химичес-кого анализа	
					CaO	MgO	MnO	Не-раст-вори-мый остат-ок	CaCO ₃	MgCO ₃
Пермская область, правый берег р. Камы										
1	0-10	E	95	1,39	2,18	0,58	0,03	84,22	3,88	—
	10-35	K	96	29,70	19,78	13,0	0,11	31,52	35,41	27,15
	35-80	C	97	11,46	8,61	4,46	0,06	66,76	15,37	9,02
2	0-10	E	98	1,43	1,83	0,52	0,02	85,52	3,26	—
	10-50	K	99	13,61	16,58	1,06	0,16	58,26	29,89	1,15
	50-120	C	100	6,29	7,86	1,14	0,08	73,40	14,03	0,23
Башкирская АССР, район оз. Асли-Куль										
3	0-10	E	330	4,13	2,98	1,47	0,1	81,86	3,32	3,46
	10-25	K	331	23,46	29,04	0,67	0,11	40,70	51,84	1,26
	25-100	C	332	11,42	13,71	0,58	0,09	70,14	24,47	1,26

Таблица 20

Содержание микроэлементов* в пермских ископаемых почвах (по данным количественного спектрального анализа)

Номер разреза	Почвенный горизонт	Номер образца	Характеристика образца	Sr	Ba	Ni	
Пермская область, Прикамье							
1	<i>E</i>	95	Красный глинистый алевролит	0,02	0,08	0,02	
	<i>K</i>	96	Палевый глинистый карбонатный алевролит	0,08	0,05	0,005	
	<i>C</i>	97	Красно-бурый алевролит	0,05	0,03	0,005	
2	<i>E</i>	98	Красный глинистый алевролит	0,02	0,03	0,008	
	<i>K</i>	99	Палевый сильнокарбонатный алевролит	0,05	0,03	0,005	
3	<i>C</i>	100	Красно-бурый глинистый алевролит	0,02	0,03	0,008	
	<i>E</i>	77	Красная глина	0,02	0,05	0,02	
	<i>K</i>	78	Белесая сильнокарбонатная глина	0,05	0,05	0,01	
4	<i>C</i>	80	Красно-бурая глина	0,02	0,05	0,005	
	Башкирская АССР, оз. Асли-Куль						
	<i>E</i>	330	Красный песчаный алевролит	0,02	0,05	0,02	
	<i>K</i>	331	Белесый сильнокарбонатный песчаный алевролит	0,08	0,08	0,005	
5	<i>C</i>	333	Бурый песчаный алевролит	0,05	0,08	0,005	
	<i>K</i>	348	Желтоватый сильнокарбонатный алевролит	0,05	0,05	0,005	
	<i>C</i>	349	Бурый алевролит	0,02	0,02	0,008	

*n · 10⁻³ %

В Башкирии ископаемые пермские почвы обнаружены в разрезах уфимских красноцветов на берегу оз. Асли-Куль. Строение профиля принципиально то же, что и в Пермской области, но отмечается большая карбонатность всех горизонтов. Мощность горизонта *E* меньше (2–5 см), иногда он отсутствует (вероятно, смыт).

В табл. 19 приведены результаты карбонатного химического анализа трех профилей ископаемых почв. Исходная красноцветная порода (горизонт *C*) во всех случаях карбонатна, причем в разрезе 1 в ней преобладает доломит (19,25%) и значительно меньше кальцита (5,12%). Содержание кальцита и доломита рассчитано по данным химических анализов. В разрезах 2 и 3 материнская порода почв содержит преимущественно кальцит, соответственно 14,03 и 24,47%. В ходе древнего почвообразования произошло перераспределение карбонатов: они были выщелочены из верхнего горизонта *E* и вымыты в иллювиальный горизонт *K*. В результате такого перераспределения содержание CaCO₃ в горизонте *E* (3–5%) оказалось почти в десять раз меньше, чем в горизонте *K* (29–52%). Наряду с кальцием и магнием в профиле древних почв перераспределялись микроэлементы (табл. 20). Их определение производилось методом количественного спектрального анализа.

Co	Mn	Cu	V	Pb	Cr	Zr	Ga	Be
Пермская область, Прикамье								
0,005	0,05	0,008	0,03	0,01	0,02	0,05	0,005	0,001
0,002	0,03	0,005	0,005	–	0,002	0,005	0,002	–
0,002	0,1	0,005	0,008	0,005	0,002	0,20	0,002	0,0002
0,002	0,02	0,008	0,008	–	0,005	0,03	0,002	0,0005
0,002	0,3	0,002	0,005	0,005	0,005	0,02	0,002	0,0002
0,002	0,2	0,005	0,005	0,002	0,002	0,03	0,005	–
0,005	0,05	0,005	0,02	0,008	0,05	0,05	0,002	0,0008
0,005	0,008	0,003	0,01	0,005	0,02	0,05	0,008	0,0005
0,005	0,05	0,005	0,005	0,005	0,01	0,03	0,003	0,0005
Башкирская АССР, оз. Асли-Куль								
0,005	0,3	0,008	0,02	0,008	0,08	0,02	0,002	0,0008
0,002	0,5	0,005	0,008	0,002	0,2	0,03	0,002	0,0005
0,002	0,08	0,005	0,01	0,005	0,02	0,02	0,002	0,0002
0,002	0,2	0,008	0,08	0,05	0,02	0,03	0,002	0,0003
0,002	0,8	0,002	0,02	0,005	0,01	0,03	0,002	0,0008
0,002	0,1	0,005	0,03	0,002	0,01	0,02	0,002	0,0005

Никель, медь, ванадий и хром содержатся, как правило, в несколько больших количествах в горизонте *E* по сравнению с горизонтом *K*. Аналогичная картина наблюдается и для гидроокислов железа: содержание Fe₂O₃ + FeO в горизонте *E* (профиль 1) составляет 4,69%, в горизонте *K* – 1,45% и в горизонте *C* – 3,55%. Резкое уменьшение железа в горизонте *K* обусловлено разбавлением карбонатами, вымытыми сюда из элювиального горизонта. При пересчете на бескарбонатную массу содержание гидроокислов железа в горизонте *K* оказалось равным 3,9%.

Так как хром, ванадий и медь находятся в тесной ассоциации с железом, то у нас нет оснований объяснять уменьшение их содержания в горизонте *K* миграцией их за пределы горизонта.

Стронций и марганец, напротив, энергично мигрировали из горизонта *E* в горизонт *K*. Выщелачивание марганца, возможно, указывает на слабоокислительную обстановку в почвах уфимского времени. В иллювиальном горизонте эти элементы осаждались на щелочном барьере (ДЗ).

Миграция кальция, стронция и марганца свидетельствует о том, что количество атмосферных осадков в то время отвечало современным степям или саваннам. Интенсивная красная окраска горизонта *E*, возможно,

связана с нагревом верхнего горизонта почвы и обезвоживанием гидроксидов железа в условиях жаркого пермского климата.

Так как травянистая растительность в это время еще не приспособилась к засушливым условиям, почвообразование носило примитивный характер и в семиаридном климате в основном сводилось к нейтральному выщелачиванию — миграции карбонатов и некоторых микроэлементов (стронция, марганца) в пределах почвенного профиля. Биогенная аккумуляция, возможно, отсутствовала.

На севере Предуралья пермские ископаемые почти детально изучены В.И. Чальшевым [326, 327, 328]. Здесь ископаемые почвы наиболее часто встречаются в молассовых отложениях, где они завершают литологические ритмы разного порядка. Типичными индикаторами ископаемых почв в разрезе пермских отложений служат разнообразные конкреции, конкреционные комплексы и специфические изменения пород, в результате почвообразования.

В зависимости от климата, рельефа, состава материнских пород и времени действия процессов почвообразования в перми формировались различные типы ископаемых почв. Среди них встречаются аналоги современных почв, но есть и некоторые почвы, не имеющие современных аналогов.

В теплом климате с периодическими засухами формировались почвы, верхние горизонты которых окрашены в бурые тона, а более глубокие горизонты имеют пестроцветный или красноцветный облик. В условиях семиаридного и аридного климата происходило образование красноцветно-пестроцветных и красноцветных почв. Такие красноцветные почвы часто встречаются в отложениях перми и триаса севера Предуральяского прогиба, триаса Печорской синеклизы, юрских отложений Средней Азии и т.д. [328].

Ископаемые почвы пермских красноцветов на севере и юге Приуралья имеют более яркую красную окраску по сравнению с материнскими породами. Для таких почв характерно повышенное содержание карбоната кальция и монтмориллонита. По сравнению с сероцветными гумидными почвами содержание меди в них на порядок выше. Накопление меди в красноцветных почвах В.И. Чальшев так же, как и мы, связывает с ее миграцией в условиях умеренно аридного климата. Крайне аридные ландшафты неблагоприятны для миграции меди.

Итак, пермские ископаемые почвы востока Русской платформы имеют ряд особенностей. Аридные красноцветные почвы не имеют современных аналогов, они развивались в условиях отсутствия травянистой растительности и, следовательно, гумусонакопления и дернового процесса. В семиаридных и умеренно аридных ландшафтах наличие соды в почвенных растворах и грунтовых водах и отсутствие основного осадителя — органического вещества — благоприятствовали миграции меди и, вероятно, аниогенных элементов в составе карбонатных комплексов. Концентрация меди в пермских красноцветах, наряду с обогащенностью ею пород области сноса — Урала, имеет и палеоландшафтный генезис, т.е. вызвана ее миграцией из автономных ландшафтов в подчиненные.

В течение палеозойской эры большая часть этой страны переживала геосинклинальный этап развития, который сопровождался кислым интрузивным магматизмом и энергичной вулканической деятельностью. В конце палеозоя на месте бывших морей возникла горная страна, разрушающаяся в течение пермского и триасовых периодов.

На территории Туранской плиты и Тянь-Шаня в течение мезозоя, палеогена и миоцена преобладали платформенные условия, которые лишь в юре на участке современного Ферганского хребта прерывались глубоким прогибанием (до 3000 м осадков) и последующей складчатостью.

В конце триаса и в нижней юре рельеф большей части суши представлял пенеплен, климат был влажный и жаркий. В автономных ландшафтах росли леса из цикадофитовых (особенно в Южном Таджикистане), хвойных и гингковых (Ферганская долина). Средняя Азия в эту эпоху относилась к великому поясу влажных тропических и субтропических ландшафтов. Как и в современных влажных тропиках, на водоразделах формировалась мощная каолиновая кора выветривания, в понижениях рельефа были распространены многочисленные озера и болота, в которых накапливалось органическое вещество, развивалось кислое оглеение, мигрировали железо, алюминий, марганец, фосфор. К этим отложениям приурочены важнейшие угольные месторождения Средней Азии (Ангрен, Ташкумыр, Кок-Янбак, Рават и другие). Широко были распространены кислородные (A6), глеевые (C2) и сорбционные (G2, G6) геохимические барьеры. Некоторые рудные месторождения, сформировавшиеся в палеозое в это время были выведены на земную поверхность, рудные тела окислились. Реликты сильновыщелоченных зон окисления этого возраста местами сохранились.

Со средней юры началась аридизация климата, в верхней юре были уже настоящие климатические пустыни. Так, в Южном Таджикистане в это время происходило осадконакопление, давшее начало мощным гипсово-солевым толщам. Последующие тектонические движения привели здесь к образованию соляных куполов с грандиозными запасами поваренной соли (Ходжа-Мумын и др.).

Суша Южного Таджикистана, вероятно, представляла собой равнину с реликтовой красноземной корой выветривания на водоразделах и солончаками в депрессиях. Это были примитивные пустыни, по рельефу и геологическому строению несколько напоминавшие современный пустынный пенеплен Центральной Австралии, для которого характерно широкое распространение реликтовой красноземной коры выветривания, сформировавшейся в условиях предшествующего влажного периода [80, 81].

В более северных районах Средней Азии ландшафты были менее аридными. Так, по берегам верхнеюрского озера в Каратау росли леса из беннетитов и хвойных с обилием растений ксероморфного облика. В озере отлагались карбонатные илы, напоминающие современные осадки Балхаша (Р. Геккер). Все это указывает на засушливый, но не пустынный климат. Ландшафт, вероятно, относился к типу переменного влажных сухих тропиков или субтропиков.

В меловом периоде и палеогене в Средней Азии неоднократно трансгрессировало море, наступавшее с юга и запада. Поэтому в западных районах (Устюрт, Каракумы) морской режим был более продолжителен, чем в восточных, где он часто прерывался регрессиями. В наиболее восточных районах (Центральный Тянь-Шань) сохранялись континентальные условия. В конце палеогена море покинуло почти всю Среднюю Азию, и только на западе морской режим сохранился в неогене (Устюрт), а частично и в нижнечетвертичное время.

В мелу и палеогене в Средней Азии преобладал засушливый климат с колебаниями в сторону меньшей и большей аридности. Менее характерны были гумидные условия. Так, в середине мелового периода (апт—альб) имело место увлажнение, однако значительно более слабое, чем в нижней юре. Все же в Западном Узбекистане, в альбе развилось слабое угленакопление, формировались каолиновые коры выветривания [189]. Это были семигумидные субтропические ландшафты кислого класса (бескарбонатные осадки, оглеение). Восточнее, в Фергане, было значительно суше, в озерах накапливались карбонатные осадки, а на алювиальных равнинах — красноцветы. В речных долинах жили крокодилы, черепахи, динозавры, но водоразделы были слабо заселены. Здесь, а также, на территории Киргизии были развиты субтропические красноцветные ландшафты семиаридного типа.

Субтропические (тропические) красноцветные ландшафты, вероятно, преобладали на суше Средней Азии в течение мела, палеогена и миоцена. Эти ландшафты не были совершенно одинаковы — временами они аридизировались и тогда для них было характерно накопление гипсов, легкорастворимых солей в озерах и лагунах, периодами они приобретали семиаридный характер и тогда в речных долинах и озерах накапливались в основном карбонатные осадки. Так, в Южном Таджикистане в среднем палеогене (эоцен) было влажнее, засоленных лагун стало меньше, на суше были реки, опреснявшие прибрежные участки моря, климат, вероятно, сделался семиаридным. О ландшафтах того времени дают представления остатки ископаемой флоры, обнаруженные Е.П. Коровиным в 1925 г. в верхнеэоценовых отложениях района Кушки. Это были сухие субтропики с ксерофитной древесно-кустарниковой растительностью, возможно, с открытыми безлесными участками. Средняя годовая температура по Коровину колебалась около $+16^{\circ}$ при средней температуре января $+12^{\circ}$. Количество осадков составляло 500 мм (сейчас их выпадает около 200 мм). В отдельные эпохи на территории Средней Азии проявлялась и климатическая зональность. Например, в сеномане — маастрихте в более северных районах Средней Азии преобладали семиаридные красноцветные ландшафты, а на территориях Ферганы и Таджикской депрессии — экстрааридные [189].

Невысокий рельеф суши, характерный для мела, палеогена и миоцена, обуславливал возможность многократного переотложения одного и того же осадочного материала. Палеозойские осадочные и изверженные породы были в основном скрыты под чехлом мезозойских и кайнозойских осадков.

Облик красноцветных ландшафтов на протяжении мела и кайнозоя, несомненно, менялся за счет эволюции растительности, ослабления примитивно-пустынных черт и усиления биологического круговорота.

Размыв меловой и палеогеновой суши приводил к осаждению красноватого материала в прибрежных областях моря, где в илах преобладала восстановительная среда. Поэтому диагенез осадков происходил там по соленосно-сульфидному типу, железо восстанавливалось, возникал мельникит, переходивший в дальнейшем в пирит. С этими процессами, вероятно, связано происхождение тонко рассеянного пирита в морских меловых и палеогеновых глинах многих районов Средней Азии.

Отступившее палеогеновое море оставило в западной части Средней Азии плоскую равнину, по которой блуждали Праамударья, Празеравшан, Прасырдарья, Прамургаб и другие реки. Конфигурация речной сети существенно отличалась от современной. На огромных аллювиальных равнинах неогена широко были распространены озера, луговые и солончаковые ландшафты. Луговые ландшафты характеризовались накоплением из грунтовых вод СаСО₃, образованием мощных известковых горизонтов и конкреций диаметром до 5–10 см. В солончаках накапливалось много гипса.

Для части саванн миоцена, вероятно, были характерны ландшафты с содовой миграцией – с солонцовыми почвами, содовыми озерами. На это указывает аналогия с современными сухими саваннами Африки и Австралии, состав континентальных отложений миоцена Средней Азии, тип ископаемых почв.

Напомним, что в щелочных содовых водах легко растворяются и мигрируют кремнезем и алюминий, многие элементы, соединения которых труднорастворимы в нейтральной и слабоокислительной среде (бор, цирконий, серебро, скандий, медь, бериллий, иттрий и иттриевая группа редких земель).

Таким образом, содовые воды могли извлекать из пород целые группы элементов и перекладывать их на кислых барьерах, образующихся при понижении рН (кислые барьеры в щелочном плече E4, отчасти E8).

На кислом барьере из содовых вод также вероятно осаждались алюмосиликаты типа палыгорскита, аттапульгита, хризоколлы (E4 но, возможно и E8). С этими же процессами связана альбитизация пород. Понижение рН могло быть обусловлено взаимодействием соды с гипсом, чем и объясняется частый парагенезис палыгорскита и гипса. Из сильнощелочных растворов мог выпадать и брусит Mg (ОН)₂ (E4, E8).

В ископаемых неогеновых солончаках Каракумов синтезировался палыгорскит, формировались особые палыгорскитовые горизонты мощностью до 1 м. Интересно отметить, что среди современных солонцов не известны аналоги неогеновых солонцов Средней Азии; последние, таким образом, относятся к "вымершим почвам". Возможно, на аллювиальных равнинах были и содовые озера, так как среди неогеновых аллювиальных отложений встречаются доломитизированные глины, характерные для отложений подобных озер.

Климат неогена был влажнее современного климата равнин, так как в настоящее время солонцы не образуются. Он, вероятно, относился к типу субтропических степей или саванн с более мягкими зимами.

Более аридные условия существовали на востоке Средней Азии. Как показал В.Н. Шербина [345], в Центральном Тянь-Шане в неогене было много континентальных бессточных водоемов, вода которых была особенно богата сульфатами. Эти водоемы никогда не были связаны с океаном, в них шло

массовое отложение глауберита ($\text{CaSO}_4 \times \text{Na}_2\text{SO}_4$) — явление, неизвестное в современных соляных озерах и не характерное для большинства соляных озер прошлых геологических периодов. Осадки этих озер дали начало многочисленным соляным толщам Киргизии. Альпийский орогенез дислоцировал эти толщи, на месте бывших озер возникли горы и холмы, заключающие крупные запасы разнообразных солей. Глауберит при выветривании разлагался на гипс и сульфат натрия, которые пропитывают почву и кору выветривания, скапливаются в солончаках и озерах. Все это определило исключительное преобладание сульфатов в ряде современных ландшафтов Тянь-Шаня, сформировавшихся на соленосных породах.

Со второй половины неогена в Средней Азии начинаются мощные неотектонические движения блокового характера¹. За несколько миллионов лет Памир поднялся более, чем на 6000 м, Тянь-Шань — на 5000, Кызылкумы — на 500 м. Опускания в Прикаспии за это время составили (в м): 5000, в Фергане — 3000, Каракумах — 2000. В Средней Азии начался новый орогенный период.

В районах поднятий сформировался расчлененный рельеф и на значительной площади обнажились палеозойские породы, которые начали интенсивно размываться. Так появился новый мощный источник кластического материала. Продукты выветривания палеозойских пород имели палевые и серые тона, столь характерные для всех четвертичных отложений Средней Азии, в том числе для лёссов и лёссовидных пород. Поэтому смена окраски пород Средней Азии на грани неогена и четвертичного периода, возможно, обусловлена не изменением климатических условий, а явлениями тектонического порядка — поднятиями горных хребтов и вовлечением в миграцию продуктов выветривания палеозойских пород, не имеющих красного цвета.

Интенсивный размыв палеозойских пород привел к почти полному уничтожению древней каолиновой коры выветривания, в настоящее время обнаруживаются лишь ее "корни"; нередко это линейно-вытянутые зоны каолинизированных пород вдоль разломов, известные во многих районах Тянь-Шаня, Гиссарского хребта, Кызылкумов. Севернее в Центральном Казахстане и на Урале, альпийские движения были слабее, в связи с чем там нижнемезозойская кора выветривания сохранилась гораздо лучше и распространена на больших площадях.

В депрессиях рельефа, где неотектонические поднятия проявились слабо или где преобладали опускания в плиоцене и четвертичном периоде сформировались многочисленные артезианские бассейны, содержащие горизонты напорных пластовых вод. В Кызылкумах известно десять таких бассейнов (Н.Н. Ходжибаев). В наиболее глубоких артезианских бассейнах, как например в Амударьинском, Ферганском, сформировалась вертикальная гидрогеохимическая зональность [322].

В депрессиях рельефа на фоне общего прогибания происходило образование антиклинальных структур, в которых скапливались горючие газы и нефть, поступающие по разломам и порам пород из глубже лежащих пород.

Продолжающиеся неотектонические поднятия привели к размыву многих антиклиналей, разрушению нефтяных и газовых залежей. Но там, где

¹ На Памире, в Таджикской депрессии, Копетдаге, которые относятся к альпийской геосинклинали, складчатость и орогенез начались значительно раньше.

они были слабее, антиклинали не разрушены и в них заключены нефть и газ. В Средней Азии наблюдаются все стадии этого процесса: есть районы, где антиклинали еще только зарождаются, где они уже сформировались и в них накопились горючие ископаемые, где они частично разрушены и утеряли былую нефть.

Крупные разломы, образовавшиеся в неоген-четвертичное время, местами прослеживаются на десятки и сотни километров. По ним в трещинах пород легко передвигаются подземные воды, поступающие на поверхность с больших глубин. В пустынях Средней Азии к разломам часто приурочены источники и колодцы.

При медленной восходящей миграции подземных вод по разломам воды успевали испаряться и на поверхности формировались солончаки. Содержащийся в них мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) при кристаллизации сильно "разрыхляет" почву, ее поверхность становилась пухлой ("пухлые солончаки"). В результате ветер легко сдувал эту корку, поднимая в воздух частицы соли и пыли. На образовавшейся поверхности снова происходило образование солевой корки, которая опять сдувалась. Наблюдения показывают, что даже в тихую погоду над солончаками наблюдается пыльная мгла. Б.А. Федорович, В.А. Ковда и другие исследователи пустынь полагают, что подобный механизм выдувания солей и пыли мог привести к формированию пустынных впадин. Такие впадины широко распространены в Средней Азии (Ер-Ойлан-Дуз в Бадхызе, Аяк-Агитма, Кара-Ката, Мын-Булак, Беш-Булак в Кызылкумах и др.). Глубина впадин местами достигает первых сотен метров, что еще раз свидетельствует о грандиозной геологической деятельности ветра в пустынях.

По В.А. Ковде [142], наиболее легко формирование разломов происходило на поднимающихся антиклиналях, в связи с чем и образование впадин также связано с подобными структурами.

Местами по разломам поднимались напорные термальные воды, которые изменяли вмещающие породы. Комплекс явлений, связанный с прорывом пластовых вод из глубоких горизонтов, П.П. Иванчук предложил именовать гидровулканизмом. В Каракумах гидровулканизм был в предмиоценовое, предакчагыльское, послесарматское, послекачагыльское и четвертичное время. Ландшафты на участках гидровулканизма отмечены высоким геохимическим своеобразием.

Интересные явления приразломного эпигенеза установлены также Н.Ф. Глазовским [84].

В плиоцене и четвертичном периоде в связи с развитием рельефа сформировалась вертикальная поясность и обусловленная ею чрезвычайная пестрота ландшафтного покрова. В четвертичном периоде появились новые, неизвестные ранее типы ландшафтов: высокогорные пустыни Памира, горные луга, лесолуговые ландшафты Тянь-Шаня и другие.

Грандиозное похолодание, охватившее в четвертичном периоде весь земной шар, оказало большое влияние и на природу Средней Азии. В горах развилось оледенение. Многие субтропические элементы во флоре и фауне исчезли. Климат равнин стал суше, что, возможно, было связано с появлением барьера Гималаев и Гиндукуша, отгородивших Среднюю Азию от влажных индийских муссонов. Так сформировался ландшафт пустынь. Но и в четвертичном периоде изменения климата не были монотонными: бы-

ли менее и более сухие эпохи, которые, однако, не выходили за рамки аридного режима.

Рисунок речной сети в первой половине четвертичного периода отличался от современного. Амударья впадала не в Аральское море, а в Каспийское, протекая недалеко от современного Ашхабада. Ее притоками были Теджен и Мургаб, ныне теряющиеся в песках Каракумов. Иным было течение Сырдарьи и других крупных рек. Все они, блуждая по равнинам, откладывали песчаные и глинистые осадки.

В более влажные периоды на аллювиальных равнинах широко были развиты луговые ландшафты с гидрокарбонатными слабоминерализованными грунтовыми водами, из которых в почвах осаждался CaCO_3 . От неогеновых луговых почв эти почвы отличались отсутствием крупных известковых конкреций. Возможно, что местами почвы были солонцеватыми, а воды имели содовый состав. В более засушливые периоды энергично развивалась испарительная концентрация, грунтовые воды становились хлоридно-сульфатными, в почвах накапливались гипс и легкорастворимые соли.

В четвертичном периоде происходило понижение базиса эрозии, древние аллювиальные равнины были расчленены на отдельные останцы, начались процессы вымывания солей из почв. Однако в условиях пустынного климата эти процессы захватили лишь легкорастворимые соли (да и то частично); труднорастворимые соли — известь и гипс — остались в почве в виде реликта суперкальевой стадии.

Былые солончаки, солонцы, солончаковые и луговые почвы подвергались процессами опустынения и стали развиваться в направлении типичных почв пустыни. В современном почвенном покрове фиксируются различные стадии этого процесса.

Частично древние неогеновые и четвертичные почвы террас были погребены под золотыми песками и перешли в ископаемое состояние. Карбонатные луговые почвы превратились в типичные "известковые пустынные коры", аналогичные корам Африки и "каличе" Мексики и США, калькретам Австралии. Такие ископаемые карбонатные горизонты (древние почвы) очень характерны для неогеновых и четвертичных отложений Каракумов и Кызылкумов; местами они залегают непосредственно под золотыми песками или под слоем древнего пролювия.

Былые солончаки превратились в "серо-бурые пустынные почвы" с мощным гипсовым горизонтом, легкорастворимыми солями в нижней части профиля и красноватой окраской приповерхностного слоя. Последняя связана с пленкой гидроокислов железа, облегающей песчаные и пылеватые почвенные частицы. Известно, что для сульфатных солончаков характерна десульфуризация и образование черного коллоидного минерала — гидротроилита (односернистого железа). После понижения грунтовых вод, при смене восстановительной среды окислительной, должно было произойти окисление гидротроилита и образование гидроокислов железа, обволакивающих почвенные частицы.

К реликтовым гипсоносным почвам приурочена весьма своеобразная полынно-солянковая растительность, в которой многочисленны представители так называемых гипсофитов. Характерная особенность этой флоры состоит в большом количестве видов, представители которых в Средней Азии растут только на гипсоносных почвах (около 100–120 видов). Име-

ются также виды вообще нигде, кроме гипсовой пустыни, не встречающиеся. Так, вероятно, сформировался ландшафт гипсовой пустыни Устюрта, Денгизкульского плато и других районов Средней Азии.

Эволюция луговых солонцов была направлена в сторону образования пустынных солонцов и солонцеватых почв. Колебание климата в четвертичном периоде, очевидно, происходило не один раз, так как для многих районов Средней Азии весьма характерно чередование в разрезе четвертичных отложений ископаемых гипсоносных (солончаковых) и карбонатных (луговых) почв.

Наши наблюдения в пустыне Гоби (Монгольская Народная Республика) показали, что современные солонцовые почвы котловин похожи на древне-четвертичные солонцовые почвы Кызылкумов и Каракумов. Это позволяет высказать гипотезу, что ландшафт Кызылкумов в древнечетвертичное время (ледниковое?) в геохимическом отношении был аналогичен современному гобийскому ландшафту. Мы предполагаем, что в эпохи четвертичного оледенения в пустынях Средней Азии происходило похолодание, зимы были холодные, лето менее жаркое (как в современной Монголии) и, возможно, более влажное. О былом увлажнении климата в Кызылкумах говорят не только древние солонцовые почвы, но и многочисленные современные сухие русла — следы исчезнувших рек и ручьев.

Существование в прошлом периодов увлажнения характерно для всех пустынь Земли. Американские геологи установили, что в пустынях Калифорнии в четвертичное время были по крайней мере два периода увлажнения, во время которых современные солончаковые впадины соединялись друг с другом стоком, уровень озер был выше, в почвах из грунтовых вод высаживалась углекислая известь. Более влажный климат в ледниковую эпоху был в Сахаре, где, вероятно, господствовала степная растительность и текли крупные реки. Следы этих рек — сухие русла (вади) — тянутся на сотни километров, а вади Игаргар имеет длину около 1000 км. Следы бывшего четвертичного увлажнения наблюдаются и в пустынях южно-полушария, например в Калахари (Африка) и в Австралии.

Блоковый характер неотектоники определил различия истории ландшафтов пустынь Средней Азии. Так на рис. 60 видно, что в опущенном блоке I сохранилась древняя кора выветривания и гипсоносные почвы — ландшафт гипсовой пустыни. Небольшой приподнятый блок (II) полностью расчленен эрозией, сформировался ландшафт низких пустынных гор. Крупный приподнятый блок III лишь по краям расчленен эрозией, которая уничтожила древнюю кору выветривания и гипс, создала ландшафт низких пустынных гор IIIa. До средней части приподнятого блока эрозия еще не дошла, там сохранился ландшафт гипсовой пустыни (IIIб).

Значительная часть низкогорных пустынь Средней Азии и Казахстана прошли через стадию гипсовой пустыни. Однако это только один вариант эволюции и мы не исключаем возможности образования гипсовых пустынь в элювиальных условиях без предшествующей супераквальной стадии (за счет золотого засоления).

Энергичный размыв палеозойских пород, связанный с альпийскими поднятиями, имел огромное значение для формирования четвертичных отложений, почв и флоры, для развития земледелия. Широкое развитие среди палеозойских пород гранитоидов и сланцев определило высокое содержание

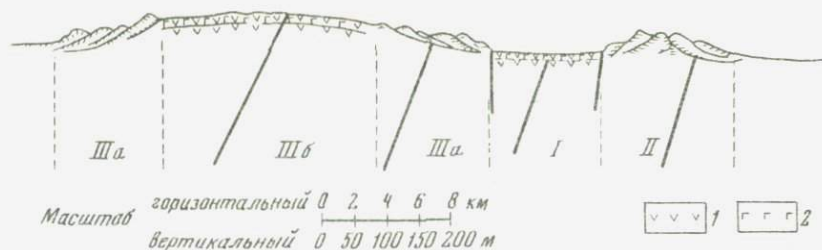


Рис. 60. Влияние тектонических блоковых движений на эволюцию аридных ландшафтов

1 – древняя кора выветривания, 2 – древние почвы

в их дериватах – лёссах и лёссовидных породах – калия, фосфора, многих микроэлементов, высокое плодородие почв в условиях орошения. По нашим наблюдениям, биологическая продуктивность ландшафтов, сформировавшихся на красноцветах, значительно ниже. Волее низкое плодородие почв, развившихся на красноцветах, мы связываем с тем, что последние в прошлом уже прошли цикл гумидного выветривания, в ходе которого могли потерять часть элементов плодородия. Четвертичные же отложения сформировались в условиях сухого климата, благоприятствовавшего сохранению биоэлементов в продуктах выветривания.

ГЛАВА 10

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛАНДШАФТОВ КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРАНЫ И МУГОДЖАР В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Рудные месторождения Казахстана связаны в основном с каледонским и герцинским тектономагматическими циклами. Для мезозоя и кайнозоя можно выделить несколько этапов развития ландшафтов со свойственными им особенностями формирования и эволюции вторичных ореолов рассеяния.

Ранний триас – первый этап формирования вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений. С этого времени намечаются различия в геохимии ландшафтов Северного и Центрального Казахстана. На севере господствовали семигумидные тропические ландшафты, формировались слабокарбонатные красноцветы и пестроцветы. В южных районах климат был более засушливым и континентальные отложения представлены карбонатными и гипсоносными красноцветами [271].

Верхний триас–средняя юра – гумидный этап с относительно спокойным тектоническим режимом. Во второй половине среднего триаса начинается глобальное увлажнение климата. В условиях влажного тропического климата, стабильного тектонического режима и господства хвойных лесов (хвойно-гинкговая тайга, по Н.М. Страхову) в ландшафтах получают развитие процессы кислого выщелачивания – формируется мощная кислая кора выветривания. В нижней юре в связи с гумидизацией климата и ослаблением широтной дифференциации стираются геохимические различия ланд-

шафтов Северного и Центрального Казахстана. На этой стадии развития региона происходит резкое ослабление остаточных вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений. Наиболее интенсивно были ослаблены ореолы легкоподвижных элементов — марганца, кобальта, никеля и свинца. Хром, титан, ванадий, цирконий и другие элементы содовой миграции, малоподвижные и устойчивые в этих условиях, практически не выносились из коры выветривания. Ореолы рассеяния этих элементов не испытывали, вероятно, значительной деформации. Наряду с выносом в коре выветривания происходила и аккумуляция химических элементов на геохимических барьерах. Наиболее вероятны были сорбционно-окислительные барьеры (A2—G2 и A6—G6).

Кислое выщелачивание развивалось в основном в автономных ландшафтах с хвойными лесами. В подчиненных ландшафтах с папоротниковыми лесами в почвах и корах выветривания преобладала кислая глеевая обстановка.

Среднеюрские ландшафты Казахстана продолжали развиваться в условиях достаточно влажного климата, о чем свидетельствуют угленосные отложения Карагандинского бассейна, Орской депрессии и других районов.

Верхняя юра — неоком — аридный и семиаридный этап в условиях спокойного тектонического режима. В верхней юре климат Казахстана становится более аридным, угленосные отложения замещаются карбонатными, местами гипсоносными континентальными красноцветами. В неокоме пояс аридных ландшафтов распространяется на всю территорию Казахстана. Ландшафты Центрального и Южного Казахстана в это время напоминали современные пустыни Австралии. В Северном Казахстане были развиты семиаридные ландшафты с ксерофильным редколесьем из цикадофитов [271].

Геохимические особенности красноцветов подчинялись климатической зональности: в Северном Приаралье в неокоме происходила седиментация бескарбонатных и слабо карбонатных пестроцветов и красноцветов в более южных районах — в Фергане — нижнемеловые осадки уже карбонатны. Следовательно, в автономных и подчиненных ландшафтах преобладала окислительная щелочная среда, условия миграции химических элементов в неокоме были сходны с триасовыми — мигрировали в основном анионогенные элементы, а катионогенные были инертны.

Апт-альб семигумидный (гумидный?) этап в условиях слабой тектонической активности. В апт-альбе на обширных пространствах Казахстана и Средней Азии снова происходит гумидизация климата. В геохимическом отношении ландшафты напоминали нижнеюрские. Денудационные равнины и возвышенности Центрального Казахстана и Мугоджар покрываются широколиственными лесами с участием папоротников. Возобновляется кислое корообразование, ведущее к ослаблению вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений.

Апт-альбский возраст, возможно, имеют многие коры выветривания, которые относятся к нижнему мезозою. Геохимически апт-альбские и триас-юрские коры выветривания должны быть сходны, так как они являются следствием одного и того же процесса — кислого и кислого глеевого выщелачивания. В Центральном и Северном Казахстане апт-альбские отложения практически не выходят на дневную поверхность.

Верхний мел–нижний эоцен — чередование гумидных, семигумидных и семиаридных эпох в условиях слабой тектонической активности. Для верхнего мела и палеоцена была характерна широтная дифференциация ландшафтов. В связи с этим условия формирования и развития вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений северных и южных районов Казахстана были различны.

В Южном и Юго-Восточном Казахстане существовал умеренно аридный и семиаридный субтропический климат. В понижениях рельефа происходила седиментация монтмориллонитовых пестроцветов [324] и гипсоносных красноцветов. Красноцветность осадков говорит о незначительном развитии восстановительных условий и слабом накоплении органического вещества в ландшафтах. Рудные элементы мигрировали слабо. В подчиненных ландшафтах формировались испарительные барьеры (F3, F7).

В Центральном и Восточном Казахстане к верхнемеловой–палеоценовой эпохе относятся разнообразные отложения северозайсанской, коскакольской, джартасской, аркалыкской и прочих свит, представленных бескарбонатными, преимущественно каолиновыми глинами и белыми кварцевыми песками и песчаниками с кремнисто-гетитовым цементом. Часто эти отложения бокситоносны. Выветривание носило ферраллитный и феррсиаллитный характер. В условиях влажного и переменновлажного климата тропических лесов и влажных саванн формировались латеритные почвы. В акжарской и аркалыкской свитах породы, преобразованные почвенными процессами, составляют до 70% объема. Древние палеоценовые почвы Центрального Казахстана и Призайсанья в отличие от вмещающих пород интенсивно окремнены и ожелезнены [324, 325]. Это указывает на интенсивную миграцию кремнезема и железа в древних тропических ландшафтах и их аккумуляцию в подчиненных супераквальных фациях. В сухие сезоны происходило повышение окислительно-восстановительного потенциала, сопровождающееся сегрегацией железа и образованием гематитовых конкреций и кирас. Современным аналогом подобных почв, вероятно, являются ферраллитные отложения и гидрогенно-ожелезненные и местами окремненные почвы влажных саванн и переменновлажных саванн Африки и Австралии, выделяемые М.А. Глазовской в семейства фульвоферраллитов и ферроземов.

Палеоценовые ландшафты Северного Казахстана развивались в условиях влажного субтропического климата. По особенностям флоры они напоминали современные субтропические ландшафты Юго-Западного Китая [298]. В автономных ландшафтах были развиты вечнозеленые широколиственные леса из дуба, эвкалипта, лавра с участием хвойных и папоротников [233]. В зависимости от степени увлажнения, условий дренажа и состава пород в этих ландшафтах формировались почвы, аналогичные современным красноземам и желтоземам. В подчиненных ландшафтах преобладали платановые и кипарисовые леса. Перераспределение железа и обилие остатков торфяных мхов и селягинеллы [315] в континентальных отложениях свидетельствуют о восстановительной среде и заболоченности подчиненных ландшафтов.

Для раннего эоцена, основываясь на данных К.К. Флорова и других [315], можно выделить следующие районы.

1. Низменные аккумулятивные равнины, подтапливающиеся морем, с

хвойно-широколиственными таксоидными лесами и болотами (север и запад Казахского нагорья, Тургай).

2. Низменные аккумулятивные равнины, не затопляющиеся морем с хвойно-широколиственными субтропическими лесами. Более кислые условия миграции, энергичный вынос из почв и пород катионогенных элементов (окраины Казахского нагорья, Прибалхашье, Кулунда, Бараба).

3. Всклощенные и предгорные равнины с теплоумеренными хвойно-широколиственными лесами, местами ксерофитного облика. Вероятна миграция катионогенных элементов (центральная часть Казахского нагорья, Южный Урал, Чу-Илийские горы).

Средний и поздний эоцен – гумидный и семигумидный этап в условиях повышения тектонической активности. В среднем эоцене начинается цикл тектонической активности и частичной аридизации климата. В Северном и Центральном Казахстане к этому времени относятся белоцветные сливные кварцитовидные песчаники. Согласно А.Л. Яншину [349], они являются своеобразной корой выветривания, образовавшейся в условиях пустынного климата. Однако палинологические остатки из сливных песчаников различных районов Казахстана свидетельствуют о развитии лесных ландшафтов не только по долинам рек, но и в центральной части нагорья. Эти леса имели ксерофитный облик – в них росли вечнозеленые дубы, каштанодубы, лавры [315]. На плакорах росли секвойя, кедр, сосна, в долинах рек – тополь, ива, ольха, на болотах – таксоидий. Такой состав флоры говорит о семиаридном и даже семигумидном, но не пустынном облике ландшафтов среднего эоцена. Во впадинах – Зайсанской, Тенгизской, Сырысуьской – происходила седиментация угленосных осадков. Отложения этой эпохи отнесены В.С. Ерофеевым и Ю.Г. Цеховским к углисто-сидерит-колчеданной формации.

Более аридные черты свойственны отложениям среднего эоцена в Юго-Восточном Казахстане (зимунайская свита). Они имеют монтмориллонитовый состав, сильно заглисованы, в них встречаются доломитовые и мергелистые конкреции, значительную роль играют солончакково-такырные фации [324].

Итак, на большей части территории Казахстана в среднем эоцене господствовали семигумидные и семиаридные условия. Усиление вторичных ореолов рассеяния могло происходить на кислых геохимических барьерах (в щелочном плече – Е4 и др.) на контакте автономных и подчиненных ландшафтов, где почвы и отложения имели более низкий рН, а также в солончаках (F4, F8).

Олигоцен – гумидный этап в условиях усиления тектонической активности к концу этапа. В автономных ландшафтах раннего олигоцена под хвойно-широколиственными лесами формировались красноземы и красно-бурые почвы [156]. В подчиненных ландшафтах была развита кислая и кислая глеевая обстановка (сероцветные, угленосные отложения с комплексом железистых минералов – индикаторов восстановительной среды). Были характерны кислородные, сорбционные, глеевые геохимические барьеры (А6, G6, С6).

В среднем олигоцене (индикотериевое время) существовали три ландшафтно-климатические области [186].

1. Южный Казахстан с тропическими редколесьями и саваннами с вечнозеленой полтавской флорой и красноцветными карбонатными почвами.

2. Центральный и Восточный Казахстан, юг Тургая — области развития субтропических саванн в междуречьях и заболоченных лесов в долинах. Флора по составу была близка к полтавской, но с участием теплоумеренных видов. Почвы красно-бурые, местами оподзоленные.

3. Северный Казахстан — область развития теплолюбивых хвойно-широколиственных лесов (тургайская флора) с почвами подзолистого типа. Отложения этого возраста (чиликтинская свита) богаты органическими остатками, местами содержат прослой углей. В.В. Лавров [156] выделил эти отложения в углисто-лептохлоритовую формацию.

Несмотря на влажный и теплый климат, в раннем и среднем олигоцене на территории Казахского щита не формировались мощные коры выветривания. Это было связано с недостаточной расчлененностью рельефа, затрудненным водообменом и слабым дренажом, не благоприятствующими интенсивному выносу подвижных компонентов. Вторичные ореолы в древних корах выветривания не подвергались ослаблению и деформации.

Их энергичное ослабление началось лишь в верхнем олигоцене, когда в условиях дальнейшего похолодания и увлажнения климата произошло сводовое поднятие Казахского щита. Оно привело к деформации мезозой-палеогенового пенеплена, образованию мелкосопочного рельефа, способствующего нисходящему и боковому промыву рыхлых отложений. В пределах щита начинается новый этап заложения серии долин, в которых накапливались отложения каолиновой и углисто-сидерит-колчеданной формации — белых и пестроцветных бескарбонатных кварцевых песков и галечников с прослоями каолиновых глин и бурых углей (чаграйская, наурузумская, ашутасская, асказансорская свиты).

В автономных ландшафтах в это время господствовали хвойно-широколиственные леса из представителей тургайской флоры (сосна, ель, пихта, секвойя, бук) с почвами, близкими к бурым лесным. В подчиненных ландшафтах были развиты заболоченные хвойно-таксодиевые леса с ольхой, ивой и тополем [156].

В верхнеолигоценовых ландшафтах энергично мигрировали железо и другие катионогенные элементы. Повсеместная пятнистость отложений, сочетание в разрезе белых, зеленых, красных, бурых тонов говорит о чередовании окислительных и глеевых условий в супер- и субкавальных ландшафтах.

Верхний олигоцен — важный этап в развитии ландшафтов и вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений. На это время приходится последняя вспышка кислого каолинового корообразования в Казахстане, которая привела к дальнейшему ослаблению остаточных ореолов рассеяния. В Северном Казахстане в верхней части нижнемезозойской коры выветривания в это время сформировалась зона выщелачивания мощностью 2–8 м. Эта зона развита в коре выветривания независимо от глубины ее погребения под неоген-четвертичными отложениями, т.е. имеет домиоценовый возраст.

Для верхнеолигоценовых отложений характерно низкое содержание тяжелых металлов — никеля, марганца, кобальта, цинка, свинца, способных мигрировать в кислой и кислой глеевой среде, и относительно высокое

содержание анионогенных элементов — ванадия, хрома, иттрия, циркония, слабоподвижных в этих условиях.

В верхнем олигоцене существовали следующие ландшафты [315, наши данные].

1. Заболоченные аккумулятивные равнины с таксодиевыми лесами, кислым и кислым глеевым классом водной миграции (Тургай, Северное Приаралье, Кулунда, Бет-Пак-Дала).

2. Речные долины и озерные котловины Казахского нагорья, Мугоджар и Южного Урала с ольховыми и березовыми лесами, преимущественно с кислым глеевым классом водной миграции.

3. Денудационные равнины Казахского нагорья, в северной части под постоянно-влажными хвойно-широколиственными лесами, в южной — с лесостепными ландшафтами с кислым и переходным от кислого к кальциевому классами водной миграции.

4. Низкогорья Центрального Казахстана с хвойными лесами и кислым классом водной миграции.

В Северном Прибалхашье олигоценое корообразование не привело к развитию площадных кор выветривания и региональных зон выщелачивания в верхних горизонтах более древних рыхлых образований. Процессы выщелачивания были локализованы в зонах сульфидной минерализации, расположенных в пределах относительно расчлененного рельефа (борта древних долин и т. п.). Еще южнее, в Тянь-Шане, верхнеолигеновые отложения красноцветны (массагетская серия). Вторичные ореолы рассеяния рудных месторождений Тянь-Шаня в это время подвергались преимущественно механическому разрушению в связи с воздыманием страны. Для катионогенных рудных элементов водная миграция имела подчиненное значение.

Нижний и средний миоцен (аральские ландшафты) — семиаридный этап в условиях слабой тектонической активности. В миоцене начинается следующий крупный этап развития ландшафтов и вторичных ореолов рассеяния. Происходит аридизация климата, рельеф большей части территории Казахского щита вступает в завершающую фазу эрозионно-аккумулятивного цикла, начавшегося в олигоцене. Тектонические поднятия верхнего олигодена, сопровождавшиеся врезанием рек и образованием долин, сменяются режимом тектонического покоя, формированием выровненного рельефа с многочисленными озерами и солончаками.

Среди неогеновых отложений в Северном, Центральном Казахстане и Мугоджарах наиболее широким распространением пользуются аральская ($N_1^3 - N_2^1$ ar) и павлодарская свиты. Особенности генезиса, литологии, фаунистического и флористического комплексов этих свит, палеогеография этого времени отражены в ряде сводных работ.

Геохимическим следствием смены гумидных лесных ландшафтов верхнего олигодена на семиаридные саванновые ландшафты нижнего миоцена явилось изменение условий миграции химических элементов, типов геохимических барьеров, типоморфных комплексов элементов. В миоценовых отложениях по сравнению с палеогеновыми резко уменьшается содержание органического вещества (табл. 21). В почвах и континентальных отложениях кислая глеевая обстановка верхнего олигодена сменяется нейтральной и щелочной.

Таблица 21

Содержание $S_{орг}$ (в %) в палеогеновых и миоценовых отложениях Казахстана [119, 182]

Отложения	Среднее содержание	Пределы колебаний	Число проб
Палеогеновые пески и глины	2,2	0,4–19,4	44
Миоценовые глины	0,2	0,05–0,31	11

Глины аральской свиты содержат пыльцу как травянистых ксерофитов – лебедовых, сложноцветных, маревых, так и влаголюбивых растений – тростника, мхов, папоротников, а также древесных пород – узколиственных дубов, березы, ольхи, ореховых, таксодия и др. Вероятно, в автономных условиях были развиты саванновые ландшафты, отличавшиеся от современных саванн присутствием мелколиственных пород.

Значительную роль в растительном покрове играли и лугово-степные сообщества. В подчиненных ландшафтах – по берегам озер и в долинах рек – росли заболоченные леса.

В большинстве районов Казахстана аральская свита представлена зеленовато-серыми монтмориллонитовыми глинами, реже известняками, мергелями и песками с марганцевыми бобовинами и гипсом. В северных районах глины обычно малокарбонатны, южнее степень их карбонатности увеличивается.

Седиментация глин аральской свиты происходила на озерно-аккумулятивных равнинах. В почвах и континентальных отложениях преобладала щелочная и сильнощелочная (содовая) обстановка. Зеленоцветность и гипсоносность глин свидетельствует о восстановительной соленосной среде их седиментации.

В отложениях аральской свиты по сравнению с палеогеновыми отложениями (чаграйская свита) накапливаются главным образом элементы, способные мигрировать в щелочной среде в виде анионных соединений – молибден, хром, ванадий или растворимых карбонатных комплексов – иттрий, скандий, цирконий, медь (рис. 61) [131]. Можно предположить, что в почвах автономных ландшафтов были развиты процессы содового выпщелачивания. Во всех изученных районах содержания большинства микроэлементов близки друг другу (табл. 22), что отражает роль единства климатической обстановки и меньшее влияние горных пород на геохимические свойства озерных и солончаковых отложений на равнинах.

Региональные различия в распределении микроэлементов в глинах аральской свиты невелики, но вполне закономерны с ландшафтно-геохимической точки зрения (рис. 62). В Северном Казахстане по сравнению с Центральным Казахстаном в глинах несколько более интенсивно накапливаются молибден, иттрий, медь, ванадий (бериллий, скандий), т. е. типичная ассоциация элементов содовой миграции, подвижных в более обводненных ландшафтах этого района (аналог лесостепи?). В Центральном Казахстане в связи с меньшим увлажнением большинство элементов

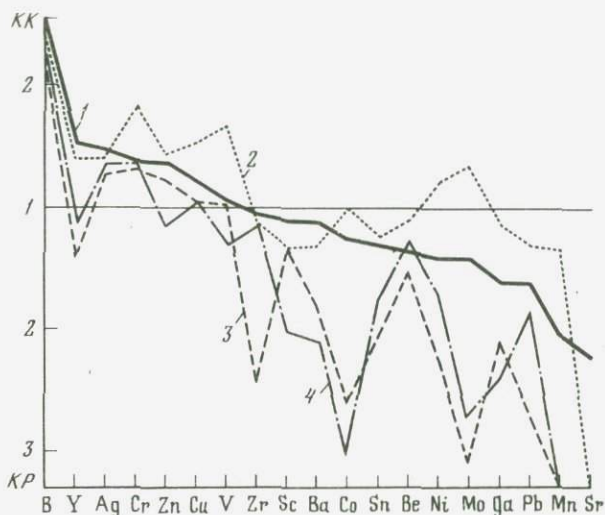


Рис. 61. Геохимические спектры химических элементов рыхлых отложений Северного Казахстана

1 — четвертичные суглинки (110); 2 — неогеновые глины (140); 3 — древняя кора выветривания (170); 4 — палеогеновые пески (120). В скобках — число проб

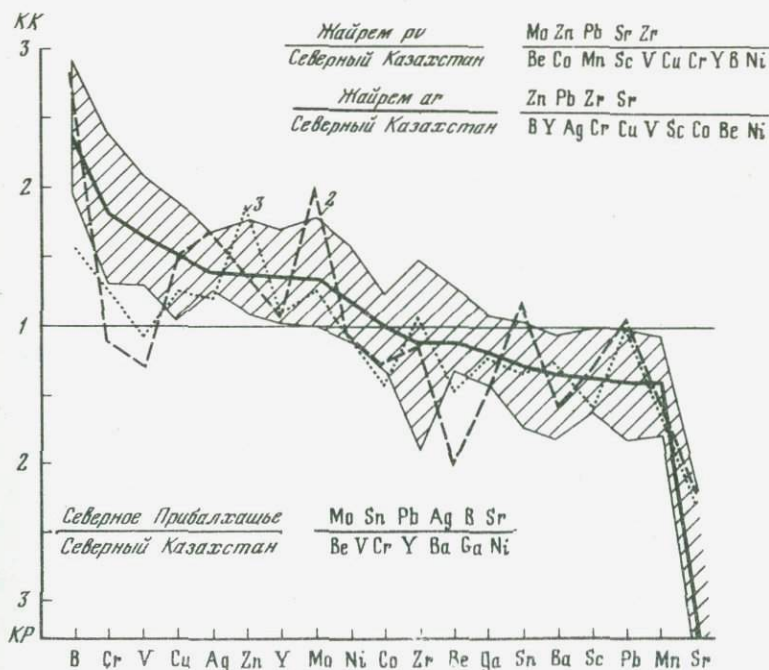


Рис. 62. Геохимические спектры химических элементов в неогеновых отложениях

1 — глины аральской свиты, Северный Казахстан (140); 2 — глины павлодарской свиты, Северное Прибалхашье (32); 3 — глины аральской свиты, Жайрем (30). В скобках — число проб. В числителе формул — относительно накапливающиеся элементы, в знаменателе — выносящиеся. Заштрихованы нижеаномальные значения в глинах аральской свиты, Северный Казахстан

Таблица 22

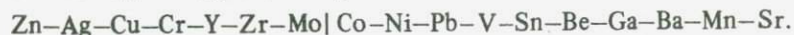
Распределение микроэлементов в глинах аральской свиты

Элементы	Кокчетавская возвышенность					
	Восточная периферия		Северная периферия		Жайрем	
	1		2		3	
	C	E	C	E	C	E
Mn	75	1,3	36	1,2	28	1,4
Ba	48	1,3	35	1,4	48	2,2
Sr	10	1,5	5	1,2	11	1,3
Zr	15	1,3	17	1,2	15	1,4
V	15	1,3	6	1,4	7	1,2
Zn	12	1,3	12	1,3	15	1,3
Cr	15	1,3	8	1,2	8	1,2
Ni	7	1,4	5	1,3	5	1,2
Cu	7,2	1,2	5,1	1,2	5,7	1,3
Y	4,0	1,3	3,0	1,2	2,9	1,2
Ga	1,6	1,3	1,0	1,3	—	—
Co	1,8	1,3	2,0	1,5	1,1	1,4
Pb	1,2	1,4	1,5	1,2	1,4	1,2
Sc	0,8	1,3	0,6	1,3	0,6	—
Be	0,4	1,3	0,3	—	0,3	—
Sn	0,2	1,4	—	—	—	—
Mo	0,15	1,4	0,12	1,4	0,08	1,3
Ag	0,01	1,2	0,009	—	0,009	—
	140		45		33	

Примечание. 1 — зеленые слабокарбонатные глины; 2 — зеленые бескарбонатные гипсоносные глины; 3 — зеленые бескарбонатные гипсоносные глины; 4 — красно-вато-зеленые слабокарбонатные гипсоносные глины; 5 — зеленые карбонатные слабозагипсованные алевролиты; C — среднее геометрическое (в $\mu\text{г}/\text{г}$), E — стандартный множитель.

было слабоподвижно. Аридизация условий осадконакопления здесь выразилась в накоплении стронция (см. рис. 62).

Обобщенный ряд кларков концентрации элементов в глинах аральской свиты выглядит следующим образом¹:



Верхний миоцен—начало плиоцена. (павлодарские ландшафты). В это время продолжается аридизация климата. Ландшафты представляли собой степи и лесостепи (саванны), местами сухие саванны. На обширных травянистых равнинах паслись антилопы, носороги, мастодонты, гиппарионы [130]. Остатки этих животных в континентальных отложениях представляют собой гиппарионовый фаунистический комплекс, типичный для осадков конца миоцена—начала плиоцена.

Оживление тектонической активности в конце миоцена привело к поднятию Казахского щита, частичному осушению аральских бассейнов и развитию в делювиально-пролювиальных отложениях и илах озер щелоч-

¹ Данные спектрального анализа по цинку, вероятно, несколько завышены.

Атасуйский район				Среднее	КК
Жайрем					
4		5			
C	E	C	E		
55	1,3	63	1,5	45	0,45
28	1,3	26	1,4	36	0,58
12	1,3	16	1,3	8,5	0,2
18	1,2	19	1,3	17	1,0
7	1,3	8	1,3	7,6	0,9
14	1,3	14	1,2	13,0	1,6
8	1,4	11	1,3	9,2	1,1
5	1,3	5	1,4	5,2	0,9
5,7	1,4	5,6	1,4	5,6	1,2
3,0	1,3	3,2	1,3	3,1	1,1
—	—	—	—	1,3	0,7
1,3	1,3	1,3	1,4	1,7	0,9
1,6	1,3	1,5	1,3	1,4	0,9
0,6	—	0,6	—	0,6	0,6
0,3	—	0,2	—	0,3	0,8
—	—	—	—	0,2	0,8
0,11	1,3	0,08	1,4	0,11	1,0
0,009	—	0,009	—	0,009	1,3
	28		30		30

ной окислительной среды. В Казахстане отложения этого времени относятся к павлодарской свите [156]. Они отличаются от осадков аральской свиты красноцветностью, меньшей засоленностью, большей карбонатностью (окислительная карбонатная формация). В Центральном Казахстане отложения павлодарской свиты повсеместно карбонатны, в Северном — среди них встречаются бескарбонатные разности. Это указывает на влияние геохимической зональности.

Распределение микроэлементов в павлодарских глинах также отражает зональность: в Северном Казахстане они содержат больше аниогенных элементов — иттрия, бериллия, хрома, ванадия, скандия и серебра, чем в Прибалхашье и долине реки Сары-су (табл. 23). На севере были развиты, вероятно, более обводненные ландшафты с содовой обстановкой в почвах (геохимический аналог современной лесостепи), в которых эти элементы мигрировали энергичнее и накапливались в депрессиях рельефа. В Центральном Казахстане в это время существовали ландшафты с нейтральной и слабощелочной обстановкой в почвах, что в сочетании с меньшим увлажнением определяло слабую миграцию аниогенных элементов и поступление их в подчиненные ландшафты в меньших количествах.

Таблица 23

Распределение микроэлементов в глинах павлодарской свиты (в $n \times 10^{-3} \%$)

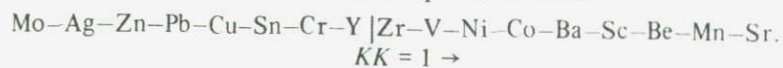
Элементы	Северный Казахстан		Атасуйский район, Жайрем					
	1		2		3		4	
	C	E	C	E	C	E	C	E
Mn	60	1,2	33	1,3	59	1,5	69	1,5
Ba	40	1,2	50	1,3	45	1,5	56	1,3
Sr	5	1,4	11	1,4	15	1,4	16	1,2
Zr	15	1,2	18	—	20	—	17	—
V	8	—	8	—	9	—	8	—
Zn	9	1,2	4	1,2	14	1,3	12	1,3
Cr	9	—	8	—	10	—	9	—
Ni	5	—	5	—	5	—	6	—
Cu	6	1,2	6	1,3	6	1,4	6	1,2
Y	3,1	1,2	3,2	1,4	3,3	1,2	3,5	1,2
Ga	1,3	1,2	—	—	—	—	—	—
Co	1,5	1,6	1,2	1,3	1,3	1,3	1,4	1,3
Pb	2,5	1,3	1,2	1,4	1,5	1,3	1,5	1,2
Sc	0,6	—	0,6	—	0,6	—	0,7	—
Be	0,2	—	0,3	—	0,2	—	0,3	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	0,14	1,4	0,06	1,2	0,18	—	0,23	—
Ag	0,01	—	0,01	—	0,01	—	0,01	—
n	30		19		41		36	

Примечание. 1 — красно-бурые карбонатные глины; 2 — зеленые слабокарбонатные глины; 3 — красно-розовые карбонатные глины; 4 — зеленые карбонатные песчаные глины; 5 — зеленые гипсоносные алевролиты и глины; 6 — кирпично-красные карбонатные гипсоносные глины; 7 — красно-бурые карбонатные гипсоносные глины; C — среднее геометрическое; E — стандартный множитель.

На дневную поверхность отложения павлодарской свиты выходят преимущественно по северной и восточной периферии Казахского щита, в Тенизской и Джезказганской впадинах, сопрягаясь с площадями развития древних кор выветривания, но занимая более низкий гипсометрический уровень. В Центральном и Северном Казахстане они часто перекрыты четвертичными отложениями.

По регионам микроэлементы в отложениях павлодарской свиты распределены еще более равномерно, чем в аральской свите. Можно лишь отметить некоторое накопление молибдена в Атасуйском районе и свинца в восточной части Северного Казахстана (табл. 23).

Ряды кларков концентрации элементов в отложениях павлодарской свиты в общем сходны с таковыми в аральской свите



Сравнение геохимических спектров кларков концентрации и кларков рассеяния элементов в отложениях аральской и павлодарской свит в изученных районах показывает их практическую идентичность (рис. 63).

	Северное Прибалхашье		Мугоджары		Среднее	KK		
	5		6				7	
	C	E	C	E			C	E
	82	1,4	63	—	56	1,5	60	0,6
	53	1,2	42	—	56	1,3	45'	0,7
	8	1,3	15	—	44	3,9	12	0,3
	15	—	15	—	11	1,4	16	0,9
	9	—	7	—	11	1,3	8	0,9
	14	1,2	12	—	11	1,6	11	1,3
	10	—	8	—	11	1,8	9	1,1
	5	—	5	—	6	1,6	5	0,9
	6	1,3	7	—	6	1,3	6	1,3
	3,1	—	3,1	—	2,8	1,6	3,1	1,1
	—	—	1,3	—	1,1	1,1	1,2	0,7
	1,4	—	1,4	—	1,4	1,5	1,4	0,8
	1,6	1,4	1,8	—	1,1	1,7	2,0	1,2
	0,7	—	0,7	—	—	—	0,6	0,6
	0,2	—	0,2	—	—	—	0,2	0,6
	—	—	0,3	—	0,3	1,6	0,3	1,2
	0,28	—	0,22	—	0,11	3,7	0,16	1,5
	0,61	—	0,012	—	—	—	0,01	1,4
	25		32		76		259	

В павлодарской свите несколько больше молибдена, олова и свинца, но различия по отдельным элементам не превышают 1,5 раз и находятся в пределах колебаний чувствительности спектрального анализа.

Сходство распределения микроэлементов в зеленоцветных глинах аральской свиты и красноцветах павлодарской свиты указывает на роль ландшафтно-геохимической обстановки областей сноса в геохимии континентальных отложений равнин (саванные ландшафты, щелочная среда, миграция аниогенных элементов и элементов-комплексобразователей). Геохимические различия окислительно-восстановительных условий илов — в первом случае восстановительные, во втором — окислительные, не привели к дифференциации содержания микроэлементов в этих двух свитах.

Таким образом, геохимический фон аральской и павлодарской свит практически одинаков. В данном случае микроэлементы нельзя использовать как индикаторы процессов осадконакопления, так как ландшафтно-геохимические условия, в которых происходила седиментация этих двух свит, были в целом сходны.

В Мугоджарах, в неогеновых красноцветах — аналогах павлодарских

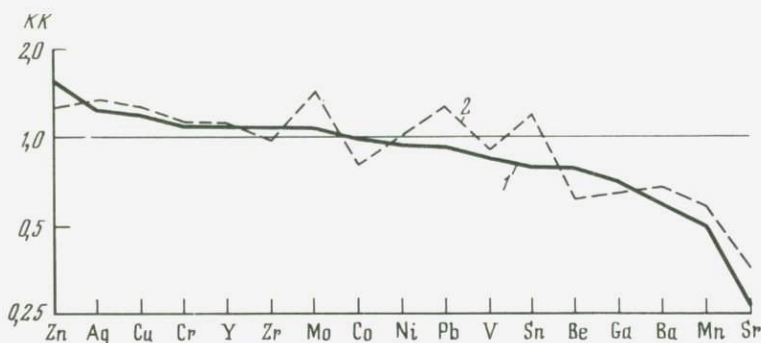


Рис. 63. Геохимические спектры отложений свит
1 – аральской (276), 2 – павлодарской (259)

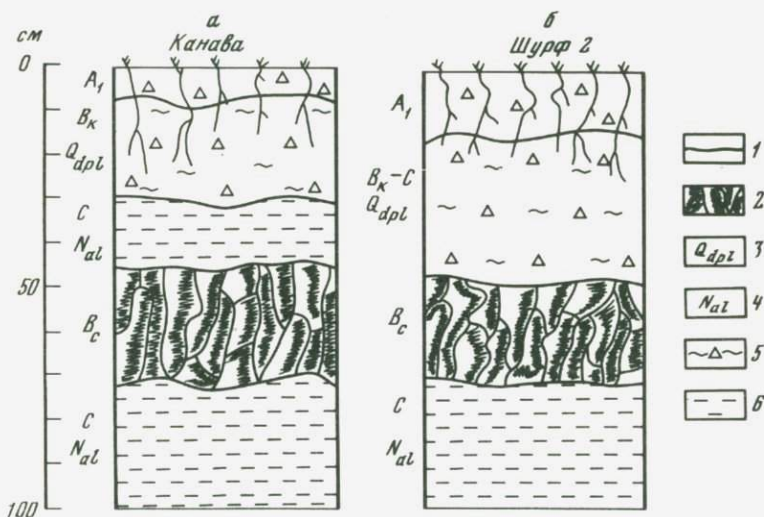


Рис. 64. Ископаемые солонцы неогенового (а) и неоген-четвертичного возраста (в), бассейна р. Кундузды, Мугоджары

1 – границы генетических почвенных горизонтов; 2 – солонцовый (призматический) почвенный горизонт; 3–4 – возраст и генезис отложений: 3 – четвертичный делювио-пролювий, 4 – озерно-аллювиальные отложения неогена; 5–6 – механический состав: 5 – средний суглинок со щебнем, 6 – плотные глины

глин, нами были обнаружены ископаемые почвы. На рис. 64 показана ископаемая солонцовая почва в неогеновых глинах. В данном случае возраст почвы уверенно определяется как неогеновый.

Ископаемые солонцы в основном развиты на древнеаллювиальных равнинах, реже – на шлейфах в мелкосопочнике. Приуроченность сходных ископаемых почв к различным элементам рельефа подтверждает их реликтовый характер и формирование в условиях более однородного рельефа – до четвертичных поднятий. Как видно из рис. 65, реликтовый солонцовый горизонт прослеживается по всей длине канавы, в то время как современные почвы относятся к луговому и каштановому типам.

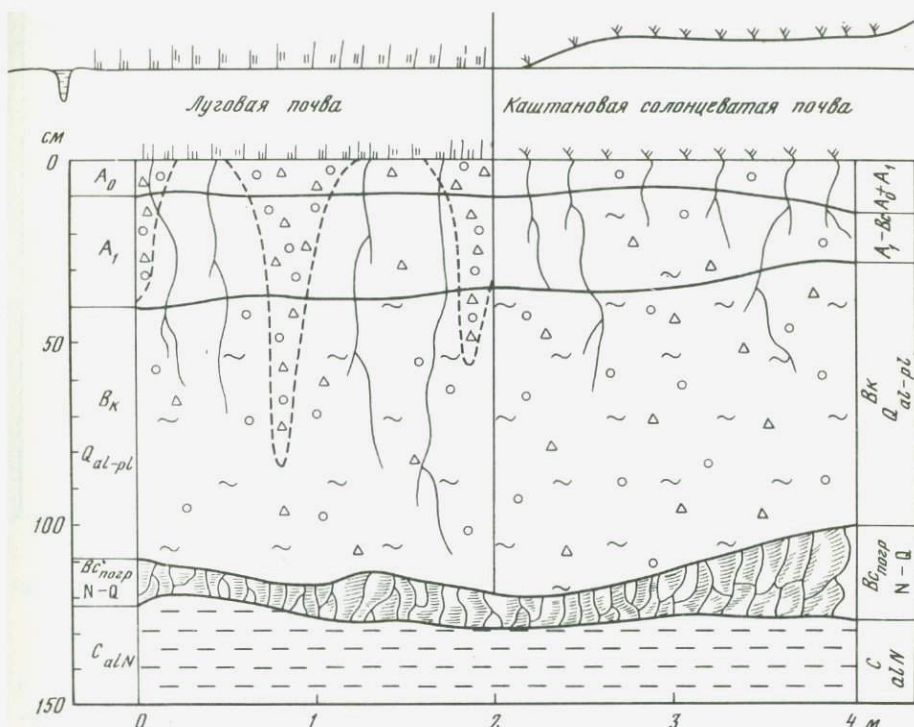


Рис. 65. Ископаемый солонцовый горизонт в современных луговой и каштановой солонцеватой почвах (уч. Кундузды, канава 4)

Приведем описание профиля ископаемой почвы в неогеновых глинах.

Канава 3, профиль 2

- 0–30 см Современная каштановая солонцеватая почва.
- 30–50 см Неогеновые глины, красные, плотные, вскипают от соляной кислоты, сильно изменены процессами современного почвообразования – горизонт С. Переход к нижележащему горизонту резкий.
- $B_{сн}$ Ископаемый почвенный горизонт. Ярко выражена призматическая структура, размеры отдельностей 5–20 см. Сильное огипсование (как правило, лишь на поверхностях отдельностей). Вскипание по всей глубине, карбонаты в виде пленок, а также конкреций, достигающих в диаметре 1–2 см. Встречаются черные примазки марганцевых минералов. Тяжелосуглинистый, переход постепенный по структуре, цвету и механическому составу.
- 70–110 см Красные неогеновые глины, плотные, сильно карбонатизированы и огипсованы. Гипс в основном в виде гипсового песка и реже в виде маленьких друз. Сильное омаргачивание.

Состав водной вытяжки свидетельствует о сульфатно-кальциево-натриевом засолении ископаемого солонцового горизонта. Возможно, процессы засоления наложились на солонцовый горизонт (на разломе структурных отдельностей огипсование не прослеживается).

В ископаемых солонцах накапливаются иттрий, скандий, цирконий, бериллий, молибден, в некоторых случаях серебро (рис. 66). Концентрация этих элементов связана со сменой содовой среды, где эти элементы

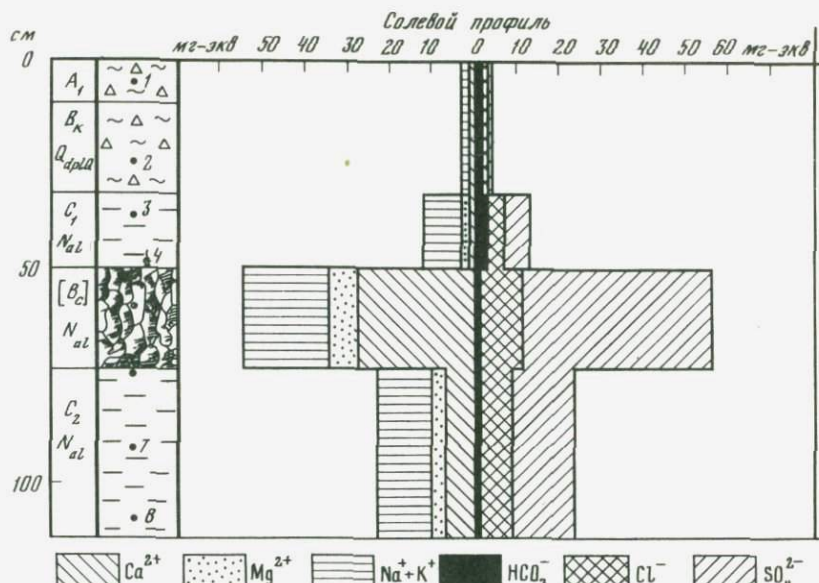


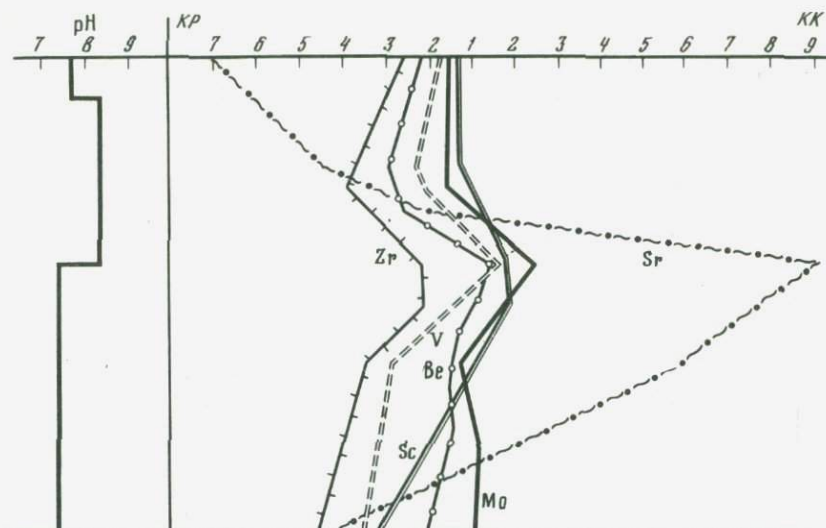
Рис. 66. Накопление Sr, Mo, V, Sc, Zr, Be в ископаемом солонце, бассейна р. Кундузды, канава 3, профиль 2

мигрировали в форме комплексных растворимых соединений, на менее щелочную, т. е. с осаждением на кислом барьере (Е4). Накопление перечисленных элементов прослеживается во всех изученных разрезах.

Для данной ископаемой почвы, как и для других, аналогичных ей, характерно высокое содержание стронция (до 0,5%), что связано с огипсованием.

В профиле ископаемых почв обычно присутствуют крупные известковые конкреции. В настоящее время они характерны для почв областей с переменным влажным субтропическим климатом — саванн Австралии, Африки и Индии [80].

Верхний плиоцен — начало плейстоцена — семигумидный этап в условиях активных дифференцированных геотектонических поднятий. В связи с похолоданием и увлажнением климата в это время частично меняются ландшафтно-геохимическая обстановка и условия ореолообразования. В автономных ландшафтах сохранялась окислительная обстановка. Для ландшафтов крупных речных долин (Павлодарское и Семипалатинское Прииртышье) были свойственны две геохимические обстановки: окислительная, где происходила седиментация пролювиальных, аллювиально-пролювиальных и делювиальных красноцветных карбонатных осадков, и восстановительная с сероцветными аллювиальными и озерными отложениями, обогащенными органикой и сульфидами железа. Сероцветные осадки тяготеют к верхам разреза верхнего плиоцена — начала плейстоцена, что характеризует тенденцию в эволюции ландшафтов Казахстана к гумидизации и обводнению. Кроме того, сероцветные отложения распространены в целом севернее красноцветных, что свидетельствует о существовании в это время широтной зональности.



В отличие от равнин Северного Казахстана, где в течение верхнего плиоцена была развита лесостепь, в Центральном Казахстане и Приаралье сохранились сухостепные и степные ландшафты. В автономных и подчиненных условиях преобладала нейтральная и слабощелочная окислительная обстановка. Так, плиоцен-нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения долины Пра-Сары-су представлены карбонатными песками, в которых практически отсутствует органика и минералы, свидетельствующие о восстановительной обстановке (пирит, сидерит).

В Центральном Казахстане в это время происходило формирование преимущественно механических ореолов рассеяния рудных месторождений в пределах низкогорных и мелкокосопочных массивов и погребение ряда рудных месторождений под чехлом грубообломочных и покровных континентальных отложений.

Тектонические поднятия носили блоковый характер — наряду с приподнятыми блоками в которых формировался ландшафт мелкокосопочника, имелись и малоподвижные участки, в которых сохранялся пенеппен с древней корой выветривания и древними долинами, выполненными неогеновыми отложениями. Особенно характерен был пенеппен для Северного Казахстана.

Нижний и начало среднего плейстоцена — этап активных дифференцированных неотектонических поднятий. Начало плейстоцена — крупный геохимический рубеж, с которым связано изменение ландшафтной и тектонической обстановок, литологических особенностей отложений. Это время характеризуется резкой активизацией тектонических движений и эрозионно-денудационных процессов, а также дальнейшим похолоданием климата. На смену степям и лесостепям приходят хвойно-мелколиственные леса. Как и в предыдущем этапе, блоковый характер неотектоники определял существование мелкокосопочника и пенеппена.

Во многих районах Казахстана континентальные отложения нижнего и

среднего плейстоцена представлены преимущественно аллювиальными и аллювиально-озерными грубообломочными породами серой окраски. Их седиментация была сосредоточена в основном в долине Иртыша и слабо проявилась в центральных районах Казахстана. В Прииртышье и Рудном Алтае такие осадки выделяются в красноярскую свиту, литологически представляющую сероцветную грубообломочную формацию. Появление подобных отложений на фоне предшествующих им красноцветных осадков свидетельствует не только о более активном тектоническом режиме, но и об общем увлажнении климата.

Как и в конце плиоцена, в нижнем и среднем плейстоцене формировались преимущественно механические ореолы рассеяния рудных месторождений. В это время происходило отпрепарирование древнего мезозой-палеогенового пенеплена, его размыв и выход на эрозионную поверхность палеозойских пород.

Средний и верхний плейстоцен — перигляциальный мерзлотный этап в условиях слабых тектонических поднятий. Средний плейстоцен — время максимального развития оледенения в Западной Сибири, на Урале и Алтае, что нашло отражение и в ландшафтах Казахстана. В эпоху самаровского (бахтинского) оледенения на севере Казахстана формируются перигляциальные ландшафты, не имеющие современных аналогов. Они представляли собой сочетание ксерофильных степей и болот на плоских междуречьях с редкостойными еловыми лесами в долинах. Одним из специфических проявлений перигляциальных ландшафтов в Северном Казахстане является мерзлотно-соровая формация — парагенезис аллювиальных, озерных, делювиальных, солифлюкционных и золовых отложений, на состав которых оказывали влияние вечная мерзлота и избыточное поверхностное увлажнение.

В среднем плейстоцене на территории Северного Казахстана деградирует речная сеть и долинная седиментация сменяется покровной, мерзлотно-соровой (кроме долин крупных рек). Формирование потоков рассеяния рудных месторождений на большей части равнинного Казахстана ослабло. Смещение вторичных ореолов рассеяния происходило на незначительное расстояние в пределах местных бассейнов аккумуляции.

В Центральном Казахстане, вероятно, также существовала вечная мерзлота, но в условиях более засушливых ландшафтов перигляциальных степей, где происходила седиментация покровных лёссовидных отложений различного генезиса. Покровные отложения в Центральном Казахстане и Прииртышье имеют много общих черт. Они представлены в основном желтовато-бурыми лёссовидными карбонатными суглинками и супесями с большим количеством карбонатных новообразований, местами они заглипсованы. В связи с широким распространением эта формация является основной средой почвообразования во многих районах Казахстана.

Карбонатность этих отложений обуславливала слабую миграцию большинства катионогенных элементов — марганца, свинца, никеля, кобальта, бария, стронция и др. Более интенсивно мигрировали анионогенные элементы — молибден, хром, ванадий и др. Однако от миоплиоцена к плейстоцену интенсивность миграции анионогенных элементов значительно уменьшилась в связи со сменой содовых условий миграции на нейтральные и слабоще-

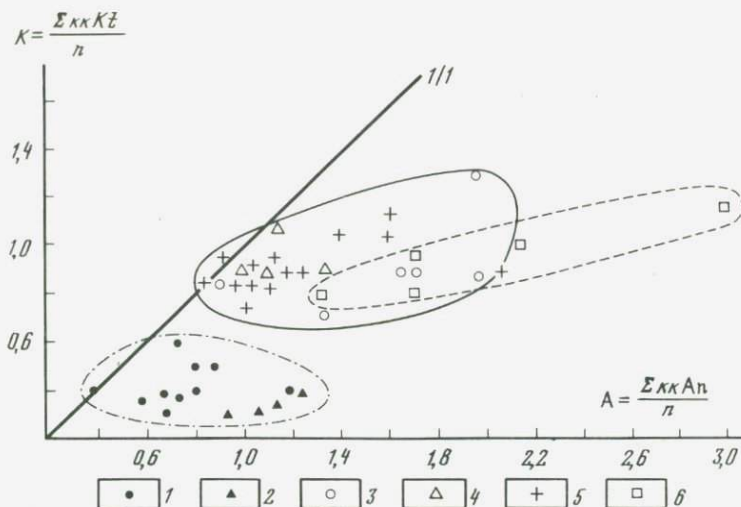


Рис. 67. Соотношение показателей K и A в почвах, древних корях выветривания и континентальных отложениях

1 — древние коры выветривания и палеогеновые отложения; 2 — почвы тайги; 3 — неогеновые отложения; 4 — четвертичные отложения Казахстана; 5 — степные почвы (черноземы, каштановые); 6 — содовые почвы, каждая точка — среднее из 30–200 проб

лочные. Поэтому в плейстоценовых отложениях обычно содержится меньше анионогенных элементов по сравнению с неогеновыми.

Ассоциации микроэлементов в почвах и континентальных отложениях гумидных и аридных ландшафтов. Критериями, позволяющими судить о парагенном характере ассоциаций элементов в континентальных отложениях, могут служить показатели катионофильности (K) и анионофильности (A), сходные с коэффициентом Р.Д. Шоу [339]. Они представляют собой суммы кларков концентрации отдельных элементов.

Показатель K представляет собой сумму кларков концентрации катионогенных (K_i) элементов: $K = \sum K_i K_i / n$ (марганец, кобальт, никель, цинк, свинец, барий и др.), а показатель A — анионогенных (A_i) элементов: $A = \sum K_i A_i / n$ (итрий, молибден, скандий, цирконий, хром, ванадий и др.). Число суммируемых элементов может быть произвольно. Оно определяется количеством анализируемых элементов, но сопоставление этих показателей возможно лишь при равном числе элементов в ассоциации. В литературе обычно приводятся ассоциации, различающиеся по числу и составу входящих в них элементов. Поэтому нами использовалась другая модификация показателей K и A — сумма кларков концентрации делится на число элементов в ассоциации ($K = \sum K_i K_i / n$; $A = \sum K_i A_i / n$). На основе наших и литературных данных были рассчитаны показатели K и A для почв и континентальных отложений¹. Отчетливо выявляется три поля распределения элементов (рис. 67).

¹ Кларки концентрации и показатели K и A рассчитаны по данным: [96, 162, 177, 180, 225, 286] главным образом для Казахстана, а также для Южного и Среднего Урала и Восточной Африки. Число элементов в каждом показателе изменялось от 3 до 6.

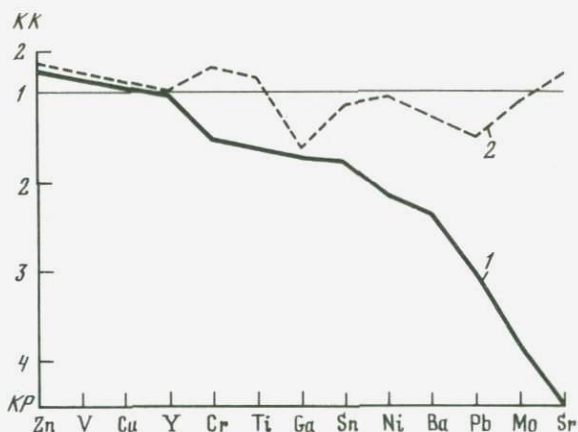


Рис. 68. Геохимические спектры (Мугоджары)

1 — выщелоченной глинистой коры выветривания диабазов (83), 2 — засоленных карбонатных глин неогена (76)

Первое поле характеризуется низкими значениями K и A . Сюда относятся древние каолиновые коры выветривания, отложения палеогена и современные кислые таежные почвы, т. е. продукты гумидных ландшафтов. В таежных почвах A несколько выше, чем в древних корках выветривания, что свидетельствует о более интенсивном выносе большинства микроэлементов при древнем корообразовании, происходившем в условиях влажного тропического и субтропического климата.

Второе поле образуют отложения неогенового и четвертичного возраста, седиментация которых происходила в нейтральной и щелочной среде, а также современные степные (автоморфные) почвы. К третьему полю, несколько пересекающемуся со вторым, относятся современные содовые почвы степной зоны. Этому полю свойственны максимальные значения коэффициента A . Нужно отметить, что в отложениях аридных ландшафтов увеличивается не только A , но и K , но рост A идет более интенсивно.

Для древних кислых кор выветривания, отложений и почв гумидного климата значения K не превышают 0,5–0,6 при несколько более высоких значениях A , но обычно не более 1,0–1,2, т. е. для всех этих элементов свойственны содержания порядка 0,5–1,0 кларков литосферы. В отложениях аридных и семиаридных ландшафтов значения K возрастают до 0,9–1,1, т. е. приближаются к кларковым, в то время как значения A резко увеличиваются и располагаются в интервале 1,0–2,1 и даже 3,1 (для содовых почв). В результате содержания аниогенных элементов в отложениях аридных ландшафтов в 1,5–3 раза выше их кларков литосферы.

Во многих районах Казахстана различные типы рыхлых пород весьма уверенно различаются по геохимическим данным. Особенно велики различия продуктов гумидных (древние коры, палеогеновые отложения) и аридных (неогеновые и четвертичные отложения) ландшафтов. При сравнении подобных образований их геохимические спектры имеют дивергирующий вид (рис. 68). Характерно, что в корках выветривания относи-

тельное накопление анионогенных элементов носит остаточный характер, а в неогеновых — аллохтонный.

Таким образом, ландшафтно-геохимические условия седиментации континентальных отложений находят отражение в ассоциациях мигрирующих и накапливающихся в них элементов. Особенно четко это отражено в отложениях аридных ландшафтов, которые значительно обогащены анионогенными элементами и элементами-комплексообразователями. Аридный литогенез в свою очередь, вероятно, следует разделить на два подтипа: литогенез, происходящий в нейтральной и слабощелочной среде и литогенез — в сильнощелочной (содовой) обстановке.

Выше геохимия рыхлых отложений была рассмотрена на уровне свит. При более детальном изучении отложений — на уровне горизонтов, слоев и т.д. распределение элементов подчиняется другим закономерностям. В этом случае определяющее значение приобретают процессы, происходившие в диагенетическую и эпигенетическую стадию формирования осадков. Эти процессы приводят к более значительному перераспределению микроэлементов в рыхлой толще.

Засоление древних кор выветривания и зон окисления в Казахстане. В аридные эпохи во многих районах Казахстана развивались процессы засоления древних кор выветривания и зон окисления сульфидных месторождений. Подобные явления наблюдались нами в Мугоджарах, Северном и Центральном Казахстане, Прибалхашье, Бет-Пак-Дале, Южном Казахстане, Калбе, а за пределами Казахстана в Кызылкумах и других пустынных районах. Наиболее детально эти процессы изучены в Мугоджарах, где верхние горизонты кор нередко сильно огипсованы и обогащены легкорастворимыми солями. В основу исследования геохимии засоления было положено сравнение распределения микроэлементов в незасоленных и засоленных корах выветривания.

Мощность засоленных горизонтов коры выветривания обычно не превышает 2—3 м от ее поверхности.

Возможно, что большинство солевых аккумуляций в древних корах выветривания Казахстана являются реликтовыми, унаследованными от периодов близкого стояния грунтовых вод.

Засоленные древние коры выветривания, как правило, приурочены к пенефлену, но они наблюдаются и в автономных ландшафтах мелкосопочника и в зонах разломов. Возраст засоления еще недостаточно изучен. С.Г. Батулин [18] предполагает, что засоление древней коры выветривания в некоторых районах происходит и в настоящее время за счет менискового испарения поровых вод. Этот автор приходит к такому заключению на основании изучения аномалий, связанных с соленакоплением в древних корах выветривания пустынь.

Не вызывает сомнений, что процессы засоления являются наложенными, так как формирование коры связано с гумидными эпохами кислого выщелачивания.

При сопоставлении распределения гипса и легкорастворимых солей в сильно загипсованной и засоленной коре на участке Аксай в Мугоджарах выявилась следующая закономерность: огипсование не заходит в четвертичные отложения и строго приурочено к древней коре выветривания, в то время как легкорастворимые соли наблюдаются и в четвер-

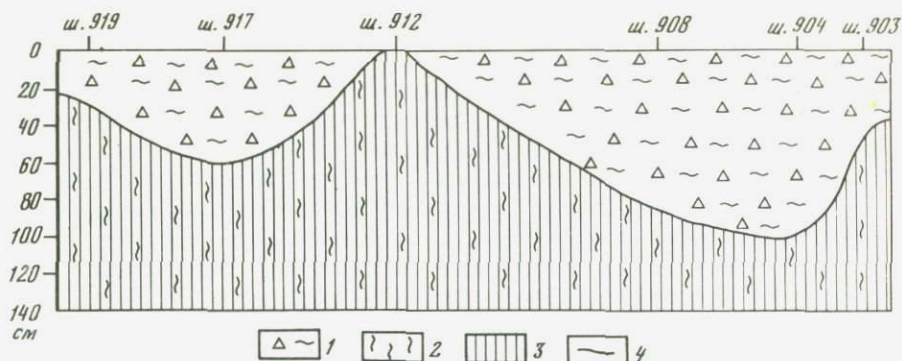


Рис. 69. Глубина залегания гипсового горизонта на участке Аксай
 1 — dpl; 2 — IMz; 3 — огипсование; 4 — граница огипсования

тичных отложениях, перекрывающих кору (рис. 69). Следовательно, засоление моложе их и является современным. Строгую приуроченность огипсования к коре выветривания можно было бы объяснить тем, что гипс, как более труднорастворимое соединение, осаждается при засолении раньше легкорастворимых солей. Но в таком случае в различных шурфах, заложенных на одном гипсометрическом уровне, верхнюю границу огипсования следовало бы ожидать на одной или примерно на одной глубине. В действительности же она резко колеблется, что связано с неодинаковой мощностью четвертичных отложений.

Таким образом, процессы огипсования протекали до отложения четвертичного делювий-пролювия в более ранние эпохи четвертичного периода, а возможно, и в неогене. Данный вывод подтверждает и тот факт, что огипсованные коры выветривания обнаружены в автономных ландшафтах без признаков разломов. Подобное несоответствие огипсования современным физико-географическим условиям (на участках с глубоким уровнем грунтовых вод) также свидетельствует в пользу его реликтовости.

Предположение о возможности палеогенового возраста засоления древней коры выветривания исключают палеогеографические данные, так как в олигоцене для Казахстана был характерен теплый и влажный климат, сильная заболоченность ландшафтов и т.д. Все это не могло способствовать засолению.

Выводы о неоген-четвертичном возрасте огипсования древней коры выветривания, не исключают возможности и современного ее засоления (например, в долинах рек, при близком залегании грунтовых вод). При этом современное засоление может накладываться на реликтовое.

По характеру засоления выделено несколько систем древней коры выветривания.

1. Некарбонатная незасоленная (выщелоченная) кора — ВК.
2. Некарбонатная засоленная кора — ВК + $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ + ЛРС¹.
3. Карбонатная незасоленная кора — ВК + CaCO_3 .
4. Карбонатная засоленная кора — ВК + CaCO_3 + $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ + ЛРС.

Таким образом, сравнивая, например, карбонатную незасоленную кору

¹ ЛРС — легкорастворимые соли.

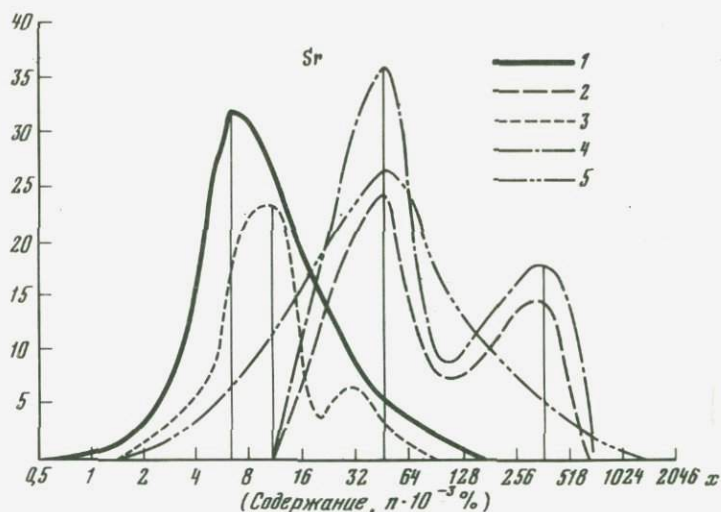


Рис. 70. Распределение стронция в древней коре выветривания (1-4) и неогеновых отложениях (5); в скобках — число проб

1 — незагипсованная, некарбонатная, незасоленная (83); 2 — некарбонатная, загипсованная, засоленная (105); 3 — карбонатная, незагипсованная, незасоленная (50); 4 — карбонатная, загипсованная, засоленная (65); 5 — неогеновые отложения (76)

с карбонатной засоленной, можно судить о влиянии засоления на миграцию элементов, поскольку карбонатность является общим свойством обеих систем.

На основе анализа вариационных кривых все элементы были разделены на четыре группы: в первую группу вошли элементы, накапливающиеся при засолении коры — молибден, стронций, цинк, иттрий, титан. Содержание их в засоленной коре больше, чем в выщелоченной.

Во вторую группу вошли элементы, инертные при засолении: никель, галлий, мышьяк, барий, ванадий и медь. Моды перечисленных элементов оказались постоянными для всех систем древней коры выветривания, что позволяет сделать предположение об отсутствии влияния засоления и окарбоначивания на их миграцию.

Третью группу составляют свинец, цирконий и олово, содержания которых в некоторых системах засоленной коры выветривания оказались в два раза меньше, чем в выщелоченной. Причины этого пока не ясны. Возможно, подобное распределение перечисленных элементов связано с другими факторами миграции, пока еще не изученными.

К четвертой группе относятся элементы с более сложным — полимодальным распределением: марганец, кобальт и хром.

Элементы, накапливающиеся в древней коре выветривания при засолении. Стронций. Из рис. 70 видно, что мода карбонатной незагипсованной незасоленной коры выветривания ($11,2 \cdot 10^3$) указывает на относительную концентрацию элемента по сравнению с выщелоченной корой ($5,6 \cdot 10^{-3}$).

Еще большее накопление стронция происходит при сульфатном засолении. Для сульфатных солончаков (с гипсовым горизонтом), сформированных на древней коре выветривания, характерны значительные концент-

рации стронция, достигающие часто аномальных значений. Известно, что геохимическая история гипса и стронция тесно связаны — чем больше гипса содержит почва или порода, тем выше содержание в них стронция. Рис. 70 демонстрирует максимальное содержание стронция в загипсованной коре выветривания по сравнению с незасоленной и окарбоначенной корой.

Молибден. В условиях сухого и жаркого климата при близком залегании грунтовых вод происходит испарительная концентрация молибдена, что может привести к образованию безрудных аномалий. Особенно интенсивно молибден накапливается при сульфатном засолении. В этом случае его распределение, как правило, совпадает с распределением стронция, что позволяет считать многие молибденовые аномалии безрудными, сформировавшимися на испарительном барьере. В загипсованной засоленной коре содержание его (мода $11,2 \cdot 10^{-5}$) выше, чем в незасоленной коре.

Таким образом, наши исследования подтвердили образование концентраций стронция и молибдена в гипсовых горизонтах при сульфатном засолении, которые ранее были установлены в Центральном Казахстане и других аридных районах [97, 284].

Повышенные содержания молибдена наблюдаются и в карбонатной незагипсованной, незасоленной коре (мода $5,6 \cdot 10^{-5}$). Здесь молибден, очевидно, накапливался за счет осаждения его кальцием.

Цинк. Из рис. 71 видно, что содержание цинка в карбонатной загипсованной, засоленной и некарбонатной загипсованной коре в два раза больше его содержания в незасоленной коре выветривания ($22,4 \cdot 10^{-3}$ по сравнению с $11,2 \cdot 10^{-3}$). Отсюда следует, что именно огипсование и засоление, а не карбонизация влияет на накопление цинка в коре. Это подтверждает и вариационная кривая, построенная для карбонатной незагипсованной незасоленной коры. Мода ее совпадает с модой выщелоченной коры и равна $11,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Интенсивное накопление цинка происходит и в содовых солончаках зон разломов ($\text{pH} = 8,5 - 10$). Здесь цинк переходит в раствор и при сильном испарении может образовывать аномальные концентрации. Цинк накапливается и при кислом сульфатном засолении.

Титан. Титан как аниогенный элемент при щелочном засолении и окарбоначивании накапливается. Аналогичный эффект характерен и для кремния. На накопление кремнезема при засолении неоднократно указывал В.А. Ковда [141, 143]. Однако для кремнезема этот эффект может быть менее нагляден, чем для титана, так как огромный кларк кремния затрудняет выявление его незначительного накопления.

Работами М.М. Ермолаева с сотрудниками в Юго-Восточном Зауралье и в Мугоджарах была установлена группа растений концентраторов титана, что указывает на его заметную биогенную миграцию. Это косвенно подтверждает и возможность водной миграции титана в ландшафтах сухих степей.

Иттрий. В незасоленной коре выветривания распределение иттрия характеризуется нормальным законом. Мода незасоленной коры составляет $2,8 \cdot 10^{-3}\%$. Относительное накопление иттрия отмечается в карбонатной, загипсованной, засоленной коре выветривания (мода $5,6 \cdot 10^{-3}\%$). В осталь-

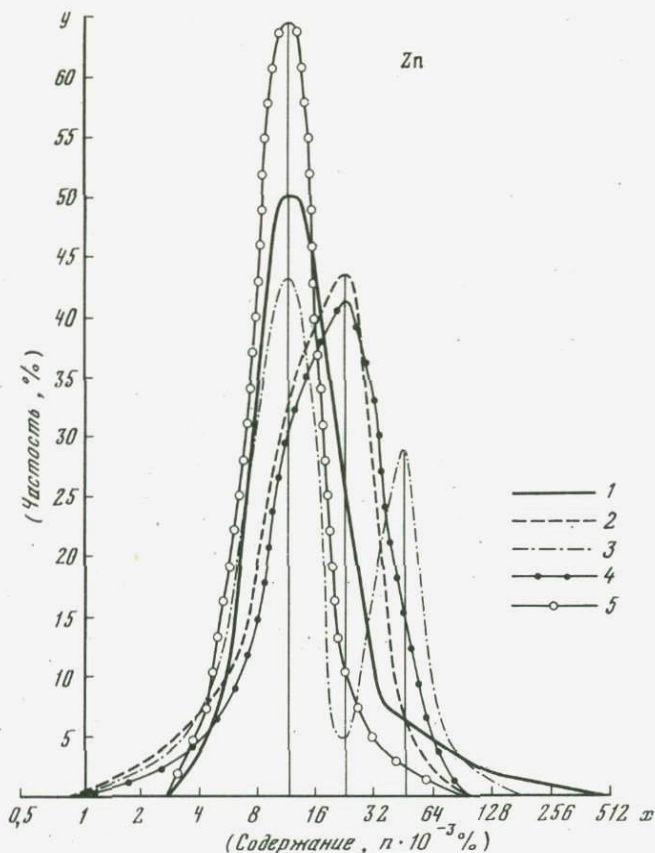


Рис. 71. Распределение цинка в древней коре выветривания и неогеновых отложениях
Условные обозначения те же, что и на рис. 70

ных системах моды совпадают с модой выщелоченной коры. Можно предположить, что концентрация элементов при засолении в данном случае не связана с составом горных пород.

При сравнении дисперсий элементов в засоленной и незасоленной коре выветривания (рис. 72), видно, что процессы засоления нивелируют колебания содержаний большинства химических элементов. Поэтому при различии фоновых содержаний элементов в засоленных и незасоленных участках коры их аномальные значения на уровне двух или трех стандартов могут совпадать, что необходимо учитывать при подсчете продуктивности ореолов.

Итак, анализ вариационных кривых и геохимических спектров показал, что микроэлементы при засолении ведут себя по-разному. Одни характеризуются слабой подвижностью, другие накапливаются на испарительном барьере. В связи с этим в засоленной коре выветривания возникают аномалии различного происхождения. Одни из них могут быть связаны с самой остаточной корой, а другие — с засолением. Последнее может вызвать деформацию остаточных ореолов, усиление их на испарительном барьере.

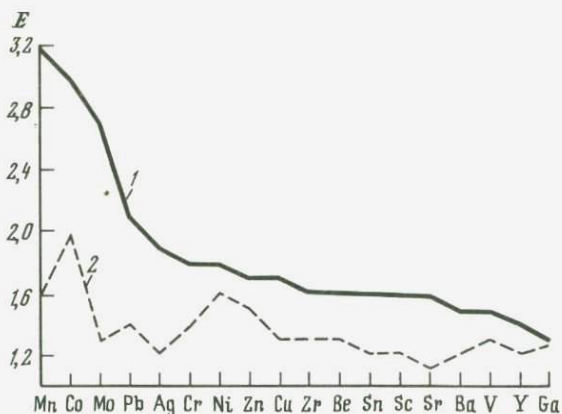


Рис. 72. Дисперсия распределения элементов в незасоленной (1) и засоленной (2) корках выветривания

Подсчет продуктивностей подобных ореолов не будет отражать истинной картины содержаний элементов на глубине.

О возрасте омарганцевания древней коры выветривания. Черные примазки марганцевых минералов весьма характерны для засоленных древних кор выветривания. Так, например, на участке Аксай в Мугоджарах один из шурфов вскрыл каштановую солонцеватую почву на четвертичном делювии—пролювии, подстилаемом неогеновыми глинами и еще ниже — древней корой выветривания (рис. 73). Возраст омарганцевания в данном разрезе хорошо устанавливается его стратиграфическим положением. Хорошо видно, что омарганцевание развито в неогеновых отложениях и в древней коре выветривания, а в четвертичных отложениях его нет. Так как неогеновые отложения являются образованием более молодым, чем кора выветривания, то можно предположить, что омарганцевание протекало в неогене и для коры выветривания явилось процессом наложенным.

Анализ многих графиков распределения элементов в древней засоленной коре выветривания выявил корреляцию марганца со стронцием (рис. 74). Стронций же, как уже отмечалось выше, хорошо коррелирует с гипсом, характерным для процессов испарительной концентрации. Следовательно, осаждение марганца в коре выветривания происходило одновременно с ее огипсованием, протекавшим в неогеновое или неоген-четвертичное время.

Основные этапы геохимической истории ландшафтов рудных месторождений аридной зоны Казахстана.

1. Элювиальные, окислительные, гумидные этапы. Эти этапы характеризуются выходом на поверхность окисленных руд. Образующаяся при окислении руд серная кислота благоприятствовала выщелачиванию большинства тяжелых металлов (кроме Fe). В результате формировались "железные шляпы". В это время образовались мощные коры выветривания.

Мощность таких зон окисления местами превышает 100 м, тогда как древняя кислая кора выветривания на вмещающих породах достигает лишь первых десятков метров. Сернокислые воды (pH=1–2), фильтруясь

Рис. 73. Омарганцевание (4) в древней коре выветривания (3), неогеновых (2) и четвертичных отложениях (1). Уч. Аксай, шифр 909

во вмещающие породы, уменьшали свою кислотность и по периферии зоны окисления из них осаждались многие металлы. Во вмещающих породах возникал щелочной барьер, на котором осаждались Cu, Pb, Zn и другие металлы.

На прилегающих равнинах в осадочных отложениях могли формироваться механические, сорбционные и прочие ореолы, обогащенные металлами.

Тектонические поднятия приводили к частичному размыву зон окисления и возобновлению процессов окисления на глубине, а тектонические опускания — к перекрытию железных шляп осадочными отложениями.

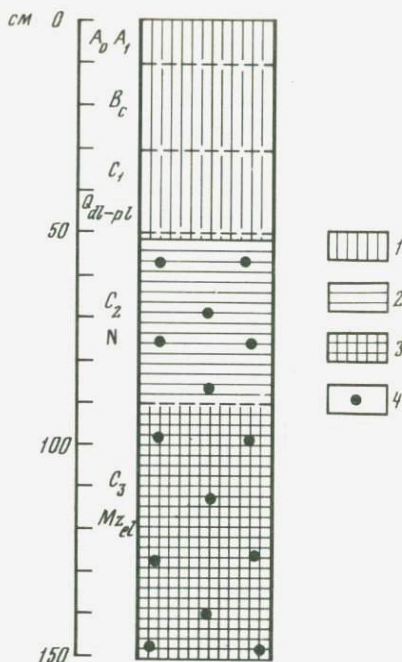
Для гумидных этапов, таким образом, были характерны следующие геохимические барьеры и аномалии: кислородные (A), сероводородные (B), глеевые (C), щелочные (D), сорбционные (G). Виды аномалий: A2–A3, A6–A7, B1–B2, C1, C2–C3, C6–C7, D1, D2–D3, D6, G1, G2–G3, G6–G7. Зоны выщелачивания: сернокислые, кислые, кислые глеевые.

2. Элювиальные и супераквальные аридные этапы в условиях пенепленизированного рельефа. Эти этапы возникали неоднократно: в конце юры и неокоме, в конце мела, эоцене, неогене. Однако наибольшее значение имел последний этап, так как продукты более ранних аридных этапов частично или полностью уничтожались в гумидные эпохи.

В неогене на многих участках пенеплена подземные воды приблизились к поверхности и засолили почвы, на месте железных шляп стали формироваться солончаковые и лугово-солонцовые ландшафты. Эти воды могли быть обогащены и обеднены рудными элементами. Если на глубине продолжалось окисление руд, то кислые солончаки железной шляпы обогащались металлами, а если окисление не происходило, то солончаки были нейтральными и грунтовые воды обеднялись металлами.

3. Неотектонический аридный этап. Он начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени. Поднятия привели к понижению уровня грунтовых вод и развитию рассоления, образованию солонцов на железных шляпах. Местами на глубине снова оживились процессы окисления и стали формироваться трещинно-грунтовые сернокислые воды ("купоросные"), обогащенные металлами.

При значительных поднятиях древняя зона окисления местами полностью смывалась и эрозия вскрывала сульфидные руды. В условиях аридного климата начиналось формирование новой зоны окисления с



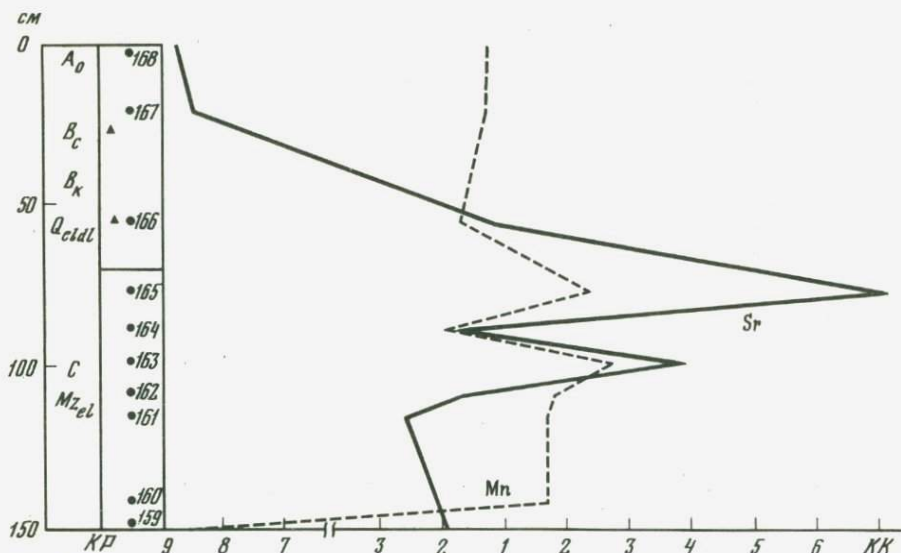


Рис. 74. Распределение марганца и стронция в древней коре выветривания, уч. Аксай

очень низким рН вод, широким развитием щелочных барьеров и аномалий типа D1 (с малахитом, азуридом и др. минералами).

Для территории многих рудных полей характерна блоковая тектоника, чередование приподнятых и стабильных участков — мелкосопочника и пенеплена. Это необходимо учитывать при оценке аномалий.

Для аридных этапов были характерны следующие геохимические барьеры, аномалии, зоны выщелачивания: кислородные (А), сероводородные (В), глеевые (С), щелочные (D), кислые (Е), сорбционные (G), испарительные (F) барьеры. Виды аномалий: А1, А3—А4, А7—А8, А11—А12, В1, В3—В4, В7—В8, С3—С4, С7—С8, С11—С12, D1—D2, Е3—Е4, Е7—Е8, Е11—Е12, F1—F2, F3—F4, F7—F8, F11—F12. Зоны выщелачивания: сернокислые, карбонатные и карбонатные глеевые, содовые и содовые глеевые.

Наибольший интерес при геохимических поисках представляют аномалии, образование которых связано с миграцией сернокислых вод — А1, В1, С1, D1, F1, G1.

Значительный интерес для поисков представляют эпохи континентальных перерывов в осадконакоплении с аридным климатом, когда в условиях выпотного водного режима вторичные ореолы рассеяния могли усиливаться вблизи поверхности. Это — средний миоцен, средний плиоцен, конец нижнего плейстоцена, современный период. Перерывам в осадконакоплении соответствуют региональные представительные горизонты опробования при неглубоком бурении и поверхности опробования — кровля зеленоцветных глин аральской свиты нижнего и среднего миоцена, красноцветных глин павлодарской свиты миоплиоцена, современные почвы. Более локально распространены погребенные почвы в плейстоценовых отложениях.

Формирование вторичных ореолов рассеяния наиболее энергично происходило в эпохи оживления тектонической активности с сильной эрозией

и денудацией рыхлых отложений и выходом рудных тел на дневную поверхность. Среди гумидных этапов в этом отношении выделяется верхний олигоцен, когда произошло поднятие большей части Казахского щита. В этих отложениях широко распространены проявления молодой тектоники. Поэтому при глубинных поисках следует проводить детальное опробование кровли верхнеолигоценовых отложений, особенно железистых и марганцевых образований, часто приуроченных к разломам и несущих геохимическую информацию о возможной рудной минерализации в палеозойских породах.

ГЛАВА 11

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛАНДШАФТОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Геохимические особенности современных мерзлотных таежных и степных ландшафтов Витимского плоскогорья во многом предопределены мезокайнозойской историей их развития. Важнейшую роль в этом развитии играли режим неотектонических движений, этапы выравнивания рельефа и корообразования, базальтовый вулканизм и изменения климата.

Для периодизации истории ландшафтов региона существенное значение имели палеогеографические и ландшафтно-геохимические исследования [115, 275, 94, 295, 323], а также поисковые и разведочные работы геологов Бурятского геологического управления. В мезокайнозое выделяются следующие основные этапы развития геохимических ландшафтов: нижнемеловой, верхнемеловой — палеогеновый, палеогеновый, миоценовый, плиоценовый, эоплейстоценовый и плейстоцен-голоценовый.

В нижнемеловое время рельеф Витимского плоскогорья, сформировавшийся в результате блоковой тектоники, напоминал современный рельеф Забайкалья. Климат в это время был засушливый (тип сухих саванн), в котловинах, окруженных невысокими горами, были многочисленные озера. Временными водотоками с гор в котловины выносились грубообломочные осадки, которые слагали предгорные равнины и шлейфы. В ландшафтах преобладала окислительная, нейтральная и слабощелочная среда. Засушливый климат, быстрое захоронение осадков в некоторых котловинах благоприятствовали накоплению красноцветных карбонатных отложений. В этих условиях хорошо мигрировали молибден и другие аниогенные элементы. На дне неглубоких, периодически пересыхающих озер накапливались мергели, известняки, доломиты, битуминозные сланцы с сидеритовыми и марказитовыми конкрециями. С этими осадками связана редкометалльная и фосфоритовая минерализация.

К концу нижнего мела рельеф выположился и представлял собой холмисто-увалистое низкогорье. В результате увлажнения климата в некоторых впадинах юга Витимского плоскогорья сформировались угольные пласты.

В течение большей части верхнего мела в регионе господствовал спокойный тектонический режим, был засушливый субтропический климат.

Ослабление тектонической активности привело к выравниванию рельефа. В Восточной Сибири сформировалась верхнемеловая — палеогеновая поверхность выравнивания [120, 163].

На Витимском плоскогорье эти поверхности сохранились в настоящее время на значительных площадях пенепленов. В условиях субтропического климата с чередованием засушливых периодов во впадинах происходило накопление красноцветных и сероцветных моласс (еравнинская свита). Так, в Еравнинской впадине красноцветы развиты в ее краевой северо-западной части, к центру они сменяются пестро- и сероцветами. При размыве древних кор выветривания шло интенсивное поступление во впадины глинистого материала и образование горизонтов карлунит-монтмориллонитовых глин среди пестроцветных моласс. В щелочных озерах накапливались карбонаты и сапропелевые илы. Засушливый климат способствовал сохранению красноцветов — продуктов размыва древних кор выветривания. В условиях окислительной обстановки с нейтральной и щелочной средой активно мигрировали анионогенные микроэлементы.

В палеогене климат стал влажным субтропическим. Спокойный тектонический режим определял формирование каолинитовых и каолинит-гидрослюдистых кор выветривания большой мощности. Этот период считается главной эпохой корообразования. В ландшафтах преобладали процессы кислого выщелачивания. На колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых и молибденовых месторождениях в условиях сернокислого выщелачивания сформировались зоны окисления — железные и марганцево-железные шляпы и зоны лимонитизации. Верхние горизонты (20—40 м) их выщелочены и обеднены цинком, медью, молибденом и др.

В конце палеогена и начале неогена (в нижнем и среднем миоцене) на Витимском плоскогорье намечается некоторая активизация тектонических движений, отвечающая первому этапу развития неотектонических структур. На юге региона рельеф был слабо- и умеренно расчлененным, на северо-западе — более расчлененным. Происходит похолодание климата. Субтропические леса и саванны сменяются широколиственными и хвойными лесами. В условиях умеренно теплого климата на горных склонах и водоразделах развивались выщелоченные каолининовые коры выветривания, во впадинах происходило накопление продуктов их размыва — сероцветных озерных и речных осадков, обогащенных кремнеземом: кварцевые пески, каолининовые глины, диатомиты — джилиндинская свита. Среди песков встречаются многочисленные стволы окремненной древесины и прослойки окремненных песчаников. В условиях кислого выщелачивания с горных склонов, сложенных палеозойскими и мезозойскими гранитоидами с повышенным кларком редких элементов, происходит значительный их вынос и концентрация в осадках озер, богатых органическим веществом. При размыве древних зон окисления колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных и молибденовых месторождений в озера, вероятно, поступило также значительное количество цинка, меди, молибдена, серебра, мышьяка, свинца и других элементов.

Одновременно с осадконакоплением во впадинах в центральной части Витимского плоскогорья происходило излияние оливиновых базальтов и трахибазальтов. Эти трещинные излияния были связаны с активизацией зон разломов, обрамляющих межгорные впадины. Излияние базальтовых

лав в условиях расчлененного рельефа способствовало появлению многочисленных подпрудных озер, где в богатых органикой осадках накапливались редкие элементы. В разрезе выделяются несколько потоков базальтов и межбазальтовых озерных и озерно-делювиальных отложений с редкометальной минерализацией. Базальтовые лавы на больших площадях перекрыли отложения древних ландшафтов и рудовмещающие породы кристаллического фундамента.

Плиоценовый этап характеризуется длительным перерывом в осадконакоплении и выравниванием рельефа, которое широко проявлялось в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. В условиях засушливого семиаридного климата повсеместно началась педиментация рельефа. Произошло интенсивное разрушение крупных горных массивов, образовались островные горы, останцы, окруженные широкими подгорными денудационными равнинами. В сухих степях физическое выветривание и инсоляция способствовали образованию карбонатного дресвянистого злювия и продуктов его переотложения на склонах.

С плиоценовым этапом во многих межгорных впадинах связаны мало мощные (5–15 м) красноцветные монтмориллонитовые коры выветривания. Такие коры выветривания известны на платобазальтах и высоких педиментах по долинам крупных рек. Они накладываются также и на более древние коры.

В конце плиоцена и начале эоплейстоцена в результате активизации неотектонических разломов произошло новое излияние оливинных базальтов, трахибазальтов. Они заполнили врезанные долины Витима, Большого Амалата, Джилинды. Излияние базальтов вызвало появление многочисленных долинных подпрудных озер. Появление нового базиса эрозии определило усиленное накопление в эоплейстоцене и плейстоцене рыхлых отложений в нижних частях склонов, сопряженных с этими долинами. Базальтовые потоки, подпрудные озерно-аллювиальные и склоновые отложения захоронили на больших площадях отложения древних ландшафтов и связанные с ними древние россыпи, вторичные ореолы и потоки рассеяния рудных месторождений.

В эоплейстоцене в результате дифференцированных тектонических движений усилились эрозивно-аккумулятивные процессы, формируются современные морфоструктуры, создается горно-долинный рельеф. Плиоценовые педименты и горные склоны хребтов Улан-Бургасы, Икатского, Худунского, Цаган-Хуртея расчленяются. В нижнем эоплейстоцене в условиях засушливого семиаридного климата на педиментах впадин формируются красноцветы — продукты размыва древних красноцветных кор выветривания. Красноцветы представлены грубообломочными глинистыми отложениями с карбонатными стяжениями, конкрециями гидроксидов железа и марганца. Глины монтмориллонитового и каолинит-монтмориллонитового состава. Накопление красноцветных осадков происходило в субэкральных условиях. В это время началось засоление древних кор выветривания и отложений замкнутых котловин, образование наложенных аномалий меди, никеля, кобальта, молибдена, цинка в глинистых отложениях, перекрывающих зоны минерализации (F3, G3 и др.).

Во второй половине эоплейстоцена климат стал умеренно-влажным. Склоны гор покрылись темнохвойными лесами, речные долины — ши-



Рис. 75. Геохимические ландшафты на участках врезов речных долин

1 — верхнеплейстоценовый аллювий—оглеенные пески, глины; 2 — верхнеплейстоценовые солифлюкционные отложения — оглеенные суглинки со щебнем; 3 — сероцветные миоценовые пески; 4 — миоценовые платобазальты; 5 — нижнемеловые конгломераты и песчаники; 6 — сильно каолинизированные граниты палеозоя; 7 — зоны ожелезнения и омарганцевания разломов; 8 — горизонт ожелезнения; 9 — геохимические ландшафты: I — болото кислого глеевого класса, II — убур кальциевого класса, III — мерзлотная тайга кислого глеевого класса

роколиственными. На горных склонах преобладало кислое выщелачивание и размыв древних кор выветривания и зон окисления месторождений. На фоне общего поднятия происходило врезание речных долин Витима и его притоков — Амалата, Кыджимита, Джилинды, Джидотоя, Конды и других, а также долин Уды и Мохея. Сформировались глубоко врезанные, крутосклонные долинные ландшафты с многочисленными геохимическими реликтами — зонами кислого и сернокислого выщелачивания, ожелезнением и омарганцеванием разрывов в меловых и неогеновых осадочных породах и т.д. (рис. 75). С активизацией зон разломов связаны углекислые, радоновые и железистые источники с отложениями травертинов и лимонитов, обогащенных редкими элементами. Некоторые источники функционируют до настоящего времени.

Резкое похолодание в плейстоцене обусловило развитие горно-долинного оледенения, охватившего северную и северо-западную окраины Витимского плоскогорья вдоль Байкальского свода. Выделяются четыре периода похолодания, соответствующие самаровскому, тазовскому, зырянскому и сартанскому времени. Появляются субарктические горные тундры и перигляциальные степи с многолетней мерзлотой. Сухой континентальный климат способствовал интенсивному развитию процессов физического выветривания. В гольцах сформировались обширные поля курумов. На низких водоразделах, сложенных гранитоидами, происходило образование дресвянистого злювия. В открытых степях и лесостепях межгорных впадин и прилегающих к ним склонах, усилилась золовая деятельность, которая широко проявилась на юге Забайкалья. Преобладали ветры северо-западного направления. В это время происходило интенсивное развевание неогеновых, неоген-четвертичных аллювиальных, аллювиально-озерных песчаных отложений, дресвянистых кор выветривания и накопление на северных и северо-западных склонах хребтов и низких междуречьях песков золотого, золово-делювиального генезиса. Пески покрывают сплошным плащом склоны хребтов Бейсыхан, Хухайта, Цаган-Хуртей и придолинных увалы вдоль рек. Они полностью погребли рудоуправляющие структуры, месторождения и их ореолы.

С потеплением и увлажнением климата в конце плейстоцена связано появление озер в Еравнинской, Холойской, Кондинской и других впадинах и возникновение лиственничной тайги с даурской лиственницей. Одновременно усиливаются на склонах солифлюкционные процессы.

В позднем плейстоцене — начале голоцена климат становится засушливым, формируются степи и лесостепи. На склонах преобладает плоскостной смыв, в нижних частях склонов накапливаются делювиально-пролювиальные отложения. В это время происходит обызвесткование кор выветривания, образование лугово-черноземных карбонатных солонцеватых почв, солонцов на предгорных озерно-аллювиальных равнинах, заселение бессточных котловин и появление сульфатно-натриевых и щелочных озер, продолжается золотая деятельность. С испарительной концентрацией фтора, молибдена, лития и стронция в верхнеплейстоценовых степях связаны современные очаги эндемических заболеваний. На южных склонах субширотных долин Витима и его притоков появляются сухие горные степи — убуры с геохимическими реликтами. Широкие долины рек были заняты лугово-черноземными почвами.

В голоцене в связи с похолоданием появляются мерзлотные ландшафты близкие к современным. Усиливаются криогенные процессы. На сульфидных месторождениях в пределах среднегорья формируются мало-мощные зоны окисления сульфатного типа. Солифлюкцией активно перерабатываются древние коры выветривания, зоны окисления и вторичные ореолы, обнажающиеся на денудационной части склонов. В долинах солифлюкционными отложениями перекрыты древние потоки и россыпи.

Потепление и увлажнение климата в середине голоцена вызвало разливы рек и озер. Безлесные пространства сменились тайгой. Золотые пески на склонах гор закрепились и покрылись сосновыми и лиственничными лесами. На склонах развиваются мерзлотно-таежные подзолистые и поверхностно-ожелезненные почвы (подбуры). На платобазальтах плоских водоразделов появляются верховые болота и озера, широко проявляются процессы оглеения. В заболоченных долинах рек с торфяниками преобладает биогенная аккумуляция химических элементов и осаждение гидроксидов железа из глеевых болотных вод (А6).

К молодым разломам приурочены ландшафты минеральных источников — аршанов (холодных углекислых, железистых). Здесь благоприятны условия для свободного водо-, газо- и теплообмена ландшафта с глубинными горизонтами земной коры и образуются лито-, атмо- и биогеохимические аномалии.

Современные морфоструктуры Витимского плоскогорья и связанные с ними геохимические ландшафты предопределены неотектоническими движениями плиоцен-четвертичного времени (рис. 76). Спокойный тектонический режим, малые градиенты деформаций способствовали сохранению на большей части региона палеогеновой и допозднеплиоценовой поверхности выравнивания и миоценовых платобазальтов. На них сформировались таежно-мерзлотные ландшафты пенеппенов с многочисленными геохимическими реликтами — каолинитовыми, монтмориллонитовыми корами выветривания, зонами окисления и т.д. Вторичные ореолы здесь прошли сложную историю развития: они ослаблены, деформированы и погребены.

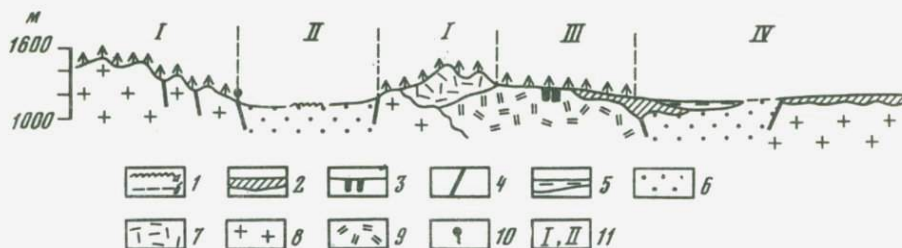


Рис. 76. Геохимические реликты в мерзлотных ландшафтах Витимского плоскогорья

I — верхнеплейстоценовое засоление сульфатное (а) и содовое (б); 2 — верхний мел-палеогеновые каолиновые коры выветривания — реликтовые зоны кислого выщелачивания; 3 — верхний мел-палеогеновые железные шляпы колчеданно-полиметаллических месторождений — зоны сернокислого выщелачивания; 4 — зоны ожелезнения разлома (кислородный барьер), обновленные в неоген-четвертичное время; 5 — поздние-верхнемеловые-палеогеновые пестроцветные гравийники, глинистые пески и глины; 6 — нижнемеловые песчаники, углистые сланцы, алевролиты, мергели; 7 — триасовые кислые эффузивы; 8 — нижнепалеозойские гранитоиды; 9 — нижнекембрийские туфы различного состава с прослоями известняков; 10 — геохимические ландшафты на выходах углекислых радоновых вод; 11 — геохимические ландшафты: I — таежно-мерзлотные кислого класса (расчлененные среднегорья), II — мерзлотные степные и лесостепные карбонатного класса с участками сульфатного засоления (межгорные котловины), III — таежно-мерзлотные кислого глеевого класса (пенеплены), IV — мерзлотные лесостепные кислого глеевого класса с участками содового класса (пенеплены и межгорные котловины)

Ограничивающие Витимское плоскогорье с северо-запада отроги Икатского хребта, с юго-запада и юга — хребты Цаган-Хуртей, Хухайта и Хуртейский — испытали умеренные, местами интенсивные сводовые поднятия с амплитудой 400–600 м. В условиях усиленной тектонической активности и расчлененного среднегорья формируются молодые гольцовые и таежно-мерзлотные ландшафты на грубообломочной коре выветривания пород кристаллического фундамента. Происходит активное разрушение рудных месторождений, они сопровождаются преимущественно открытыми вторичными ореолами и потоками рассеяния. С разрывными нарушениями связаны многочисленные гидрогеохимические аномалии восходящих трещинных вод. На площадях распространения золотых песков и склоновых отложений повышенной мощности характерны закрытые вторичные ореолы.

В межгорных впадинах распространены мерзлотные степи и лесостепи с криотурбациями, буграми пучения, термокарстовыми озерами, а также с реликтами сухостепного засоления и аномалиями редких элементов, связанных с испарительными барьерами (F1).

Таким образом, на Витимском плоскогорье сформировались гетерогенные ландшафты, отличающиеся широким распространением геохимических реликтов. Поэтому методика геохимических поисков и оценка геохимических аномалий на Витимском плоскогорье должна быть дифференцирована с учетом истории формирования вторичных ореолов рассеяния.

ГЕОХИМИЯ СУХОСТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА

ГЛАВА 12

СУХОСТЕПНЫЕ ЛАНДШАФТЫ ОБЛАСТЕЙ
С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ОТКРЫТЫХ ОРЕОЛОВ (III РОДА)

К этим областям принадлежат горы и мелкосопочник Казахской складчатой страны, Мугоджар, Рудного Алтая, Калбы, Тарбагатай и др.

Следует отметить, что и в этом типе областей встречаются ландшафты с глубоко погребенными ореолами. Примером могут служить речные долины, выполненные аллювиальными отложениями, нижние части склонов перекрытые мощным чехлом делювиально-пролювиальных отложений и т.д. Поэтому даже в хорошо обнаженных областях степень опоискованности на основе поверхностных методов редко достигает 100%.

Некоторые особенности водной миграции элементов в сухих степях. В результате энергичной минерализации органических веществ содержание восстановителей в почвах и водах этих ландшафтов низкое. В автономных ландшафтах среда окислительная и только локально — в болотах и солончаках—развита восстановительная обстановка. В сухих степях органические кислоты полностью нейтрализуются кальцием, натрием и другими катионами. Отсюда незначительная роль водородного иона, преобладание нейтральной и щелочной среды. Только на локальных участках окисления сульфидных руд возникает сильнокислая среда.

Воды здесь — истинные ионные растворы, нередко с высокой концентрацией, в них мало органических веществ и минеральных коллоидов. В таких водах высокой подвижностью обладают лишь низковалентные ионы (I, II), часто с большими радиусами, с резко выраженными кислотными или щелочными свойствами. Из первых двух групп периодической системы наиболее характерны натрий и магний, которые накапливаются при засолении в водах, почвах и продуктах выветривания.

Кальций — значительно более слабый мигрант, он не накапливается в водах в больших количествах и в основном концентрируется в почвах и грунтах (главным образом, в форме кальцита и гипса). Сильное влияние на миграцию металлов оказывает растворимость их сульфатов. Так, сульфат магния легко растворим и для его осаждения необходимо сильное испарение. Сульфат кальция растворим слабее и подвижность кальция также меньше. Стронций следует за кальцием и накапливается вместе с гипсом. Целестин (SrSO_4) менее растворим, чем гипс, но более низкий кларк стронция благоприятствует его накоплению с кальцием. Однако для бария подобная компенсация невозможна, и его миграция значительно отстает от кальция и стронция. Таким образом, намечается ряд интенсивности миграции: $\text{Mg} \gg (\text{Ca}, \text{Sr}) \gg \text{Ba}$. Из элементов 6 и 7 групп Периодической системы энергично мигрирует сера (SO_4^{2-}), хлор (Cl^-), бром (Br^-), иод (I^-), селен (SeO_3^{2-} , SeO_4^{2-}), молибден (MoO_4^{2-}), хром (CrO_4^{2-}), уран

$[(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3]^{4-}$. Они образуют крупные ионы. Энергично мигрирует бор, образуя комплексный боратный анион с большим радиусом. Его соседи по Периодической системе — Ве и Al — находятся преимущественно в катионной форме и мигрируют слабо.

Следовательно, в щелочной среде сухих степей создаются особо благоприятные условия для миграции анионогенных элементов, которые малоподвижны в гумидных лесных ландшафтах (молибден, селен, хром, отчасти уран). Наоборот, многие катионогенные элементы, которые легко мигрируют в гумидных ландшафтах, здесь малоподвижны (медь, свинец, барий, железо, кальций, стронций и т.д.). *Сухие степи как и пустыни — это область господства низковалентных, преимущественно крупных ионов, обладающих низкими энергетическими характеристиками.* По этой причине и типичные минералы степей и пустынь обладают низкими энергиями кристаллической решетки (CaCO_3 , NaCl и т.д.).

Большое влияние на биологический круговорот и водную миграцию элементов в сухих степях оказывает состав горных пород. Здесь они в значительно большей степени, чем во влажных тропиках или тайге влияют на геохимические особенности элювиального ландшафта.

Миграция элементов в элювиальных почвах складывается из противоположных процессов биогенной аккумуляции и выщелачивания; аккумуляция, как правило, сильнее, чем в лесных почвах, выщелачивание — слабее. Слабое выщелачивание объясняется щелочной средой, менее благоприятной для миграции большинства металлов (кислое выщелачивание отсутствует), а также слабым промачиванием.

Во многих сухостепных ландшафтах Казахстана широко распространены покровные четвертичные отложения мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Как показал В.В. Добровольский [97], минеральный состав их глинистой фракции довольно однороден и не зависит от состава подстилающих пород (преобладают гидрослюды). Гипотеза В.В. Добровольского и других авторов об оловом происхождении покровных суглинков весьма вероятна. Этот вопрос имеет большое практическое значение, так как аллохтонная природа покровных суглинков определяет возможность экранирования ореолов рассеяния рудных месторождений, что сильно затрудняет геохимические поиски. Исследования В.П. Иванченкова [121] в Центральном Казахстане показали, что в подобных районах биогеохимические поиски часто эффективнее металлотметрии.

Чрезвычайно характерны для сухих степей процессы засоления и рассоления. О солончаках и связанных с ними аномалиях F3, F4 (F7, F8 и F11—F12) мы уже писали в главе 4.

Процессы рассоления обычно связаны с тектоническими поднятиями, но часто и с другими причинами: увлажнением климата, выдуванием солей ветром и др. В зависимости от условий рассоления засоленные ландшафты превращаются или в незасоленные сухостепные ландшафты, часто с гипсоносными почвами, или же в элювиальные солонцовые ландшафты.

Солонцы широко распространены в сухих степях и резко выделяются среди незасоленных почв по характеру растительности. Напомним, что в содовых водах солонцев мигрируют многие анионогенные элементы — кремний, алюминий, молибден, серебро, уран, иттрий, скандий, медь, цирконий. Легко растворяется и гумус. При просачивании содовых раство-

ров их щелочность понижается, и в нижней части солонца может возникнуть кислый барьер (в "щелочном плече", т.е. при $pH > 7$), с которым, вероятно, связано окремнение нижних горизонтов солонцов (E4). В содовой среде происходит синтез глинистых минералов — монтмориллонита и др. Как было установлено нами, в неогеновых солонцах Каракумов происходил синтез палыгорскита.

Высокое содержание обменного натрия и сильно щелочная реакция неблагоприятны для жизни, и биологический круговорот на солонцах ослаблен. Поэтому в сухих степях для солонцов характерны не злаковые, а чернополынные сообщества, близкие к пустыням. Жизненные формы растений (кустарнички) и биологический круговорот на солонцах в сухих степях типично пустынные, что позволяет отнести подобные солонцы к пустынному типу ландшафта. В черноземных степях солонцы имеют сухостепной облик.

В сухих степях солонцы часто образуют "пятна" диаметром в несколько десятков метров. Встречаются и крупные массивы солонцов, занимающие автономное положение. В микропонижениях нередко развиты солончаки и весь геохимический ландшафт представлен солонцово-солончковым комплексом.

Сухостепной мелкосопочник. Рассматриваемые геохимические ландшафты относятся к III роду. Они представлены преимущественно мелкосопочником, сложенным палеозойскими породами. Выделяются виды ландшафтов на гранитоидах, основных эффузивах, известняках, красноцветной и других формациях. К вершинам сопок приурочены выходы коренных пород. Склоны их в большинстве случаев задернованы.

В процессе развития ландшафтов происходит выветривание скальных палеозойских пород с образованием элювиальных, элювиально-делювиальных, делювиальных четвертичных отложений. На склонах возвышенностей широко распространены делювиальные суглинки. Они имеют небольшую мощность (несколько метров) и обогащены щебнем пород. Менее распространены делювиальные суглинки ложбин, западин и других отрицательных элементов мезо- и микрорельефа. Для них характерно обогащение мелкообломочными и тонкодисперсными частицами.

В геохимическом отношении рыхлые четвертичные отложения характеризуются нейтральной или слабощелочной средой, карбонатностью, низкой подвижностью большинства рудных элементов.

На участках, где неотектонические поднятия проявились в меньшей степени (приподнятые древние долины, нижние части склонов, ложбины и т.д.) местами сохранились линейные коры выветривания, фрагменты неогеновых и более древних отложений (рис. 77).

Для вершин и крутых склонов сопок характерны автономные и трансэлювиальные элементарные ландшафты с кальциевым классом водной миграции. Здесь обнажаются коренные породы, лишь местами прикрытые чехлом элювий-делювия мощностью не более 30—40 см. Площадь обнаженных коренных пород иногда достигает 50% всего автономного ландшафта. Растительный покров представлен так называемыми петрофитными видами (петрофитная степь), наряду с травами широко распространены степные кустарники — спирея и карагана. Растительный покров особенно разрежен на выходах коренных пород, обломки которых покрыты накип-

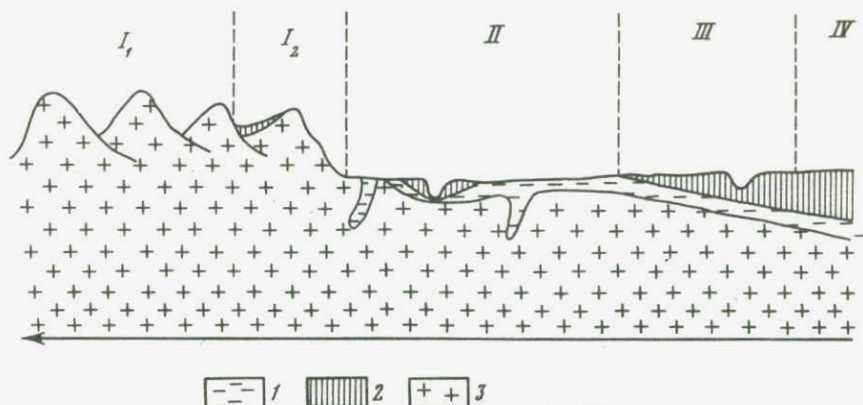


Рис. 77. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов в Южных Мугоджарах (схема)

1 — древняя кора выветривания; 2 — осадочные кайнозойские отложения (Р, N); 3 — палеозойский фундамент; I₁ — мелкоопочник — участок максимальных поднятий, I₂ — мелкоопочник с реликтами неогеновых отложений, II — пенеппен с древними долинами и древней корой выветривания, III, IV — перекрытый пенеппен

ными лишайниками. Минерализация их тел создает первичный мелкозем; сдуваемый ветром, он собирается в трещинах, создавая первичную почву [229]. Этот мелкозем вскипает от соляной кислоты и относится к карбонатному типу. Итак, и в сухих степях выветривание скальных пород на самых первых этапах происходит при участии живого вещества, которое наряду с физическим растрескиванием пород и другими агентами играет важную роль в почвообразовании. Старые представления об "отсутствии химического выветривания в аридных областях", которые время от времени возобновляются в литературе, лишены каких-либо оснований. Мелкозем образуется не только за счет минерализации лишайников, но и в результате химического разложения первичных минералов. Часть мелкозема приносится ветром.

Элювиальный щебень нередко покрыт тонкой коркой углекислой извести, т.е. кора выветривания, как и в других степях, относится к обломочно-обызвесткованному типу. Не исключено, что в накоплении кальцита играют роль микроорганизмы, а одним из источников кальция служат атмосферные осадки и атмосферная пыль [58].

На менее крутых склонах и на вершинах невысоких сопков преобладают маломощные щебнисто-мелкоземистые почвы. Между обломками щебня залегают коричневый гумусированный мелкозем, который книзу сменяется обызвесткованным ортоэлювием, переходящим в трещиноватую коренную породу. Мощность всего профиля часто не превышает 0,3–0,5 м; почва и кора выветривания совпадают. Растительный покров представлен преимущественно полынно-злаковыми ассоциациями с участием кустарников. Для этих элементарных ландшафтов также характерны петрофитные виды растений.

Перераспределение элементов по профилю почвы происходит в окислительной, нейтральной и слабощелочной обстановке и характеризуется тенденцией к биогенному накоплению некоторых из них в верхнем гуму-

сированном мелкоземистом горизонте A_1 . Однако биогенное накопление для большинства элементов незначительно. Присутствие кальция, который является сильным коагулятором, ограничивает вынос коллоидов из верхнего горизонта в нижний.

В целом на вершинах сопок коренные породы непосредственно влияют на содержание рудных элементов в почвах. Это установлено при сопоставлении результатов массового сопряженного опробования коренных пород и почв.

Для данных элементарных ландшафтов характерно развитие остаточных вторичных ореолов рассеяния, которые могут быть легко выявлены литохимической (металлометрической) съемкой. Рекомендуемым горизонтом отбора проб является A_1 . Безрудные аномалии (за исключением породных) не характерны.

Для более пологих склонов и нижних частей крутых склонов характерны транслювиальные и элювиально-аккумулятивные элементарные ландшафты с кальциево-натриевым классом водной миграции, делювиальными и пролювиальными щебнисто-суглинистыми и щебнисто-супесчаными отложениями. Мощность их обычно не превышает 1,5–2,0 м.

Каштановые почвы здесь имеют уже более развитый профиль, нередко содержат иллювиальный солонцеватый горизонт B , который книзу переходит в белесый карбонатный. В этом случае почва, как правило, отделяется от делювия и пролювия. Растительный покров представлен злаково-попынными ассоциациями.

Подобные ландшафты относятся к кальциево-натриевому классу водной миграции, так как роль натрия в биологическом круговороте и почвенных процессах повышается. Здесь, наряду с механическим перемещением материала от верхних частей склона к нижним, происходит миграция элементов в профиле почвы. Перераспределение химических элементов происходит в условиях окислительной слабощелочной среды. В верхней части гумусового горизонта за счет биогенной аккумуляции повышается содержание меди, молибдена, олова, бора и др. микроэлементов. На щелочном барьере (на границе вскипания) в слабой степени накапливается часть элементов, выщелоченных из верхней части почвы (D_3). Безрудные аномалии для этих элементарных ландшафтов не характерны.

Расчленяющие мелкосопочник сухие лога, долины и седловины обычно выполнены четвертичными отложениями — суглинками и супесями с щебнем, образовавшимися за счет размыва и перетложения рыхлого материала склонов. Это аккумулятивно-элювиальные ландшафты [72]. Мощность четвертичных отложений зависит от интенсивности неотектонических поднятий. На участках особо энергичных поднятий рыхлые продукты выветривания энергично смываются, на дне логов и долин в таких случаях нередко обнажаются скальные породы или нижние щебнистые горизонты древней коры выветривания. В районах менее энергичных поднятий мощность делювия и пролювия достигает нескольких метров, местами сохраняются неогеновые глины незначительной мощности и древняя кора выветривания (см. рис. 77). Лога и древние долины имеют сток только в короткие периоды снеготаяния или после сильных ливней, подавляющую часть года они остаются сухими. Горизонт грунтовых вод в них отсутствует. Однако днища логов и долин увлажняются лучше, чем

склоны, в них богаче растительный покров, увеличивается количество злаков, преобладают более влаголюбивые виды, появляется разнотравье. Часто по логам наблюдаются заросли спиреи и караганы.

Эти ландшафты характеризуются более интенсивным биологическим круговоротом и сильным промачиванием, почвы часто выщелочены от карбонатов или же они встречаются в более глубоких горизонтах почв. О преобладающей окислительной среде свидетельствует однородная бурая окраска рыхлых отложений и близкое содержание железа и марганца во всех генетических горизонтах почвы.

В геохимическом отношении ландшафты сухих логов и небольших долин относятся к кальциевому классу (а не к кальциево-натриевому, как прилегающие склоны).

Большая проницаемость почв определяет вынос из них ряда подвижных элементов. Иногда небольшое их накопление наблюдается в верхних горизонтах почв (15–20 см) (биологическая аккумуляция?).

Чаще накопление химических элементов наблюдается в нижних горизонтах, на границе вскипания карбонатов. Здесь устанавливается щелочной барьер (D3). Для него характерно слабое накопление элементов подвижных в слабнокислой или нейтральной среде, однако образование безрудных аномалий не наблюдается.

В целом для сухих логов мелкосопочника типично выщелачивание элементов из верхних горизонтов и накопление их на глубине, на щелочном барьере. Здесь возможен пропуск аномалий при проведении литохимической съемки с отбором проб с поверхности.

Трещинно-грунтовые воды низких гор и мелкосопочника формируют свой химический состав главным образом за счет взаимодействия со скальными породами и обызвесткованной корой выветривания. Расходы таких источников невелики. Значительно более водообильны и практически важны источники, связанные с зонами разломов, вскрывающих глубинные горизонты трещинных вод, формирование которых не связано непосредственно с данным элементарным ландшафтом. Эти воды часто более минерализованы – пресные или слабо солоноватые, обычно сульфатно-натриевые, но иногда и гидрокарбонатные. В условиях сильного испарения у поверхности такие воды иногда превращаются в соленые с минерализацией до 5,0 г/л. Воды в основном нейтральные или щелочные с рН от 7,5 до 9,0.

Несмотря на засоление почв, воды, питающие разломный солончак, могут быть пресными, так как они засоляются только вблизи поверхности. Учитывая важность проблемы водоснабжения в сухих степях (особенно для поселков геологоразведочных партий, рудников, колхозных и совхозных бригад и т.д.), необходимо обращать внимание на линейное засоление в зонах разломов. Разбуривание таких участков может вскрыть разлом с хорошей пресной водой. Разломные солончаки мы выдвигаем в качестве поискового геохимического признака на воду в сухих степях.

Ландшафты молодых долин в зонах разломов. Нетектонические поднятия, как правило, унаследованы: в основном они характерны для древних подвижных зон, в которых разломы сформировались еще в палеозое. В мезозое и кайнозое, особенно на рубеже плицена и плейстоцена, а также в голоцене происходило неоднократное оживление их тектонической

активности. В современную эпоху неотектонические движения характерны для многих районов Центрального Казахстана, Мугоджар, Каратау, Алтая и других районов.

Зоны разломов — это выводные каналы тепловых, газовых и водных потоков, поступающих из глубоких горизонтов литосферы к земной поверхности. В результате ландшафты зон разломов обогащаются многими рудными элементами, а также углекислым газом, метаном, тяжелыми углеводородными и другими газами.

В зонах разломов нередко выходы вод на поверхность в виде родников, наиболее крупные источники дают начало рекам. Воды чаще всего пресные, гидрокарбонатные. В зависимости от характера выхода вод и условий поверхностного стока в зонах разломов формируются различные типы элементарных ландшафтов — от лесных (березовые колки) до пустынных (солонцы, солончаки).

При медленном подъеме вод к поверхности развиваются процессы испарительной концентрации, которые приводят к засолению пород и почв.

В зонах крупных разломов при выходе на поверхность напорных вод высокого дебита (при условии оттока вод) породы и почвы промываются, формируются гидроморфные незасоленные ландшафты. Они приурочены к выходам пресных трещинных вод. Если родники имеют значительные дебиты, то почвы не засолены даже в случае разгрузки минерализованных вод. Отсутствие засоления в супераквальных ландшафтах связано с особенностями геологического строения молодых долин, составом почвообразующих пород, геоморфологическими и гидрологическими условиями.

Многие черты ландшафтов долин свидетельствуют об их молодости: скалистость склонов, отсутствие террас, ступенчатость дна, малая мощность и грубый состав аллювиальных отложений. В пределах мелкосопочника долины выполнены четвертичным аллювием. Это грубый, плохо сортированный материал с большим количеством щебня и слабоокатанной гальки местных пород. На отдельных участках аллювиальные отложения отсутствуют и почвы формируются на перлювии местных пород.

Грубый состав аллювия способствует быстрой инфильтрации солей, сносимых с водоразделов и поступающих с трещинными водами. Расчлененный рельеф, напорный характер трещинных вод и значительный их дебит обеспечивают сток с удалением солей.

У родников с дебитом не менее 1,5 л/сек в Мугоджарах в долинах небольших рек образуются непересыхающие плесы, в то время как соседние участки русла заполняются водой только весной. Связь ландшафтов долин в зонах разломов с ландшафтами водоразделов часто слабая (эпизодический снос вещества с атмосферными осадками и золотый перенос). Основным источником поступления химических элементов в долины являются трещинные воды. Поэтому геохимия долинных ландшафтов в зонах разломов мало зависит от процессов, протекающих в элювиальных условиях мелкосопочника. Подобные элементарные ландшафты долин относятся к геохимически автономным и слабоподчиненным супераквальным с водно-грунтовым сопряжением [72].

В Южных Мугоджарах в зависимости от режима увлажнения трещин-

Таблица 24

Содержание марганца, железа и молибдена в золе болотных растений

Растение	Число проб	Фаза вегетации	% на золу (химический анализ)		
			Mn	Fe	Mo
Рогоз широколистный (<i>Typha latifolia</i>)	5	Цветение	4,60	2,27	0,012
Камыш озерный (<i>Scirpus lacustris</i>)	5	”	4,10	2,63	0,01
Ива розмаринолистная, листья (<i>Salix rosmari- nifolia</i>)	4	Вегетация	4,20	0,70	Сл.
То же, ветви	4	”	0,13	1,58	0,003
Тростник обыкновен- ный (<i>Phragmites com- munis</i>)	5	Цветение	2,55	0,80	0,001
Кувшинка чисто белая (<i>Nymphaea candida</i>)	6	”	2,14	16,7	0,0002
Кубышка желтая (<i>Nymphaea luteum</i>)	4	”	1,32	1,36	Сл.
Рдест стеблеобъемлю- щий (<i>Potamogeton per- foliatus</i>)	5	”	0,41	0,73	Сл.
Хвощ болотный (<i>Equisetum palustre</i>)	4	Спороношение	0,41	0,79	0,0003
Осока дернистая (<i>Carex caespitosa</i>)	6	Плодоношение	0,36	0,92	0,0006

ными водами в молодых долинах распространены болота, луга, березовые колки.

Болота формируются в местах близкого залегания трещинно-грунтовых вод. Растительность представлена чаще чисто осоковыми ассоциациями, иногда с ивой (*Salix sp.*), ракитником (*Cytisus ruthenialis*), тростником (*Phragmites communis*), лилиями (*Nymphaea candida* Presl.).

Под осоковой и ивняковой растительностью формируются дерново-глебовые и торфянисто-глебовые почвы с Eh от +90 до +160 мВ.

На участках, где воды залегают на глубине 0,5–1,0 м, формируются луга с разнотравно-осоковыми сообществами. В травостое преобладают осоки (*Carex sp.*), пырей (*Agropyron gaertn.*), кровохлебка (*Sanquisorba officinalis*), лапчатка (*Potentilla argenta*), тысячелистник (*Achilleum millefolium*) и другие виды разнотравья. Eh в почвах колеблется от +160 до 270 мВ.

Средние содержания элементов в золе растений приведены в табл. 24 и 25. Коэффициенты биологического поглощения стронция, бария, серебра и свинца, рассчитанные на содержание элементов в почве (Ax_2), здесь больше, чем эти же коэффициенты, рассчитанные на кларки элементов. Это связано как с низкими содержаниями элементов в почвах (строн-

Таблица 25

Микроэлементы в золе луговых и болотных растений долины Кундузды (Южные Мугоджары) и коэффициенты биологического поглощения (по 120 пробам)

Элементы (даны в порядке убывания Ax_2)	Модальное содержание в глевых горизонтах почв, $10^{-3}\%$	Содержание в золе растений (в числителе – модальное, в знаменателе – среднее, в скобках – лимиты, $10^{-3}\%$)	Коэффициенты биологического поглощения	
			Ax_1	Ax_2
Стронций	4	150 (5; 500)	4,4	37,5
Олово*	0,2	3 (1; 12) ** 0,3 (0,08; 0,8)	12 1,2	15 1,5
Серебро*	0,008	0,008 (-; 0,12)	1,1	10
Бор	3	30 (3; 150)	25	10
Марганец	80	500 – 800 (200; 2500) ** 60 (40; 150)	5–8 0,6	6,2–10 0,75
Молибден	0,1	0,6 – 0,8 (0,2; 2,5) ** 0,006 – 0,08 (0,01; 0,8)	5,4–7,2 0,5–0,7	6–8 0,6 – 0,8
Барий*	30	50 (30; 300)	0,77	1,7
Цинк	20	15 (1; 80)	1,8	0,8
Скандий*	0,6	0,5 (0,1; 0,6)	0,5	0,8
Медь	10	6 (4; 40)	1,27	0,6
Иттрий	3–4	2 (-; 4)	0,7	0,6–0,5
Свинец	0,8	0,4 – 0,5 (0,1; 4)	0,25 – 0,30	0,5–0,6
Цирконий*	10	3 (3; 20)	0,2	0,3
Никель	8–10	2 (0,8; 8)	0,34	0,25
Кобальт	3	0,2 (0,1; 6)	0,11	0,06
Ванадий	20	1 (0,1; 3)	0,11	0,05
Хром	30	1 – 2 (0,8; 10)	0,12–0,24	0,3 – 0,016
Титан	600	20 – 30 (5; 200)	0,04–0,06	0,03 – 0,05

* Элементы, содержания которых в почвах или золе растений ниже или равны чувствительности анализа.

** В числителе – содержания в золе болотных и водных растений, в знаменателе – в золе луговых видов.

ций, барий), так и с энергичным накоплением в золе растений в этих ландшафтах (свинец, серебро). Для бора, цинка, меди и кобальта характерно обратное соотношение – Ax_1 больше Ax_2 , что связано в основном с повышенными по сравнению с кларком содержаниями этих элементов в почвах долин.

В золе болотных растений по сравнению с луговыми видами более интенсивно (на 1–2 порядка) накапливаются марганец и молибден. Между содержаниями этих элементов в золе растений существует прямая связь. В табл. 24 приводятся виды-концентраторы марганца, железа и молибдена. Кроме того, в золе болотных и луговых видов растений энергично накапливается олово. Его коэффициенты биологического поглощения (Ax_1 и Ax_2) здесь на порядок выше, чем в целом для золы наземных растений, по С.М. Ткаличу [299].

Накопление марганца и железа в золе болотных растений является реакцией на высокую подвижность этих элементов в восстановительной глеевой среде, которая создается в почвах молодых долин за счет их переувлажнения пресными слабощелочными водами. Изучение форм нахождения железа и марганца в почвах свидетельствует об их типоморфности в глеевой слабощелочной среде. Наиболее активно мигрирует марганец — до 30% валового содержания его в почвах подвижно. Доля подвижных форм железа меньше (6–10% валового содержания), но его высокое содержание в почвах долин (около 6%) позволяет отнести железо, наряду с марганцем, к типоморфным элементам.

Для луговых и болотных почв характерно изменение окислительно-восстановительных условий по профилю. Верхний гумусовый горизонт характеризуется неустойчивой обстановкой — окислительные условия часто сменяются восстановительными. В глеевом горизонте среда становится устойчиво восстановительной. Смена обстановки визуально прослеживается по однородной сизой белесоватой окраске нижних горизонтов.

Основными индикаторами смены обстановки являются соединения железа и марганца. Последние мигрируют из глеевых горизонтов вверх за счет выпота и сосущей деятельности корней и, попадая в окислительную среду, выпадают в осадок с образованием ржавых ожелезненных пятен и черных марганцевых примазок и бобовин (A7).

Почвы в большинстве случаев не засолены, сухой остаток около 0,1%. Содержание гумуса в горизонте A1 составляет 2,5–3%. Постепенно его содержание падает вниз до 1,0–1,5% в глеевом горизонте. В составе поглощенных оснований кальций повсюду преобладает над магнием. Типоморфными ионами являются HCO_3^- , Ca^{2+} , Fe^{2+} . pH водной вытяжки в болотных и луговых почвах однообразен по профилю и составляет 7,5–7,8. Горизонт, в котором восстановительные условия изменяются на окислительные, представляет кислородный барьер (A7), а глеевый горизонт с устойчиво восстановительной средой (без сероводорода), наоборот, при миграции веществ сверху вниз является глеевым барьером (C3). Подвижными в глеевых условиях, кроме железа, являются марганец, кобальт, медь, цинк, свинец, никель, серебро, молибден. Для всех элементов характерна слабая изменчивость содержаний по профилю почв. Поэтому можно лишь говорить о тенденции к накоплению ряда элементов на кислородном и глеевом барьерах.

Для молодых долин зон разломов Южных Мугоджар характерны элементарные ландшафты двух классов — карбонатный глеевый и содовый глеевый.

В болотах и лугах карбонатного глеевого класса водной миграции (Ca^{2+} , Fe^{2+} , HCO_3^-) преобладающим анионом является гидрокарбонат-ион, а катионом — кальций. pH = 7,5–7,8. При движении растворов снизу вверх, от восстановительной обстановки глеевых горизонтов к окислительной в горизонте A₁ формируется окислительный барьер, на котором концентрируются железо, марганец, кобальт. Имеется тенденция к накоплению свинца и никеля, что, по-видимому, связано с аккумуляцией их растениями и адсорбцией гидроокислами железа и марганца.

В болотах и лугах с содовым классом водной миграции (Na^+ , HCO_3^-)

для почв характерно слабое вскипание от HCl по всему профилю. При движении растворов снизу вверх элементы содовой глеевой обстановки попадают в содовую слабоокислительную обстановку. В отличие от ландшафтов гидрокарбонатно-глеевого класса железо, марганец и кобальт здесь не накапливаются на кислородном барьере. Характерно слабое накопление свинца в гумусовом горизонте за счет биогенной аккумуляции.

По сравнению с почвами окружающего мелкосопочника почвы молодых долин накапливают ванадий, хром и молибден. Коэффициенты местной концентрации этих элементов соответственно равны 1,5; 1,8; 2,7. В профиле долинных почв хром распределен обычно равномерно, а ванадий и молибден накапливаются в глеевых горизонтах.

Наиболее контрастно распределен молибден. Анализ подвижных его форм показывает, что по отношению к валовому содержанию они распределены зеркально. Молибден накапливается в глеевых горизонтах в 2,5 раза больше, чем в горизонте A_1 (0,22% и 0,08%).

Ландшафты колков¹. В догах мелкосопочника и низкогорий нередко встречаются осиново-березовые колки, состоящие из березы повислой (*Betula verrucosa*), в наиболее увлажненных местах появляются береза пушистая (*B. pubescens*) и осина (*Populus tremula*). В подлеске развиты различные виды ив (*Salix sibirica*, *S. cinerea*, *S. rosmarinifolia*) и шиповника (*Rosa glabrifolia*, *R. acicularis*). Травяной покров представлен различными видами влаголюбивых растений с преобладанием тростника и осок. Встречаются пырей, земляника, тысячелистник. Проективное покрытие 40–60%. Для колков характерна большая сомкнутость крон, высота деревьев 7–10 м, на поверхности почвы подстилка из слабо разложившихся листьев.

Трещинно-грунтовые воды в колках залегают близко от поверхности или выходят в виде ключей. По составу воды пресные, гидрокарбонатные. Наибольшее распространение в колках получили торфянисто-глеевые и торфянисто-перегноино-глеевые почвы, развитые на оглеенных глинах неоген-четвертичного возраста или мезозойской линейной коре выветривания.

Торфянисто-глеевые почвы формируются в условиях частично промывного, частично выпотного и водозастойного водного режима при слабнокислой и нейтральной реакции среды. Как правило, почвы выщелочены по всему профилю. В верхней части почв создается окислительная обстановка, в нижней – восстановительная глеевая в некоторых случаях, возможно, сероводородная.

Различные виды растений избирательно накапливают химические элементы. Можно отметить накопление стронция кермеком Гмелина (до 1% в золе) и березой повислой, причем в ветвях березы стронция больше, чем в листьях (соответственно 0,5 и 0,2%). В ивах накапливается бор, а в тростнике – медь, свинец, молибден. Содержание последних в тростнике в 5–7 раз больше их кларков. Марганец концентрируется в золе древесных растений – березы и ивы (в золе 0,2–0,5%), в золе листьев больше, чем в ветвях.

¹ По материалам исследований в Мугоджарах.

В торфянисто-глеевых почвах колков в условиях слабокислой среды по сравнению с окружающими колки каштановыми почвами и солонцами накапливаются иттрий, скандий, цирконий, стронций, марганец, бериллий. В торфяном и гумусовом горизонтах (особенно в торфе) наиболее интенсивно накапливается иттрий: максимальные значения его в A_0 и A_1 достигают 0,025%, т.е. 7–8 кларков концентрации, среднее — 0,01%. Менее энергично накапливаются скандий, цирконий и бериллий. Только скандия в золе торфа здесь в 5 раз больше кларка (кларк 0,001%). Накопление циркония и бериллия в верхних горизонтах почвы заметно лишь на фоне их общей миграции в пределах почвенного профиля. Концентрация иттрия, скандия, циркония и бериллия в почвах колков связана с их осаждением на кислом и сорбционном геохимических барьерах.

Кроме элементов содовой миграции, в торфах и гумусовом горизонте накапливаются стронций и марганец. Для стронция это объясняется его большим коэффициентом биологического поглощения ($n-10n$). Нижние горизонты обеднены стронцием. Для марганца, как отмечал Л.Я. Леванидов [160], характерна концентрация в верхних горизонтах почв под березовыми лесами, так как береза — ярко выраженный манганofil. Значительная часть марганца в этих почвах находится в форме Mn^{2+} и легко доступна растениям.

Иной характер миграции свойствен хрому. Верхние горизонты торфянисто-глеевых почв относительно обеднены им, ниже содержание хрома повышается. Глеевый горизонт и особенно оглеенные неоген-четвертичные глины обогащены хромом. В этих глинах до 0,03% хрома. Молибден в большинстве случаев накапливается в глеевых горизонтах почв (СЗ).

Торфянисто-глеевые почвы на древней коре выветривания имеют такой же характер распределения химических элементов, что и почвы на неогеновых глинах, но содержания многих элементов в этом случае понижены.

В колочных ландшафтах, таким образом, выделяются следующие геохимические барьеры с характерными ассоциациями концентрирующихся элементов: а) фитобарьер (тростниково-осоковая группа ассоциаций — свинец, молибден, медь; древесная растительность — бор, марганец, стронций, барий); б) биогеохимический (гумусовые горизонты солодей) — цинк, стронций, марганец; в) кислый Е4 (гумусовые горизонты кислых солодей) — иттрий, скандий, молибден, цирконий, бериллий; г) кислый глеевый — Е7 (горизонты A_2 кислых солодей) молибден; д) восстановительный, глеевый щелочной СЗ (глеевые горизонты солодей) — молибден, медь, ванадий; е) биосорбционный (гумусовые горизонты почв колков) — иттрий, скандий, цирконий; ж) сорбционный G2–G3 (иллювиальные горизонты солодей) — медь, никель, кобальт.

Специфической особенностью колочных ландшафтов являются зоны выщелачивания со следующими комплексами выносимых элементов: а) кислого и кислого глеевого (горизонты A_1 , A_2 и A_2B кислых солодей) — стронций, марганец, никель, кобальт; б) содового глеевого (горизонты A_2 и A_2B луговых содовых почв) — иттрий, скандий, медь, бериллий, молибден, цирконий, цинк, никель, кобальт, марганец. Подробно зоны выщелачивания описаны в главе 3.

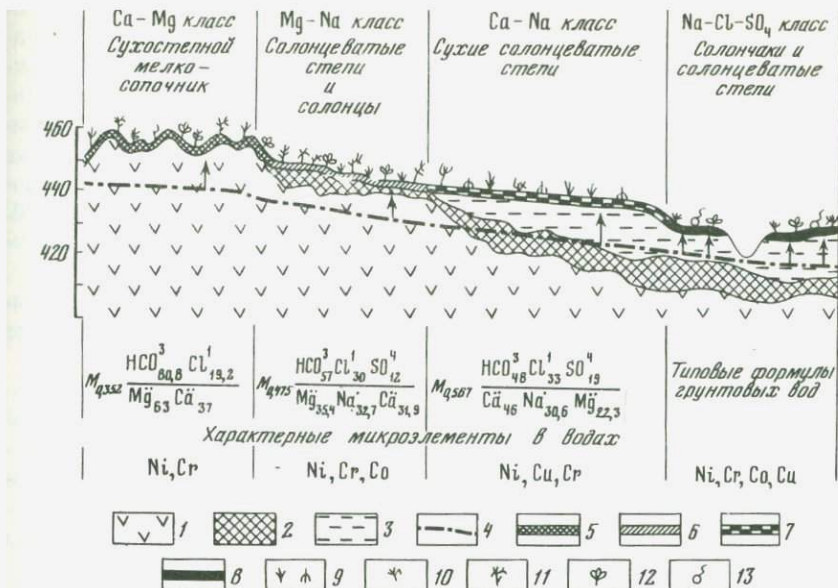


Рис. 78. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов на ультраосновных породах

1 — серпентинизированные гипербазиты; 2 — древняя кора выветривания гипербазитов (MzeI); 3 — покровные глины и суглинки (P-Q); 4 — уровень залегания трещинно-грунтовых и грунтовых вод; 5 — щебнистые каштановые почвы; 6 — каштановые солонцеватые почвы и корковые солонцы; 7 — каштановые тяжелосуглинистые солонцеватые почвы; 8 — каштановые солончаковатые почвы и солончаки; 9 — злаки (ковыли, типчаки и др.); 10 — польни; 11 — растения-концентраторы никеля, кобальта, хрома; 12 — солянки; 13 — водоросли

Ландшафты на ультраосновных породах (Са-Мг класса). Они распространены на Южном Урале и в Мугуджарах (Оренбургская и Актыбинская обл.). Ультраосновные породы здесь либо выходят на поверхность (Хабарнинский, Буруктальский, Кимперсайский и другие массивы), либо перекрыты маломощным чехлом более молодых глинисто-суглинистых отложений. Обычно это степной мелкосопочник с участками пенеппена. На рис. 78 схематично изображено геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов. Эти ландшафты весьма своеобразны в геохимическом отношении и относятся к Са-Мг классу.

Биогеохимические исследования здесь в течение ряда лет проводил Д.П. Малюга [174].

В строении южноуральских ультраосновных массивов принимают участие перидотиты и дуниты, сильно измененные последующими процессами серпентинизации и в большей своей части превращенные в апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, основным пороодообразующим минералом которых является серпентин $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$.

Серпентиниты обогащены Ni, Cr, Co и Mg (кларки концентрации их равны 41, 15, 13 и 11,2 соответственно); Si, Ca, Al, P и Na, наоборот, присутствуют в нижекларковых количествах.

Таким образом, важнейшая геохимическая особенность гипербази-

тов состоит в низком содержании кальция и щелочей при высоком содержании магния, хрома, кобальта и никеля. Это обуславливает специфику растительности. Растительный покров разрежен, растениями покрыты обычно от 1/5 до 1/3 части поверхности. Под куртиной дерновинно-злаковой растительностью развиваются каштановые почвы, относительно бедные гумусом. На каменистых обнажениях ультраосновных пород наиболее часто встречаются биюргун (*Anabasis cretacea*), смолевка кустарниковая (*Silene suffrutescun*), качим Патрена (*Gypsophila patrinii*), икотник (*Borteroa spathulata*), бурачок извилистый (*Alysum tortuosum*) и др.

Сравнение химического состава их золы и коренных пород показывает, что концентрация Ni, Co, Cr в растениях отражает распределение их в гипербазитах.

На элювии гипербазитов формируются щелнистые каштановые почвы, а в пониженных, плохо дренируемых участках — щелнистые корковые солонцы. Эти почвы отражают микроэлементный состав ультраосновных пород. Они также как и растения отличаются повышенным содержанием тяжелых металлов, главным образом, никеля и хрома, содержание которых в почвах серпентиновых массивов часто в 5–7 раз больше, чем в почвах на других породах.

Распределение металлов по профилю почв довольно равномерное: содержания Ni, Co, Cr в горизонтах *A* и *B* приблизительно равны и, как правило, несколько ниже, чем в горизонте *C*.

Трещинно-грунтовые воды имеют здесь гидрокарбонатно-магниевый состав и относительно малую минерализацию. Они обогащены Ni, Co, Cr, V. По К.М. Давлетгалиевой [92], фоновое содержание никеля в трещинных водах ультраосновных массивов Мугодзар $6 \cdot 10^{-5}$ г/л, Co $6 \cdot 10^{-6}$, Cr $5 \cdot 10^{-5}$ (в прочих породах Ni $< 2 \cdot 10^{-5}$, Co $3 \cdot 10^{-6}$, Cr $6 \cdot 10^{-6}$). Глубина залегания вод обычно составляет 10–35 м и более, в зависимости от рельефа.

Для данных ландшафтов характерно несоответствие между засоленностью почвенного покрова и малой минерализацией трещинно-грунтовых вод.

Сернокислые ландшафты ($H^+ - SO_4^{2-}$). Этот класс ландшафтов формируется на участках окисляющихся сульфидных месторождений и рудопроявлений, где в почвах и отложениях создается кислая и слабокислая среда, благоприятная для миграции преимущественно катионогенных элементов. Высокие температуры воздуха и глубокое проникновение атмосферного кислорода в кору выветривания, характерные для сухих степей, очень благоприятны для окисления сульфидов. С другой стороны, слабое промачивание обеспечивает сохранение значительной части окисленных минералов в коре выветривания. Поэтому зона окисления сульфидных месторождений в сухих степях отмечена большим количеством окисленных рудных минералов — сульфатов, карбонатов, молибдатов, ванадатов, фосфатов, силикатов, гидроокислов и др. [32].

Первые этапы формирования зоны окисления характеризуются здесь сильноокислой реакцией вод, которые имеют сульфатный состав и отличаются высоким содержанием меди, цинка и других металлов. В результате сернокислого выщелачивания местами образуются просадки и руд-

ный карст. Наиболее кислые ландшафты формируются именно в сухих степях и пустынях.

При полном окислении сульфидов в результате взаимодействия серной кислоты с вмещающими породами воды зоны окисления становятся нейтральными или слабощелочными. Эти условия неблагоприятны для миграции большинства тяжелых металлов, содержание которых в водах понижается.

Почвы на рудных выходах в сернокислых ландшафтах обогащены гидроокислами железа ("железная шляпа"), образующимися за счет окисления пирита. Содержание Cu, Pb, Ag и других тяжелых металлов в них повышено. Отложения склонов и речных долин, почвы, сформировавшиеся на этих отложениях также обогащены металлами (как за счет механического рассеяния при размыве руд, так и за счет аккумуляции металлов из грунтовых вод). На небольшом расстоянии от сульфидных руд кислая реакция вод зоны окисления усредняется, здесь часто возникает щелочной барьер (D1). В связи с этим грунтовые и речные воды подобных ландшафтов имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, содержат много SO_4^{2-} ("сульфатные воды"). Это определяет накопление в луговых, болотных и солончаковых ландшафтах ряда металлов.

Значительные количества металлов вовлечены в биологический круговорот, в связи с чем на сульфидных месторождениях распространена особая флора, некоторые виды являются индикаторами медных, полиметаллических и других руд.

Шоровые солончаки. В некоторых низкогорных и мелкосопочных районах образуются местные солесборные депрессии — котловины, где формируются солончаки и типичные шоры (пересыхающие соляные озера). В солончаках грунтовые воды залегают близко от поверхности, нередко в почвах развита сероводородная среда. В солончаковых депрессиях важную роль играет испарительный барьер, меньшую роль — восстановительный и еще меньшую — биогеохимический (биогенное накопление в почве ряда элементов).

Геохимические поиски в мелкосопочнике и низкогорьях сухих степей. Эти ландшафты благоприятны для литохимических поисков: каштановые почвы склонов выщелочены слабо и вторичные ореолы практически не ослаблены. Поэтому литохимическая съемка по почвам характеризуется высокой достоверностью (вторичный ореол рассеяния, как правило, отвечает коренному оруденению). Опыт поисков в этих районах позволил А.П. Соловову, С.Д. Миллеру и другим исследователям разработать классическую теорию данного метода [283].

Согласно В.А. Кличникову [138], литохимическая съемка высокоэффективна на территории мелкосопочника юго-восточной части Центрального Казахстана. Широко развитые здесь элювиально-делювиальные отложения имеют мощность, не превышающую нескольких метров, вторичные ореолы, как правило, фиксируют оруденение в коренных породах. Все известные месторождения полиметаллов, меди, ряда других элементов имеют такие ореолы. Наиболее информативными элементами-индикаторами оруденения служат Pb, Zn, Cu, W, Mo, Sn. Ореолы, как правило, незначительно смещены относительно рудных тел, максималь-

ные концентрации наблюдаются непосредственно над рудными телами.

Литохимическая съемка может быть использована не только при поисках и разведке, но и для геологического картирования, выяснения генетической связи оруденения с породами, характеристики металлогении района, а также для решения ряда вопросов сельского хозяйства, медицины, охраны окружающей среды.

За счет вторичного засоления в потоках рассеяния местами формируются безрудные аномалии (особенно наиболее подвижных элементов – Mo, Sr и др.). Однако это не исключает возможности эффективных поисков на основе опробования донных осадков.

При литохимических поисках в этих ландшафтах необходимо учитывать особенности долин, о которых мы писали выше (болот, лугов, солончаков и др.). Следует также иметь в виду возможность образования безрудных и усиления рудных аномалий в зонах разломов.

Образование безрудных геохимических аномалий может происходить на следующих барьерах.

1. Глеевом (С7) – Mo.
2. Испарительном (F3, F7, F11) – Mo, Zn, Sr.
3. Окислительном (A7) – Mn, Fe.
4. Сорбционным (G3, G7) – Pb, Cu, Zn, Mo, Co и др.
5. Кислом (E4) – Cu, Ag, Mo, Be, Y, Sc.

Литохимические поиски в масштабе 1:50 000 проведены во всех сухостепных мелкосопочных и низкоргорных районах Казахстана. Весь этот фактический материал необходимо осмыслить с позиции геохимии ландшафта, составить ландшафтно-геохимические карты и конкретизировать фоновые значения для отдельных ландшафтов. Это позволит более правильно оценить выявленные аномалии, значительная часть которых еще не оценена.

Эффективны в сухих степях и гидрогеохимические поиски, которые позволяют обнаружить скрытое оруденение. Однако эти методы пока используются слабо.

Разгрузка трещинно-грунтовых вод зоны местного стока обычно происходит по разломам, нередко по ним разгружаются и воды зоны регионального стока или еще более глубокие. По составу воды пресные, гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные. Если их формирование обусловлено биологическим круговоротом и карбонатностью коры выветривания, то воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. Эти воды – продукт современного ландшафта. Но если в ландшафте карбонатная кора выветривания очень маломощна или воды длительно циркулируют по разломам, то они приобретают иной состав (за счет непосредственного взаимодействия вод с коренными породами, метаморфизации, окисления рассеянных сульфидов и других процессов). Нередко воды имеют гидрокарбонатно-натриевый характер (Na из вмещающих пород), в них повышается содержание SO_4^{2-} (за счет окисления сульфидов). Воды глубокой циркуляции бывают и глеевыми – содержат Fe^{2+} и Mn^{2+} .

Согласно К.М. Давлетгалиевой [92], в Мугоджарах в трещинных водах основных интрузивов и осадочно-вулканогенных пород повышено со-

держание меди, цинка, свинца, серебра, галлия и титана. В водах кислых интрузивов и осадочных пород — молибдена, сурьмы, циркония, марганца, в водах основных и ультраосновных пород — никеля, кобальта, хрома, ванадия. При гидрогеохимических поисках следует опробовать все водопункты, учитывая их связь с разломами и возможность разгрузки вод глубокой циркуляции с целью обнаружения скрытого оруденения.

Г.Ф. Ларионов [157] изучил в Центральном Казахстане водные ореолы рассеяния тяжелых металлов. Все полиметаллические и редкометалльные месторождения имеют в этом регионе водные ореолы рассеяния. Водные ореолы медно-порфириновых месторождений содержат до $5 \cdot 10^{-3}$ г/л меди, $1 \cdot 10^{-2}$ молибдена, $9 \cdot 10^{-4}$ цинка и $5 \cdot 10^{-4}$ г/л свинца. По составу воды сульфатные, с низким рН (до 2,5) и высоким содержанием железа (до 0,8 г/л). В водах свинцово-цинковых месторождений повышено содержание цинка (до $n \cdot 10^{-3}$ г/л), свинца и меди ($n \cdot 10^{-5}$ г/л при фоне $1,2 \cdot 10^{-5}$ г/л). Воды редкометалльных месторождений обогащены молибденом (до $6 \cdot 10^{-3}$ г/л).

В целом для водных ореолов разных типов месторождений характерны следующие ассоциации элементов:

для полиметаллических: Zn, Pb, Cu, Ag, V, Ga и др.;

для редкометалльных: Mo, Be, W, Nb, Bi, Ge и др.

Размеры водных ореолов обычно невелики — для меди и свинца от 50–100 до 400–500 м, для молибдена от 50–100 до 1000–1500, для цинка от 400–500 до 2000 м и более.

По мере удаления от месторождения рудные элементы последовательно осаждаются из вод: сначала кобальт, висмут и барий (100–200 м), потом медь и свинец (400–500 м) и наконец, цинк и молибден (до 2000 м

и более). Коэффициенты: $\frac{Zn}{Cu}$, $\frac{Pb}{Cu}$, $\frac{Pb}{Zn}$, $\frac{Pb}{Mo}$ и другие, по Г.Ф. Ларионову, характеризуют расстояние до рудного тела.

Исследования показали, что только молибден, цинк и уран накапливаются в водах с ростом общей минерализации, в то время как содержание меди и свинца не зависит от этой величины.

Биогеохимические поиски в этих ландшафтах эффективны лишь на участках, перекрытых пролювием, аллювием, эоловыми песками и супесями. Наиболее пригодны для биогеохимического опробования полины, которые обладают глубокой корневой системой и накапливают многие металлы.

Атмосферические поиски не вскрытых месторождений здесь также эффективны.

Некоторые геохимические аспекты охраны природы, здравоохранения и сельского хозяйства. Промышленное освоение сухих степей, особенно строительство предприятий, выдвигает ряд проблем охраны природы. Связи между природными телами в степи нарушаются очень легко, а восстанавливаются трудно. Особенно опасно нарушение почвенно-растительного покрова при строительстве. Нередко площадка строительства во всех направлениях пересекается автомашинами, так как местность практически повсеместно проходима. Такое "сплошное дорожное полотно" приводит к разрыхлению почвы и ликвидации растительности, развеванию почв и сильному запылению атмосферы. Песчаная почва может дать материал для обра-

зования золотых песков, гряды и бугры которых со временем поведут наступление на поселки, дороги, предприятия. На борьбу с подвижными песками в дальнейшем придется тратить большие средства. Поэтому строительство следует начинать с оборудования дорожной сети, проезд вне дорог должен быть категорически запрещен. Только такая мера позволяет сохранить скудный растительный покров от уничтожения.

Создание горнорудных предприятий, рабочих поселков и городов в сухих степях выдвигает ряд сложных медико-геохимических проблем. Население таких поселков представлено переселенцами из разных районов, геохимические условия которых часто резко отличаются от сухих степей. Хотя основным источником питания приезжего населения служат привозные продукты, все же известную роль играют и местные продукты — молоко, мясо. По мере освоения данных ландшафтов в них несомненно будет развиваться и орошаемое земледелие, в связи с чем доля местных продуктов питания в общем рационе населения будет возрастать. Это может обусловить неблагоприятное влияние избыточного содержания элементов в местных продуктах питания и водах. В некоторых ландшафтах следует учитывать также возможность повышенного содержания в пище и водах молибдена, благоприятствующего заболеванию подагрой, свинца (нервные болезни), меди (малокровие) и других металлов.

Сельское население (главным образом чабаны) в общем приспособилось к местным условиям. Однако не исключается распространение и среди них заболеваний — биогеохимических эндемий, связанных с избытком элементов. Поэтому медико-геохимическое исследование необходимо проводить и в непромышленных районах. Особое внимание должно быть обращено на питьевую воду — на содержание в ней молибдена, стронция и других микроэлементов.

Необходимо выявлять и полезные для здоровья геохимические факторы. К ним в первую очередь относятся целебные источники и лечебные грязи солончаков. На их базе могут создаваться местные курорты и санатории.

Из-за каменистости почв данные ландшафты малопригодны для земледелия, однако земли для орошения здесь имеются. Наиболее пригодны пологие делювиальные и пролювиальные шлейфы, где почвы менее каменисты и не опасно вторичное засоление. При освоении таких почв возникает ряд агрохимических проблем, связанных как с дефицитом (N, P и т.д.), так и с избытком элементов (местами Mo, Cu, Se и др.). В районах некоторых рудных месторождений скот болеет от избытка в кормах и водах ряда элементов.

СУХОСТЕПНЫЕ ЛАНДШАФТЫ ОБЛАСТЕЙ ПРЕОБЛАДАНИЯ
ОСЛАБЛЕННЫХ И НЕГЛУБОКО ПОГРЕБЕННЫХ ОРЕОЛОВ
(III I РОДА)

В Казахстане такие ландшафты формируются в местах слабых неотектонических поднятий. Это степные пенемены Казахской складчатой страны, Мугоджар, Каратау, Чу-Илийских гор и других районов. Плоские и волнистые водораздел в таких ландшафтах обычно сложены изверженными и метаморфическими породами, местами с остатками древней площадной или линейной коры выветривания (см. рис. 77).

В процессе древнего выветривания медь, свинец, цинк, молибден, кобальт и другие рудные элементы выносились из верхних горизонтов и частично задерживались в средних зонах коры выветривания, связываясь полуторными окислами и минералами глин. Нередко из каолинитового горизонта выщелочено до 70–90% и более указанных элементов их первоначального содержания в коренных породах.

В неоген-четвертичное время кислая выщелоченная кора выветривания подвергалась процессам засоления, которые позднее сменились рассолением, с чем связано широкое распространение солонцов в районах развития древней коры выветривания.

Солонцовым ландшафтам с открытой и слабопогребенной древней засоленной корой выветривания свойственны открытые солевые ореолы рассеяния, частично деформированные процессами засоления – рассоления. Характерна тенденция образования безрудных и усиления рудных аномалий на реликтовых испарительных барьерах. В солонцовом горизонте почв возможно усиление рудных аномалий на сорбционном барьере. Возможны безрудные биогеохимические аномалии молибдена, меди и цинка.

Основным методом геохимических поисков в подобных солонцовых ландшафтах является наземная литохимическая съемка с опробованием солонцового горизонта, где контрастность аномалий многих элементов наибольшая. Поскольку солонцы часто приурочены к рудным месторождениям, аномалии в солонцовых ландшафтах необходимо оценивать в первую очередь.

Геохимия почв на древних корках выветривания в пределах пенеменезированных равнин Орского Зауралья изучалась И.Г. Побединцевой. В этом районе черноземы и каштановые почвы на древней коре выветривания имеют меньшую мощность профиля, укороченный гумусовый горизонт, слабокислую реакцию, слабую карбонатность, низкую емкость поглощения, значительную солонцеватость и засоленность, что отличает их от почв на четвертичных и неогеновых отложениях.

Для почв на древней коре выветривания за счет низкого геохимического фона последней характерна заметная дифференциация распределения микроэлементов по генетическим горизонтам. Накопление ряда микроэлементов – свинца, меди, никеля и кобальта максимально в солонцовом горизонте, что совпадает с нашими данными по Казахстану.

Засоленность почв на древней коре ведет к резкому увеличению содержания подвижных форм микроэлементов, достигающих 10 (цинк), 40 (медь) и даже 75 (марганец) % их валовых концентраций. Напротив, в почвах на покровных отложениях — обыкновенных и южных черноземах, темно-каштановых, микроэлементы распределены равномерно; содержания подвижных форм также небольшое — 2—4% [225].

На плоских возвышенностях палеозойские породы и коры выветривания часто перекрыты маломощными четвертичными отложениями (местами всего 20—30 см). Для них характерны продукты выветривания палеозойских пород, возможно, золотого происхождения. В тонкодисперсной фракции преобладает гидрослюда. Так, по В.В. Добровольскому [97], на Ишим-Иртышском междуречье развиты маломощные покровные четвертичные суглинки и супеси, для обломочной фракции которых характерно высокое содержание полевых шпатов, а для тонкодисперсной — минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Этим данные отложения резко отличаются от континентальных неогеновых пород. Последние в основном образовались за счет переотложения древней коры выветривания и в грубодисперсной фракции содержат много кварца и почти не содержат полевых шпатов. В их тонкодисперсной фракции преобладают минералы каолинит-галлуазитовой группы.

Понижения рельефа на пенепах представляют собой древние (до четвертичные) котловины и долины с солонцеватыми каштановыми почвами или типичными солонцами. По дну долин обычно петляет сухое русло или небольшая речка, которые явно не соответствуют размерам долин.

Эти котловины и долины часто выполнены красноцветными неогеновыми отложениями. В ряде долин имеется горизонт грунтовых вод, с которым связано формирование лугово-солончаковых и лугово-солонцовых ландшафтов. Встречаются также разломные солончаки, которые нередко пересекают долины, "поднимаются" на террасы.

Для пенепахов характерно значительно большее разнообразие элементарных ландшафтов, чем для мелкосопочника. Имеются ландшафты с площадной древней корой выветривания на водоразделах и ландшафты, где она полностью смыта и лишь местами встречается линейная кора. В одних древних долинах с поверхности залегают неогеновые глины, в других неогеновые отложения перекрыты маломощными четвертичными осадками и т.д.

Формирование химического состава грунтовых вод на пенепах протекает иначе, чем в мелкосопочнике. Большую роль при этом играет растворение солей, накопившихся в предшествующие этапы развития ландшафта и заключенных в почвах и континентальных отложениях. Водные вытяжки из элювия палеозойских пород имеют гидрокарбонатный состав и содержат не более 0,1—0,2% солей, в то время как содержание солей в водных вытяжках из рыхлых отложений Центрального Казахстана нередко достигает нескольких процентов, причем среди них преобладают хлориды и сульфаты. Это определяет широкое распространение солоноватых и соленых хлоридно-сульфатных вод.

Нередко пенепахи и мелкосопочники сменяют друг друга на неболь-

шом расстоянии, что связано с блоковой структурой, дифференцированными неотектоническими поднятиями (см. рис. 77).

Ландшафты железных шляп на пенепленах. Они развиваются в местах окисления сульфидных гидротермальных руд. Изученный нами в Южных Мугоджарах ландшафт железной шляпы медноколчеданного месторождения представляет собой часть слабо расчлененного пенеплена, сложенного породами силурийской зеленокаменной формации (диабазы и т.д.). По данным разведки, здесь установлено шесть рудных тел мощностью 5–7 м и протяженностью 50–200 м. Рудные тела сложены массивными и густовкрапленными колчеданами. Кроме пирита, в рудах отмечается пирротин, халькопирит, сфалерит, гематит, магнетит, арсенопирит и галенит.

Глубина зоны окисления достигает 18 м. Уровень грунтовых вод в летнее время составляет 5–18 м. Выход рудных тел на поверхность представлен типичной железной шляпой. В рельефе это невысокий плоский увал. Железная шляпа выделяется на местности разреженной растительностью. Преобладают кохия, тасбиюргун, полынь черная, камфоросма, много полыни Лессинга, встречается полынь белая.

На железной шляпе развиты солонцы и сильносолонцеватые каштановые почвы красновуроватого цвета, с гипсовым горизонтом в интервале 30–120 см. большей частью почвы карбонатны, но встречаются разности и не вскипающие от HCl.

Почвообразующие породы разнообразны: бурые железняки и каолинизированные глины белого, фиолетового, малинового, зеленого и желтого цветов. Чередование выбеленных глин с ожелезненными породами подчиняется структурному контролю: нередко по зонам трещиноватости развивается ожелезнение, которое сменяется обелением на участке глинистых пород. Мощности обеленных и ожелезненных зон колеблются от миллиметров до первых метров. По сравнению с обеленными породами ожелезненные породы обогащены медью, свинцом, молибденом, серебром и мышьяком.

В мезозое и палеогене, когда в районе формировалась кислая кора выветривания, верхние горизонты современной железной шляпы залегали глубоко от земной поверхности. Во влажных тропиках мезозоя, вероятно, происходило окисление сульфидных минералов и выщелачивание рудных элементов (сернокислый процесс), большая часть меди из зоны окисления была выщелочена, вторичные минералы не образовывались.

Вмещающие диабазы разлагались с образованием глинистых бескарбонатных продуктов. В качестве агента выветривания известную роль могла играть и серная кислота, однако ее растворы не были концентрированными в связи с большим количеством атмосферных осадков.

В глубоких горизонтах зоны выветривания, в менее проницаемых участках, возможно, развивалась и восстановительная глеевая среда, также благоприятствовавшая выносу железа и обелению глин. Часть железа переотлагалась в виде гидроокислов в трещинной зоне на кислородном барьере (A6). Именно поэтому в профиле современно железной шляпы чередуются выбеленные и ожелезненные породы.

В неогене в условиях аридного климата произошло засоление железной шляпы, сформировался кислый разломный солончак. Кислые сульфатные воды, поступая к поверхности, испарялись, отлагая гипс и другие сульфаты, в том числе сульфаты железа — мелантерит и др. В самых верхних горизонтах солончаков возможно развивалась десульфуризация с накоплением H_2S и гидротроилита. Карбонаты кальция из-за кислотности вод не накапливались.

Затем благодаря неотектоническим поднятиям произошел отрыв железной шляпы от трещинно-грунтовых вод, засоление сменилось рассолоением. На месте солончаков образовались солонцы и солонцеватые каштановые почвы с мощными реликтовыми гипсовыми горизонтами. Окисление гидротроилита и сульфатов Fe^{2+} привело к покраснению верхних горизонтов почв (рис. 79).

Таким образом, при оценке железных шляп на пенепленах необходимо учитывать историю геохимического развития ландшафтов. Сравнительно низкое содержание меди и других рудных элементов в изученной железной шляпе (0,0 п%) связано не с бедностью первичных руд, а с сильным развитием последующих процессов выщелачивания. Поэтому данная аномалия рудная (повышенное содержание меди, свинца, серебра, мышьяка, молибдена), но по ней нельзя оценить оруденение на глубине. Это не остаточная, а солевая аномалия, расчеты продуктивности здесь не применимы.

Ландшафты древних долин. Для пенепленов очень характерны широкие долины, выполненные неогеновыми, а местами и более древними отложениями. Особенно широко распространены подобные долины в Казахской складчатой стране, где они были детально изучены геоморфологами [268]. Древние долины представляют важные объекты геохимических поисков, так как под осадочными отложениями в них залегают перспективные рудоносные формации палеозоя. Поэтому изучение геохимии ландшафтов древних долин имеет важное практическое значение.

В Мугоджарах нами была изучена геохимия ландшафтов двух древних долин — Ащисая и Шекара-Булака. Долина Ащисая окружена пенепленом (см. рис. 79), а Шекара-Булака сохранилась как реликт среди мелкосопочника. Долины сложены красноцветными неоген-четвертичными глинами, содержащими гипс и легкорастворимые соли. Мощность глин от 2 до 7–10 м. Глины подстилаются коренными палеозойскими породами или их древней корой выветривания. В долине Шекара-Булак глины перекрыты четвертичными делювиально-пролювиальными шестистыми суглинками, мощностью 0,2–0,5 м.

Постоянный водоносный горизонт в красноцветах отсутствует, грунтовые воды приурочены к отдельным линзам песков и галечников. Дебиты связанных с ними родников не превышают десятых долей л/сек, в жаркий период родники иссякают. Воды пресные гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией в межень около 0,2 г/л и рН 7,2–7,5 (табл. 26).

Древняя долина Шекара-Булак подпитывается трещинными водами, разгружающимися по разломам в мелкосопочнике. Их состав анало-

Схема горизонтально-боковой миграции солей в комплексе болото-солончак (солонец)



Древняя долина Ащисай

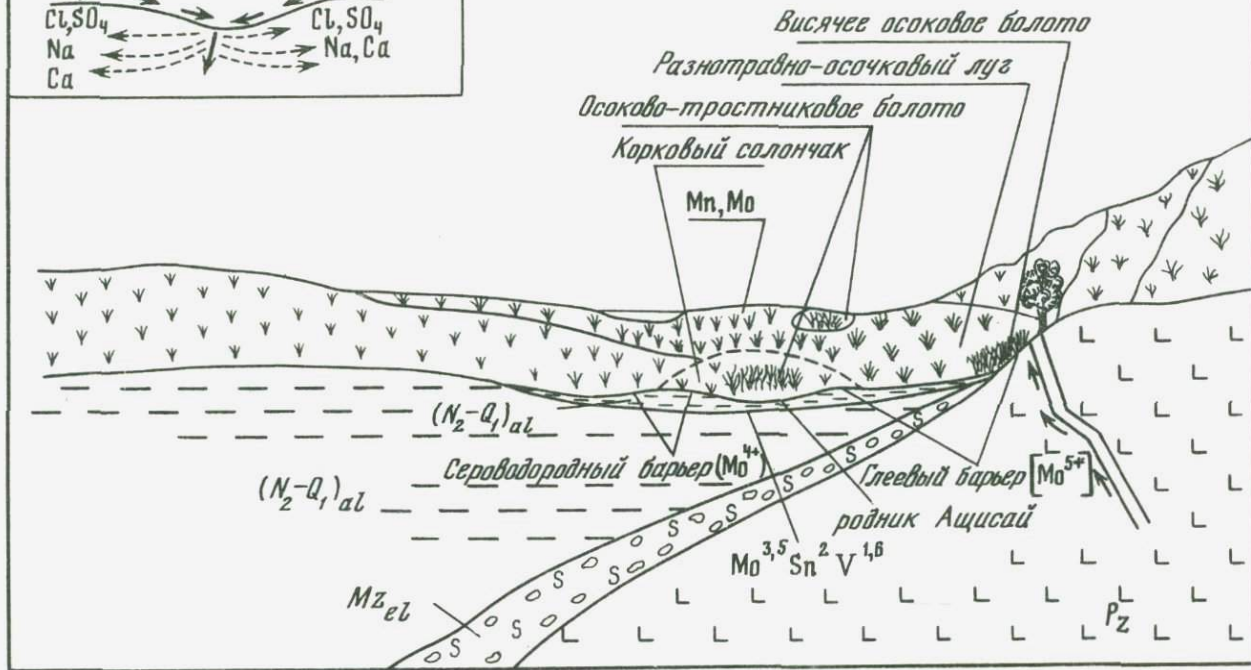


Рис. 79. Древняя долина Ащисай в Южных Мугуджарах

Таблица 26

Химический состав вод лугов и болот древней долины Ащисай, содержание металлов и коэффициенты водной миграции

рН	Сухой остаток, мг/л	мг-экв мг/л								Элементы, % к сухому остатку мг/л				
		HCO ₃ '	Cl'	SO ₄ ''	Σ _{ан}	Ca''	Mg''	Na	Σ _{кат}	Fe	Mn	Zn	Cu	Mo
Трещинно-грунтовые воды всячих болот														
8,28	470	$\frac{3,48}{212,28}$	$\frac{1,23}{43,02}$	$\frac{2,84}{136,3}$	7,55	$\frac{1,88}{37,60}$	$\frac{0,64}{7,68}$	$\frac{3,53}{82,0}$	6,05	$\frac{0,0025}{0,012}$	$\frac{0,0042}{0,02}$	$\frac{0,0021}{0,01}$	$\frac{0,0021}{0,01}$	$\frac{0,00085}{0,004}$
Формула солевого состава $M_{0,47} \frac{HCO_{46}^3 SO_{38}^4}{Na_{58} Ca_{31}}$														
Коэффициенты водной миграции*														
Kx ₁			1855	319		1,19	0,36	8,98		0,003	0,021	0,16	0,12	6,1
Kx ₂			580	31,9		3,45	1,21	26,4		0,0007	0,062	0,26	0,37	4,25
Грунтовые воды болот и лугов в днище долины (р. Ащисай)														
7,6	158	$\frac{2,04}{124,4}$	$\frac{0,20}{0,71}$	$\frac{0,24}{11,52}$	2,48	$\frac{1,48}{29,6}$	$\frac{0,32}{3,84}$	$\frac{0,56}{13,0}$	2,48	$\frac{0,0026}{0,041}$	$\frac{0,012}{0,019}$	$\frac{0,003}{0,005}$	$\frac{0,011}{0,018}$	$\frac{0,0044}{0,0072}$
Формула солевого состава $M_{0,16} \frac{HCO_{82}^3}{Ca_6 Na_9}$														
Коэффициенты водной миграции														
Kx ₁			89,8	80,1		2,79	5,40	4,24		0,003	0,12	0,57	1,83	18,4
Kx ₂			28	8,01		7,40	1,81	12,4		0,007	0,18	0,37	1,93	22,8

* Коэффициенты водной миграции рассчитаны: Kx₁ – на кларк литосферы; Kx₂ – на кларк осадочных пород.

гичен водам молодых долин, описанных в главе 13. Ввиду глинистого состава красноцветов связь вод палеозойских пород с водами красноцветов затруднена. Это ведет к различиям в минерализации, состава вод и дебитах, связанных с ними родников.

По сравнению с трещинно-грунтовыми водами, грунтовые воды красноцветов обогащены железом, марганцем, молибденом, медью, реже цинком. Коэффициенты контрастности их составляют соответственно: Fe — 10; Mo — 5,2; Mn — 3; Ca — 2,1; Zn — 1,5. Обогащение грунтовых вод медью, молибденом, иногда цинком, возможно, связано с широко распространенным ожелезнением и омарганцеванием красноцветов. Поскольку гидроокислы железа и марганца активно сорбируют данные металлы, они могут служить источником поступления этих элементов в воду.

Ландшафты долин Ащисай и Шекара-Булак различаются по характеру подчинения и типу геохимического сопряжения.

В долине Ащисай и окружающем ее пенеппене постоянный водоносный горизонт отсутствует, в условиях глинистого состава почвообразующих пород пенеппенов и долины обмен веществом осуществляется золотым и водно-почвенно-поверхностным путем. Распространенные в древней долине элементарные ландшафты по отношению к окружающему пенеппену, по терминологии М.А. Глазовской [72], являются подчиненными супераквальными ландшафтами с водно-почвенно-поверхностным типом сопряжения.

При вовлечении древних долин в тектонические поднятия, сопровождающиеся разломами, в питании долинных ландшафтов возрастает роль трещинных вод. Поэтому в долине Шекара-Булак геохимическое сопряжение представляет собой сочетание водно-грунтового и водно-почвенно-поверхностного типов. Болота в пределах древних долин занимают замкнутые понижения, в случае выхода трещинных вод по разломам они встречаются и на склонах. Луга обычно покрывают днища древних долин.

Флористический состав лугов и болот молодых и древних долин близок, несмотря на резкие различия в составе их почвообразующих пород. Содержание микроэлементов в золе растений молодых и древних долин также близки (табл. 27).

Для болот характерны дерново-глеевые, для лугов — луговые почвы. По химическим свойствам дерново-глеевые почвы близки к соответствующим почвам молодых долин. В них господствует нейтральная глеевая среда, характеризующаяся энергичной миграцией марганца при меньшей подвижности железа. Доля подвижных форм марганца и железа в этих почвах составляет соответственно 52 и 11% валового содержания (табл. 28).

Луговые почвы древних долин в отличие от соответствующих почв молодых долин несут следы солончаковой и солонцевой стадий развития. В составе солей из глеевых горизонтов преобладает сульфат кальция — наследие бывлой загипсованности красноцветов.

Помимо лугов и болот, в древней долине Ащисай широко распространены солонцы и солончаки, обычно оконтуривающие дерново-глеевые почвы понижений. Солончаки корковые, хлоридно- либо сульфатно-

Таблица 27

Среднее содержание микроэлементов в почвах и золе луговой и болотной растительности древней долины Аццисай (в $\mu \times 10^{-3}\%$), коэффициенты биологического поглощения (по 30 пробам)

Элементы в порядке убывания Ax_2	Глеевый горизонт почв	Зола растений, в скобках – лимиты	Коэффициенты биологического поглощения	
			Ax_1 (на кларк)	Ax_2 (на почву)
Серебро*	0,008	0,4 (0,008; 1)	57,1	50
Стронций	5	72 (8; 300)	2,1	14,4
Бор	3	24,8 (8; 50)	20,7	8,2
Молибден	0,5	<u>2 (0,3; 5)**</u> 0,2 (0,06; 0,5)	<u>18,1</u> 1,81	<u>3,8</u> 0,38
Медь	6	13 (3; 40)	2,75	2,16
Марганец	100	<u>250 (50; 800)**</u> 60 (10; 80)	<u>2,5</u> 0,6	<u>2,5</u> 0,6
Цинк	15	22 (4; 40)	2,65	1,46
Барий	40	30 (-; 60)	0,46	0,75
Свинец	1	0,6 (0,2; 1,5)	0,4	0,63
Олово*	0,3	0,08 (-; -)	0,32	0,26
Никель	5	1,5 (0,8; 3)	0,25	0,33
Цирконий*	20	3 (-; 5)	0,17	0,15
Хром	12,7	1,5 (0,8; 5)	0,18	0,12
Кобальт	2	0,1 (0,1; 0,4)	0,05	0,05
Ванадий	25	0,8 (0,3; 2)	0,09	0,03
Титан	600	15 (10; 30)	0,03	0,02

* Элементы, содержание которых в почвах или золе растений ниже или равно чувствительности анализов.

** В числителе – содержание в золе болотных растений; в знаменателе – в золе луговых видов.

натриевые с высоким содержанием солей. Источником солей служат как почвообразующие породы долины (красноцветные глины), так и почвы окружающих пенепленов (солончаки и бурые пустынные почвы). Соли, сносимые в долину, перераспределяются по элементам микро-рельефа.

В дифференциации засоленных и незасоленных почв, большая роль принадлежит процессам горизонтально-боковой миграции солей. В частности, оконтуренность болот засоленными почвами, резко пониженная минерализация болотных вод согласуются с данными В.А. Ковды, Н.Н. Болышева, В.В. Егорова, Ю.С. Толчельникова и других авторов об опреснении западин и засолении микроповышенной под влиянием процессов горизонтально-боковой миграции солей.

Таблица 28

Содержание химических элементов (\bar{X}) в болотных почвах древних долин (в $n \cdot 10^{-3} \%$)

Элементы	Генетический горизонт почв					
	A		Bg		G	
	\bar{X}	n	\bar{X}	n	\bar{X}	n
Медь	7,2	9	7,7	15	7,0	6
Цинк	29,6	11	19,4	16	17,4	5
Свинец	0,9	4	0,9	8	0,77	6
Никель	5,8	6	6,1	13	5,5	6
Кобальт	2,1	5	2,5	11	2,1	5
Марганец	60	7	80	10	58	8
Серебро	0,008	6	0,009	9	0,009	7
Цирконий	18	5	18	12	15,6	6
Бериллий	0,32	4	0,35	8	0,26	5
Скандий	0,66	5	0,55	8	0,5	5
Иттрий	8,7	6	7,4	11	4,8	6
Молибден	0,81	31	2,08	12	5,8	6
Хром	15,4	5	17,7	10	16,4	6
Галлий	1,75	6	1,95	11	2,0	5
Олово	0,21	6	0,26	11	0,24	7
Стронций	9	6	5,9	11	4	6
Барий	35	6	38	11	37	10

Примечание. n — число проб.

В луговых солонцах, солончаках и в гумусовых горизонтах луговых почв нередко формируются сульфидные геохимические барьеры (B7). Их возникновение связано с сульфатным составом вод, который они обычно приобретают, взаимодействуя с засоленными почвами. Миграционная способность железа, марганца и ряда микроэлементов, подвижных в глеевой среде, здесь резко снижается ввиду образования нерастворимых сульфидов. Осаждение микроэлементов в условиях сероводородной среды нередко приводит к образованию безрудных аномалий.

По отношению к почвам окружающих элювиальных ландшафтов почвы древних долин обогащены ванадием и молибденом. Коэффициенты местной миграции их соответственно равны 1,6–2; 3–3,4. Анализ распределения ванадия и молибдена по профилю почв показал, что накопление связано с осаждением в глеевых горизонтах (C3). Так, среднее содержание ванадия в глеевых горизонтах в 2 раза, а молибдена — в 5–6 раз выше, чем в гумусовых горизонтах. Степень накопления зависит от характера восстановительного барьера (глеевого или сероводородно-

Таблица 29

Физико-географические и ландшафтно-геохимические особенности молодых и древних долин Южных Мугоджар

Физико-географические и ландшафтно-геохимические характеристики	Молодые долины	Древние долины
Характеристики, общие для молодых и древних долин		
Климат	Сухостепной	
Режим увлажнения и окислительно-восстановительные условия	Болота – постоянное избыточное увлажнение, устойчивая восстановительная среда. Луга – переменное увлажнение, окислительно-восстановительные условия неустойчивы	
Растения-концентраторы	Марганца: рогоз, камыш, ива, тростник, кувшинки, кубышка Железа: кувшинка Олова: рдесты	
Дифференцированные характеристики		
Тектонический режим	Интенсивное неотектоническое поднятие	Стабильный режим, слабые неотектонические поднятия или опускания
Породы, слагающие придолинный ландшафт	Изверженные и метаморфические породы палеозоя	Породы палеозоя и осадочные плиоцен-четвертичные отложения – красноцветные глины
Придолинный рельеф, водообмен	Расчлененный мелкосопочник, интенсивный водообмен	Слаборасчлененный пенеплен, водообмен затруднен
Тип вод	Трещинно-грунтовые	Грунтовые
Состав вод	Гидрокарбонатно-натриевые	Гидрокарбонатно-кальциевые
Характер геохимического подчинения и тип сопряжения элементарных ландшафтов	Автономные супераквальные ландшафты с водно-грунтовым типом сопряжения	Подчиненные супераквальные ландшафты с водно-поверхностным типом сопряжения
Почвы	Дерново-глеевые Луговые	Дерново-глеевые Лугово-солонцеватые Солонцы, солончаки
Геохимические процессы: восстановительного ряда окислительного ряда	Глеевый	Сероводородный глеевый
	Нейтральный карбонатный	
Геохимические барьеры	Восстановительный глеевый	Солонцовый Солончаковый Сероводородный Адсорбционный

Ландшафтно-геохимические показатели		Молодые долины	Древние долины
1		2	3
Увлажнение	Постоянно-избыточное	██████████	██████████
	переменное	██████████	██████████
Растительность	болотная	██████████	██████████
	луговая	██████████	██████████
	водоемов	██████████	██████████
Растения-концентраты	марганца	██████████	██████████
	железа	██████████	██████████
	олова	██████████	██████████
Интенсивность неотектонических движений		██████████	██████████
Расчлененность рельефа, интенсивность водообмена в придолинном ландшафте		██████████	██████████
Тип вод	трещинно-грунтовый	██████████	██████████
	грунтовый	██████████	██████████
Характер геохимического проявления	автономные	██████████	██████████
	подчиненные	██████████	██████████
Выраженность процессов засоления		██████████	██████████
Типоморфные элементы и ионы	Cl', SO_4'', OH', H_2S	██████████	██████████
	Na, Ca, HCO_3'	██████████	██████████
	Fe, Mn	██████████	██████████
Геохимические процессы	глеевый	██████████	██████████
	сероводородный	██████████	██████████
	соленосно-сульфидный	██████████	██████████
	нейтральный-карбонатный	██████████	██████████
	соленосный	██████████	██████████
	солонцовый	██████████	██████████
Геохимические барьеры	восстановительный-глеевый	██████████	██████████
	сероводородный	██████████	██████████
	адсорбционный	██████████	██████████
Ландшафтные аномалии молибдена		██████████	██████████

Рис. 80. Геохимическая диаграмма ландшафтов молодых и древних долин в Южных Мугоджарах

го). Такие аномалии следует оценивать как безрудные. Подробно этот процесс был описан в главе 4.

Содержание стронция и бария в почвах древних долин в 2–3 раза ниже, чем в окружающих почвах элювиальных ландшафтов. Коэффициенты местной миграции бария и стронция равны 0,3; 0,3–0,5. В профиле луговых и болотных почв древних долин эти элементы распределены равномерно. Абсолютные их содержания близки к содержанию в соответствующих почвах молодых долин. Обедненность луговых и болотных почв древних долин стронцием и барием относительна. Она объясняется высоким содержанием этих элементов в засоленных почвах пенеблена. Ландшафтно-геохимические особенности молодых и древних долин приведены в табл. 29 и на рис. 80. Близкие ландшафтно-геохимические показатели связаны с режимом увлажнения и живым веществом, в то время как различия обусловлены геологическим строением.

Методика геохимических поисков рудных месторождений в молодых и древних долинах должна быть различной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геохимии ландшафтов рудных провинций позволило развить некоторые научные положения важные как для теории геохимии ландшафта, так и для теории геохимических поисков. К таким положениям мы в первую очередь относим понятия о зонах выщелачивания и геохимических барьерах. Напомним, что они характерны и для почв и для кор выветривания, и для илов и для водоносных горизонтов. Следовательно, эти понятия характеризуют ландшафт в целом, относятся к понятийному аппарату геохимии ландшафта.

Задача геохимической систематики зон выщелачивания и барьеров потребовала переосмысливания роли различных факторов миграции элементов. В частности, выявилось ведущее влияние окислительно-восстановительных условий на водную миграцию элементов. При этом оказалось, что физико-химические показатели данных условий (Eh) не всегда адекватны геохимическим показателям. Отсюда следовал вывод о существовании двух типов восстановительной среды в ландшафтах — сероводородной и глеевой, которые могут характеризоваться одинаковыми величинами Eh.

Второй ведущий фактор водной миграции — щелочно-кислотные условия, которые разделены нами на четыре типа. В итоге выделилось 12 геохимических классов вод ландшафтов и соответственно 12 классов зон выщелачивания (см. табл. 1). Этим не отрицается значение таких параметров вод как их общая минерализация (пресные — соленые), ионный состав (хлоридные, сульфатные, гидрокарбонатные и пр. воды), но с наших позиций данные параметры имеют подчиненное значение и должны учитываться при детализации основных геохимических классов вод.

Анализ условий образования "барьерных" геохимических аномалий привел также к выводу о том, что их своеобразие зависит от состава вод, поступающих к барьеру и от класса самого барьера. Это позволило на матричной основе разработать геохимическую систематику подобных аномалий, выделить десятки их видов. Часть из них охарактеризована в данной книге (А6, А7, В3, В4, С3, D1, F1 и т.д.).

Мы полагаем, что указанные выше построения имеют общетеоретическое значение, так как в соответствии с принципом Б.Б. Польнова [210] они важны для решения различных прикладных задач (а не только вопросов геохимических поисков рудных месторождений). К таким задачам помимо поисков мы в первую очередь относим проблему генезиса рудных месторождений, так как типы концентрации элементов на барьерах это также различные способы рудообразования. На основе понятия о барьерах может быть разработана геохимическая систематика экзогенного рудообразования [191].

Вторая крупная проблема, к которой хотелось бы привлечь внимание читателей, это охрана природы и защита окружающей среды. В районах действующих рудников, горнообогатительных комбинатов, металлургических

заводов и других культурных ландшафтов происходит техногенная миграция элементов, образуются зоны выщелачивания, геохимические барьеры, возникают техногенные аномалии. Поэтому методология исследования вопросов загрязнения среды близка к описанной в этой книге.

Более подробно остановимся на значении выполненных исследований для геохимических поисков рудных месторождений. Четко определились две основные практические задачи, стоящие перед геохимией ландшафта в этой области. Первая из них — районирование территории по условиям поисков на основе ландшафтно-геохимического картирования. Вторая — использование геохимии ландшафта для оценки аномалий на основе детального (1 : 50 000, 1 : 10 000) картирования элементарных ландшафтов.

Главную задачу ландшафтно-геохимических работ в масштабе 1 : 10 000 мы видим в оценке выявленных аномальных полей. В пределах каждого аномального поля необходимо выделить рудные аномалии, отделив их от ландшафтных, породных и техногенных. Оценка рудных аномалий должна проводиться по комплексу признаков: с учетом геохимии ландшафта и обычных геолого-геохимических критериев.

Хорошо известно, что интенсивность аномалии, ее размеры и другие характеристики не всегда находятся в прямой зависимости от размеров оруденения. Часто слабой аномалии соответствует крупное месторождение, а "хорошей" поверхностной аномалии — рудопроявление. Огромное количество слабых аномалий, выявленных при литохимических поисках, как это неоднократно отмечалось Л.Н. Овчинниковым и другими геохимиками, не оценено. Повторный "пережог" проб, повышение точности анализа, повторные съемки, несомненно, приведут к открытию еще большего числа слабых аномалий и, таким образом, разрыв между выявленными аномалиями и их оценкой в будущем увеличится. Поэтому в оценке слабых аномалий заключается один их серьезных и экономически наиболее оправданных резервов открытия новых месторождений. Резервы повышения эффективности литохимических съемок на поверхности еще очень большие.

Как для оценки поверхностных, в первую очередь слабых аномалий, так и для глубинных поисков, можно использовать различные пути: повышение точности и чувствительности спектрального и других видов анализа, математическую обработку данных и т.д. Одним из важных методов решения этих задач служит выяснение условий образования вторичных ореолов рассеяния и безрудных аномалий или, что то же самое, законов гипергенной миграции рудных и сопутствующих элементов. Для земной поверхности эти задачи решает геохимия ландшафта, а для более глубоких горизонтов зоны гипергенеза — геохимия эпигенетических процессов.

Особенно важно при геохимических поисках учитывать зоны выщелачивания, так как ослабленные неконтрастные аномалии могут соответствовать богатому промышленному оруденению. Работы, проведенные авторами настоящего труда, позволили установить 12 разновидностей процессов выщелачивания. Ранее были хорошо изучены процессы сернокислого (в зонах окисления сульфидных руд) и кислого (в почвах и корках выветривания) выщелачивания. При оценке аномалий необходимо учитывать возможность развития еще десяти других процессов выщелачивания. Так, например, широко распространено в гумидных ландшафтах кислое

глеевое выщелачивание, обусловленное бескислородными водами с восстановительной средой. С такими водами легко мигрируют железо, марганец, кобальт, свинец и другие металлы. При поисках необходимо учитывать и процессы содового выщелачивания, обязанные действию щелочных содовых вод. Последние, как известно, благоприятны для миграции аниогенных элементов и карбонатных комплексов металлов (молибден, ванадий, иттрий, скандий, цирконий, медь, бериллий и т.д.). Содовые воды весьма характерны для современных ландшафтов, еще шире они были распространены в прошлые геологические эпохи, особенно в неогене (неоген – "содовая эпоха").

Аномалии часто образуются на геохимических барьерах. Проведенные нами работы помогли установить новые разновидности геохимических барьеров. В этой связи отметим понятие о нижнем испарительном барьере, который формируется на уровне грунтовых вод в результате их испарения. В связи с общей тенденцией к поднятиям во многих рудных провинциях в одном и том же разрезе нередко отмечаются следы нескольких нижних испарительных барьеров, фиксирующих бывшие уровни грунтовых вод. На нижнем испарительном барьере концентрируются молибден, цинк, медь, кобальт и другие элементы. Здесь иногда возникают аномалии. При поверхностных литохимических поисках эти испарительные барьеры редко являются предметом опробования, но их важно учитывать при глубинных поисках.

Большое влияние на гипергенную миграцию накладывает дизъюнктивная тектоника. По зонам разломов происходит разгрузка глубинных вод, при испарении их возникают испарительные барьеры, с которыми связаны безрудные и рудные аномалии металлов. Проведенные работы позволили установить геохимические критерии такого разломного засоления. Это дало возможность отличать рудные и ландшафтные аномалии в зонах разломов (бескарбонатность засоленных почв на рудных участках и др.)

Широко распространены в рудных провинциях кислородные барьеры, возникающие в местах разгрузки глеевых вод. Они характерны для многих зон разломов, луговых и болотных почв. Некоторые кислородные барьеры формируются и в настоящее время, но многие являются реликотовыми (древнечетвертичными, неогеновыми, палеогеновыми и даже мезозойскими). На кислородных барьерах в основном концентрируются гидроокислы железа и марганца, но так как эти минералы представляют собой сильные сорбенты, то в гидроокислах наблюдается накопление меди, свинца, цинка и других рудных элементов. В этом случае имеет место совмещение двух классов геохимических барьеров – кислородного (А) и сорбционного (G). В главе 4 охарактеризованы критерии различия рудных и безрудных аномалий на кислородных барьерах, определены признаки этих барьеров на местности (по растительности, цвету почв и т.д.)

В данной работе впервые подробно описан глеевый барьер (С), связанные с ним рудные и безрудные аномалии. Особенно интересно формирование на глеевом барьере безрудных аномалий молибдена.

Впервые охарактеризована и разновидность кислого барьера березовых колков, на которой возникают аномалии иттрия, скандия и других элементов "содовой миграции". С подобным типом барьера в древней коре выветривания связано накопление молибдена.

Научное и практическое значение имеет разработка понятия о двусторонних барьерах, к которым приурочены необычные парагенные ассоциации элементов в аномалиях (например, свинец и молибден и др.).

Применение матричного принципа классификации аномалий позволило систематизировать не только известные виды аномалий, но и прогнозировать, а затем интерпретировать и оценивать возможные виды аномалий. Поэтому аномалии, установленные при поисках, следует систематизировать на основе табл. 2. Эта задача должна решаться не только при последующих поисках, но и при обработке той большой геохимической информации, которая уже накоплена в ходе предыдущих работ.

При оценке аномалий важное значение приобретает изучение истории развития геохимической аномалии на протяжении всего периода гипергенного изменения месторождения.

Напомним, что многие рудные районы СССР прошли сложную историю континентального развития, формирование ландшафтов и вторичных ореолов рассеяния в них началось в мезозое и даже в палеозое. На таких участках современные ландшафты содержат многочисленные геохимические реликты прошлых геологических эпох. Вторичные ореолы здесь часто ослаблены, деформированы, их оценка затруднена. К подобным геохимическим ландшафтам относятся, например, описанные в главе 13 сухостепные пенемены Казахстана, фиксированные древней корой выветривания или перекрытые неоген-четвертичными отложениями.

В пределах пенеменов во многих районах Казахстана широко распространены маломощные аллохтонные четвертичные отложения, подстилаемые древней корой выветривания палеозойских пород или же слабо выветрелыми палеозойскими породами. Местами мощность такого пролювия, делювия и других отложений не превышает 0,5 м. В пределах аномальных полей такие отложения существенно меняют интенсивность аномалий. Нередко к ним приурочены безрудные аномалии, не имеющие корней в подстилающей древней коре выветривания. Происхождение этих аномалий разное — это может быть своеобразный площадной поток рассеяния от соседней аномалии, концентрации металлов могут быть связаны со своеобразием самих четвертичных отложений и т.д.

Особенно важно разбираться в этих явлениях, когда маломощные четвертичные отложения перекрывают палеозойские породы или их кору выветривания. В этих случаях концентрации элементов в четвертичных отложениях представляют собой потоки рассеяния, а не остаточные аномалии хотя бы и преобразованные.

Хорошо известно, что одним из важных поисковых признаков сульфидных месторождений являются "железные шляпы". Как было показано в главе 13, в аридных районах при внешнем сходстве "железные шляпы" на территории мелкосопочника и пенемена должны оцениваться по-разному. В условиях мелкосопочника окисление сульфидов и формирование железной шляпы происходило в сухом климате, в связи с чем продукты окисления остаются на месте. Здесь для "железных шляп" характерна богатая вторичная минерализация, например, малахит, азурит и другие минералы меди. Продуктивность такой зоны окисления может быть использована для оценки оруденения на глубину.

На пенеменах "железная шляпа" имеет внешне аналогичный вид. Одна-

ко, как показали ландшафтно-геохимические исследования, данные "шляпы" пережили мощный цикл кислого выщелачивания в эпоху формирования древней коры выветривания, а также засоления в неоген-четвертичное время. В результате рудные элементы были выщелочены и частично перераспределены в ходе засоления. Такие "железные шляпы" часто содержат мало меди, для них не характерны медные минералы. С былым засолением связаны аккумуляции молибдена, серебра. Низкие содержания рудных элементов с поверхности в подобных "шляпах" не могут служить указателем на бедное оруденение. К их отрицательной оценке следует подходить осторожно, с учетом истории развития и возможности сильного выноса металлов в прошлом.

Сложность оценки поверхностных аномалий на пенебленах связана также с широким развитием современного и древнего (начиная с миоцена) засоления и рассоления. В той или иной степени с этими процессами связана миграция всех рудных элементов, но особенно цинка, молибдена, свинца, серебра, стронция, бора. В результате вторичные ореолы деформировались, усиливались, "отрывались" и т.д. Трудность оценки аномалий на таких участках заключается в том, что нередко процессы засоления и рассоления накладываются на древнюю кору выветривания, в которой ореолы были сильно ослаблены и деформированы. При засолении и рассолении не только видоизменяются рудные аномалии, но и образуются безрудные — ландшафтные на различных испарительных геохимических барьерах. Следовательно большинство рудных аномалий на древних корях выветривания прошло сложную историю развития, их нельзя считать остаточными в полном смысле слова — это аномалии преобразованные.

Наряду с древними пенебленами, в тех же районах широко распространены и молодые ландшафты, содержащие мало геохимических реликтов, формирование которых началось в четвертичном периоде. Это участки энергичных неотектонических поднятий, развития мелкосопочного рельефа. Оценка вторичных ореолов здесь, в основном, не представляет больших трудностей. Именно в этих ландшафтах наиболее эффективна классическая методика металлометрии.

Итак, в ландшафтах многих рудных провинций самые поверхностные горизонты литосферы мощностью 2—3 м сильно переработаны гипергенными процессами, для которых характерно различное сочетание явлений концентрации и выщелачивания. Процессы эти развивались в течение длительного времени, нередко многократно накладывались друг на друга. В результате распределение рудных элементов по профилю почв, коры выветривания редко имеет монотонный характер, чаще это ломаная линия с максимумами и минимумами. Все это и диктует необходимость использования при оценке аномалии дифференцированного фона — по отдельным элементарным ландшафтам.

Опыт ландшафтно-геохимических работ позволяет по-новому подойти и к биогеохимическим поискам, которые, как известно, пока не получили в СССР широкого применения. Имевшие место неудачи, как нам представляется, были связаны с игнорированием геохимии ландшафта при биогеохимических поисках. Работы В.И. Иванчикова в Центральном Казахстане показали, что, составляя карты элементарных ландшафтов и дифференцируя на этой основе биогеохимический фон, можно успешно применять биогео-

химические методы в перекрытых районах (работы в Атасуйском рудном районе и других, глава 6). Очевидно, настало время для более широкого применения биогеохимических поисков в перекрытых районах (особенно в районах развития золотых отложений — песков, лёссовидных супесей и др.).

На основе геохимии ландшафта необходимо проводить также поиски по наложенной составляющей ("почвенно-гидрохимические", "сорбционно-солевые" и др.), а также и гидрогеохимические поиски.

Подводя итоги проделанной работы, мы приходим к выводу, что главная задача геохимии ландшафта применительно к поискам — это оценка поверхностных литохимических аномалий, особенно слабых и малоконтрастных. Только после оценки поверхностных аномалий методами геохимии ландшафта в сочетании с другими методами поисковой геохимии, можно будет переходить на отдельных участках к глубинным поискам.

Подобный путь развития поверхностной литохимии нам представляется наиболее логичным, экономически выгодным и последовательным. Особенно важно, что он может быть использован для оценки аномальных полей, выявленных съемками прежних лет.

Можно не сомневаться, что использование геохимии ландшафта позволит правильно оценить многочисленные аномалии, выявленные металлометрической съемкой и будет способствовать открытию новых рудных месторождений.

Третья задача практического использования геохимии ландшафта связана с глубинными поисками. В этом случае геохимия ландшафта должна применяться в комплексе с геохимией эпигенетических процессов. Методология данных работ близка к описанной выше. Здесь также ведущее значение имеет изучение геохимических барьеров и зон выщелачивания. Объектами исследования, помимо элементарных ландшафтов, служат водоносные горизонты как современные, так и древние.

Исследования, результаты которых изложены в настоящей книге, показали, что рыхлые отложения содержат разнообразную геохимическую информацию о залегающих под ними рудных телах.

Прежде чем переходить к характеристике собственно геохимических вопросов, необходимо отметить два положения, вытекающих из имеющегося опыта глубинных геохимических поисков. Первое заключается в том, что эта проблема не может быть решена только на основе бурения и анализа проб из коры выветривания и кровли коренных пород. Этот путь ведет к выявлению большого числа аномалий, оценка которых еще более затруднена, чем оценка аномалий при обычной поверхностной (литохимической) съемке. Совершенно очевидно ограниченность данного метода в связи с его высокой стоимостью.

Поэтому так важно использовать с поисковыми целями геохимическую информацию, содержащуюся в рыхлой толще, особенно на стадии разброски и оценки погребенных аномалий. Однако правильная интерпретация данной информации требует генетического подхода, т.е. понимания условий образования аномалий, выявления различных их типов. Этим определяется роль геохимии эпигенетических процессов зоны гипергенеза, как одной из теоретических основ глубинных геохимических поисков. Мы подчеркиваем, что геохимия эпигенетических процессов составляет лишь звено в об-

щей системе глубинных геохимических поисков, в связи с чем она должна использоваться в комплексе с другими методами. Отсюда следует и важный организационный вывод — при поисках методы геохимии эпигенеза должны применяться не изолированно, т.е. не особыми отрядами, а всеми геологами-геохимиками, ведущими глубинные поиски.

Наши работы, а также опыт предыдущих работ показали, что покровные отложения, как правило, сильно переработаны подземными водами, которые с одной стороны сформировали зоны выщелачивания в породах, а с другой стороны — зоны аккумуляции, т.е. геохимические барьеры.

Проведенные в Казахстане работы позволили уточнить методику полевых исследований эпигенеза, в основе которой лежит расчленение рыхлой толщи на водоносные и водоупорные горизонты. При этом выделяются не только современные, но и былые водоносные горизонты, в настоящее время не содержащие воду. Границы выделенных водоносных и водоупорных горизонтов часто представляют собой геохимические барьеры, которые подлежат особо детальному опробованию.

Наряду с водоносными горизонтами необходимо изучать также зоны разломов в перекрывающих отложениях, по которым часто осуществляется миграция восходящих подземных вод. В связи с этим в таких зонах также возникают геохимические барьеры и аномалии. Разломы в покровных отложениях, как правило, обусловлены неотектоникой, что диктует желательность контакта в работе геохимика и геолога структурного направления.

Все данные о зонах выщелачивания и геохимических барьерах должны документироваться непосредственно в поле, дополняя общую геологическую документацию бурения.

Оценка глубинных аномалий не может быть успешной без анализа их развития во времени. На протяжении всей истории континентального развития территории условия гипергенной миграции элементов неоднократно менялись. Менялся и характер эпигенетических процессов в толще континентальных отложений и древних корах выветривания. Все это приводило к деформации, усилению или ослаблению рудных аномалий или к появлению безрудных. Поэтому "историзм" является одним из основных принципов и при глубинных поисках.

Роль историко-геохимического анализа при глубинных геохимических поисках заключается в выделении этапов ореолообразования с присущей каждому этапу ассоциацией гипоморфных элементов и выявления на основе этого представительных горизонтов опробования в толще рыхлых отложений. В основе расчленения континентального периода на этапы лежит выделение гумидных и аридных эпох в условиях различной тектонической активности и присущей каждому этапу типоморфной ассоциации мигрирующих химических элементов.

Для рудных месторождений Центрального и Северного Казахстана нами выделены следующие основные этапы формирования вторичных ореолов рассеяния.

1. Аридные этапы: а) в условиях относительного спокойного тектонического режима: конец перми — средний триас, верхняя юра — неоком, средний эоцен, миоцен; б) с активным тектоническим режимом (поднятия): плиоцен — четвертичный.

2. Гумидные и семигумидные этапы: а) в условиях слабой тектонической активности: верхний триас – средняя юра, апт–альб, палеоцен, нижний олигоцен; б) в условиях более активных положительных тектонических движений: средний, верхний эоцен, верхний олигоцен, межледниковья плейстоцена.

Наибольшее значение для формирования вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений Центрального и Северного Казахстана имели эпохи оживления тектоники. Эти эпохи отличались энергичной эрозией и денудацией рыхлых отложений, что способствовало выходу рудных тел на дневную поверхность и их окислению. Например, среди гумидных этапов с активным тектоническим режимом наибольшая роль принадлежит верхнему олигоцену, когда в Казахстане произошли активные тектонические подвижки. Поэтому именно в олигоценовых отложениях наиболее широко развиты следы разломов. В связи с этим при глубинных геохимических поисках следует проводить детальное опробование кровли верхнеолигоценовых отложений, обращая пристальное внимание на разнообразные железистые и марганцевистые новообразования, которые часто приурочены к разломам.

Необходимо также обращать внимание на эпохи перерывов в осадконакоплении, характеризующиеся аридным климатом, когда в условиях выпотного режима происходило усиление вторичных ореолов рассеяния (конец миоцена, средний плиоцен, конец нижнего плейстоцена, современная эпоха). Соответственно этим перерывам в осадконакоплении представительными горизонтами опробования являются кровля зеленоцветных глин аральской свиты, кровля красноцветов павлодарской свиты, горизонты погребенных почв в плейстоценовых отложениях, современные почвы. Особенно важное значение имеет опробование кровли красноцветных глин павлодарской свиты, где происходит максимальное усиление вторичных ореолов рассеяния (павлодарская свита широко распространена в Казахстане и является обычно первым от поверхности региональным водоупором).

Рыхлые отложения при глубинных поисках должны опробоваться с учетом стратиграфии, литологии и типа эпигенетических изменений (оглеение, кислое выщелачивание и т.д.). Имеются данные о том, что интенсивность морфологического проявления эпигенетических изменений рыхлых отложений над рудными месторождениями зависит от масштаба месторождения, степени окисленности руд и наличия системы сообщающихся между собой водоносных горизонтов. Чем крупнее погребенное месторождение, тем интенсивнее эпигенетическая проработка перекрывающих рыхлых отложений. Так, на полиметаллическом месторождении Жайрем вся рыхлая толща интенсивно изменена эпигенетическими процессами, связанными с рудной минерализацией на глубине. В Северном Прибалхашье наши исследования проводились на рудопоявлениях и мелких месторождениях и там проявленность эпигенетических процессов значительно меньше. Опробование всей толщи рыхлых отложений (помимо участков барьера) необходимо для установления дифференцированного фона, относительно которого должны выделяться аномалии на геохимических барьерах. При этом необходимо учитывать и фон, характерный для самого барьера (например, содержание элементов в гидроокислах марганца на безрудных территориях).

Использование мультипликативных показателей по данным опробования рыхлой толщи позволяет, основываясь на спектральном полуколичественном анализе валовых проб, устанавливать аномалии в рыхлой толще при значительной глубине (до 40–50 м) залегания руд в палеозойских породах. Контрастность выявленных в аллохтонных отложениях мультипликативных аномалий в 100–1000 раз выше контрастности аномалий по отдельным элементам. При выборе мультипликативных показателей необходимо учитывать не только рудообразующие элементы, но и элементы-спутники, особенно те, которые активно перераспределяются под влиянием эпигенетических процессов.

Среди всех видов барьеров и аномалий наиболее информативны концентрации гидроокислов марганца на кислородном барьере — в основном аномалии вида А6–G6, А7–G7, которые легко диагностируются благодаря черной окраске гидроокислов марганца. Во многих рудных районах Казахстана среди перекрывающих отложений отмечены красные павлодарские глины, в которых эффекты миграции и концентрации марганца выражены очень отчетливо. Гидроокислы марганца являются энергичными сорбентами большинства рудных элементов, для них характерно более интенсивное накопление рудных элементов над рудными толщами по сравнению с безрудными участками. Выявление аномалий в гидроокислах нужно проводить с учетом геохимического фона химических элементов в гидроокислах марганца в данном рудном районе. Например, для полиметаллического месторождения Жайрем критерием, позволяющим отличить рудную аномалию от безрудной, является накопление рудных элементов в гидроокислах марганца больше следующих значений: свинец, марганец и молибден — больше 10–15 кларков концентрации; кобальт, никель, ванадий, медь — больше 5 кларков концентрации; цинк, серебро, барий, стронций — более 3 кларков концентрации.

В целом эти же закономерности накопления элементов в гидроокислах характерны и для медно-порфировых месторождений, для которых только характерно более интенсивное накопление меди и молибдена и меньшее — свинца.

При глубинных поисках следует отличать диагенетическое омарганцевание от эпигенетического. Опробованию подлежат те и другие аккумуляции, однако наиболее информативны эпигенетические концентрации на кислородных барьерах.

Менее информативны, но также заслуживают внимания эпигенетические гидроокислы железа, также концентрирующиеся на кислородных барьерах (А6 и др.). Как и гидроокислы марганца, эти образования легко диагностируются по окраске — бурой, рыжей, желтой, красной и т.д. Аналитический комплекс для них тот же, что и для гидроокислов марганца.

Третий тип концентраций, несущих информацию об орудуении, — эпигенетические карбонаты, главным образом кальцит. Они легко диагностируются по цвету, форме (конкреции и т.д.) и вскипанию от HCl.

Опыт работ на Жайреме показал, что в карбонатных новообразованиях неогеновых отложений накопление марганца, свинца, цинка, кобальта, меди, бария, никеля более 2–3, а серебра и стронция больше 4–5 кларков концентрации свидетельствует о наличии под рыхлыми отложениями рудных тел на поверхности палеозойских пород. При интерпретации аномалий руд-

ных элементов в карбонатных новообразованиях наибольшее внимание следует обращать на основные рудообразующие элементы, главным образом на те из них, которые отличаются слабой дифференцированностью распределения содержаний по различным системам. Для медно-порфировых месторождений таким элементом является медь, для полиметаллических — цинк.

Результаты исследований авторов, изложенные на предыдущих страницах, а также опыт других научных и производственных коллективов, имеющих отношение к геохимическим поискам рудных месторождений, со всей очевидностью показали, что повышение эффективности поисков лежит на тех же путях, которыми всегда шла наука при решении прикладных задач. Этот путь требует установления причин явлений или, говоря конкретно, для того чтобы оценить геохимическую аномалию надо знать, как она образовалась. В решении данной задачи, наряду с другими науками, важная роль принадлежит геохимии ландшафта и геохимии эпигенетических процессов.

Это положение в настоящее время нашло широкое признание, о чем свидетельствуют решения авторитетных всесоюзных и республиканских совещаний, посвященных повышению эффективности геохимических поисков рудных месторождений. Однако положение с внедрением методов геохимии ландшафта в практику поисков нельзя признать удовлетворительным. Одна из причин этого — недостаток подготовленных кадров, так как в вузах, готовящих специалистов по поискам рудных месторождений, геохимия ландшафта не преподается. Литература, посвященная специально данной тематике, также весьма ограничена. Настоящая книга призвана частично восполнить этот пробел. В какой степени авторам удалось решить данную задачу судить, конечно, не им, но они все же надеются, что их исследования послужат решению общей задачи — разработке теоретических основ геохимических поисков рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айвазян А.Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов Юго-Западного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1974.
2. Айвазян А.Д., Касимов Н.С. О геохимической специализации растений (на примере Мугоджар). — Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1979, № 3.
3. Айвазян А.Д., Малюга Д.П., Демченко А.И. Опыт использования ландшафтно-геохимического картирования при биогеохимических поисках в Семипалатинской области. — В кн.: Геохимия ландшафта. М.: Моск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1970, вып. 4.
4. Албул С.П. Рудопоисковая гидрогеохимия М.: Ун-т Дружбы народов им. П. Лумумбы, 1969.
5. Алексин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеониздат, 1970.
6. Алексин О.А. Химия океана. Л.: Гидрометеониздат, 1966.
7. Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1972, вып. 190.
8. Антропова Л.В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л.: Недра, 1975.
9. Апродова А.А. Термонатрит в Прикамье. — Докл. АН СССР. Нов. сер., 1945, 48, № 4.
10. Аринушкина Е.А. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1961.
11. Арустамов А.А., Есенов Ш.Е., Наршин Г., Штифанов В.И. Медистые песчаники Северного Джекказгана. Алма-Ата: Наука, 1969.
12. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ГУГК, 1967, 4.
13. Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965.
14. Базилевич Н.И. Лесостепные солоды. М.: Наука, 1967.
15. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
16. Басков Е.А. Палеогидрологический анализ. Л.: Недра, 1976.
17. Батулин С.Г. Испарительная концентрация редких элементов в степях и пустынях. — В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз, 1962, № 59.
18. Батулин С.Г. Кислые азональные ландшафты Центрального Казахстана и связанные с ними геохимические барьеры. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата: КАЗИМС, 1973.
19. Батулин С.Г. Кислые геохимические ландшафты Северной Бетпакалды и связь с ними металлометрических аномалий. — В кн.: Геохимия ландшафтов древних массивов. М.: Моск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1976.
20. Батулин С.Г. Миграция железа при озлеении в породах нижнего мела Юго-Восточной Ферганы. — Тр. ИГЕМ, 1963, вып. 99.
21. Батулин С.Г. О типах исторического развития пустынь и факторах соленакопления в геохимическом ландшафте. — В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966.
22. Бекжанов Г.Р., Ермекбаев А.Е., Сердюков М.К. Состояние и результаты литохимических поисков в Казахстане: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата: Наука, 1972.
23. Бекжанов Г.Р., Досмаилов А.С., Перельман А.И. Геохимия ландшафта и поиски рудных месторождений в Казахстане. — Сов. геология, 1974, № 1.
24. Берлянт А.М. Карты взаимосвязи и их применение в географических исследованиях. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1972, № 1.
25. Берлин К.К. Осаждение молибдена в бескислородных водах. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973, 4, кн. 1.
26. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки

- месторождения твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
27. *Блом Г.И.* Погребенные палыгорскитовые почвы в нижнетриасовых отложениях Московской синеклизы. — Докл. АН СССР, 1970, 194, № 2.
 28. *Борисенко Е.Н.* Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980.
 29. *Борисенко Е.Н.* О поведении химических элементов при катагенезе в верхнепермских красноцветах Приуралья. — Геохимия, 1971, № 6.
 30. *Борисенко Е.Н.* О перераспределении химических элементов при древнем оглеении в верхнепермских красноцветах Приуралья. — В кн.: Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза. М.: Наука, 1973.
 31. *Борисенко Е.Н.* Процессы глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977.
 32. *Борисенко Е.Н., Борисенко Л.Ф.* Волконскоит из красноцветов Прикамья. — Тр. Минерал. Музея, 1962, вып. 13.
 33. *Борисенко Е.Н., Никитина И.Б.* Миграция и концентрация меди при глеевом катагенезе в породах красноцветной формации. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973.
 34. *Бродский А.А.* Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. М.: Недра, 1964.
 35. *Бугров В.А.* Распределение рудных элементов в вертикальном разрезе остаточных ореолов рассеяния. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М.: Недра, 1971, вып. 2.
 36. *Бурков В.В., Чеховских Е.Г.* Редкие и малые элементы в корях выветривания и бокситах. — В кн.: Латеритные коры выветривания КМА и их редкометалльность. М.: Недра, 1976.
 37. *Вавилов Н.И.* Центры происхождения культурных растений. — Тр. по прикладной ботанике и селекции, 1926.
 38. *Ваньшин Ю.В.* Уран в корях выветривания и осадочных породах мезозойско-кайнозойского возраста восточной части Оренбургской области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1973.
 39. *Васильев В.Н.* Байкало-Саянская область как один из главнейших поздних центров формирования рода *Betula*. — Тр. Ин-та леса, 1958, 37.
 40. *Васильев Н.Н., Грабовская Л.И., Загребина Н.Л., Белякова Е.Е.* Химический (элементарный) состав растений. — В кн.: Биогеохимические и геоботанические исследования. Л.: Недра, 1972.
 41. *Верзилин Н.Н.* Использование особенностей распределения органических остатков в меловых отложениях Ферганы для палеоклиматических реконструкций и выяснения условий осадконакопления. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 7.
 42. *Верзилин Н.Н., Галибин В.А., Мироненко О.А.* и др. Использование данных о распределении редких элементов в костных остатках мезозойских и кайнозойских черепов в палеогеографии и палеоседиментологии. — Геохимия, 1976, № 11.
 43. *Верзилин Н.Н., Окнова Н.С.* Генезис меловых песчаников Ферганской впадины по коэффициентам смещения. — Докл. АН СССР, 1975, 222, № 2.
 44. *Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Науч. хим.-техн. из-во, 1926.
 45. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954—1960. М.: I—V.
 46. *Вернадский В.И.* Проблемы биогеохимии. I. Значение биогеохимии для познания биосферы. 2-е изд. Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
 47. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965.
 48. *Виноградов А.П.* Биогеохимические провинции. — В кн.: Тр. Юбилейной сессии, посвящ. 100-летию со дня рождения В.В. Докучаева. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
 49. *Виноградов А.П.* Биогеохимические провинции и их роль в органической эволюции. — Геохимия, 1963, № 3.
 50. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
 51. *Виноградов А.П.* Среднее содержание элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
 52. *Войткевич Г.В., Закруткин В.В.* Основы геохимии. М.: Высш. школа, 1976.
 53. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е.,*

Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. 2-е изд. М.: Недра, 1977.

54. Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата: Казимс, 1973.
55. Воротников Б.А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М.: Недра, 1974.
56. Вульф Е.В. Историческая география растений. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944.
57. Габлина И.Ф. К вопросу об условиях формирования Джекзганского месторождения. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 2.
58. Габриелян Г.К. Значение импัลверизации в образовании карбонатной коры выветривания Армянской ССР. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1966, № 1.
59. Гаврилова И.П. Геохимические особенности ландшафтов Танагык-Баймакской депрессии (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1970.
60. Гаррелс Р., Крайст Ч. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
61. Гедройц К.К. Учение о поглотительной способности почв. М.: Сельхозгиз, 1933.
62. Гедымин А.Б. Вопросы составления ландшафтно-геохимических карт среднего масштаба. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1970, № 3.
63. Гедымин А.В. Ландшафтно-геохимические карты и их особенности. — В кн.: Вопросы тематической картографии. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока, 1968.
64. Гедымин А.В. О легенде ландшафтно-геохимических карт. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1965, № 4.
65. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). — В кн.: Месторождения цветных металлов. Алма-Ата: Наука, 1967, 3.
66. Геохимия ландшафтов Юго-Восточного Зауралья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966.
67. Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1975.
68. Гинзбург И.И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1963, № 5.
69. Гинзбург И.И., Витовская И.В. Разъединение кварца в глинах гидродистро-монтмориллонитового состава. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2.
70. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975.
71. Глазовская М.А., Макунина А.А., Павленко И.А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. М.: Изд-во МГУ, 1961.
72. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследования природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964.
73. Глазовская М.А. Изучение геохимии ландшафтов в интересах увеличения их биологической продуктивности. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1969, № 1.
74. Глазовская М.А. К истории развития современных природных ландшафтов Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
75. Глазовская М.А. Ландшафтно-геохимическое районирование для геохимических поисков (на примере восточной части Оренбургской области). — В кн.: Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1969.
76. Глазовская М.А. Ландшафтно-геохимические системы и их устойчивость к техногенезу. — В кн.: Биогеохимические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976.
77. Глазовская М.А. Ландшафтно-геохимическое районирование суши Земли. — Вестн. МГУ, Сер. 5, География, 1967, № 5.
78. Глазовская М.А. "Ложные" геохимические аномалии, их генезис, принципы диагностики. — В кн.: География почв и геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1967.
79. Глазовская М.А. О геохимических принципах классификации природных ландшафтов. — В кн.: Вопросы географии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 59.
80. Глазовская М.А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972.

81. Глазовская М.А. Почвы Казахстана. — В кн.: Очерки по физической географии Казахстана, Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1952.
82. Глазовская М.А. Техногенез и проблемы ландшафтно-геохимического районирования. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1968, № 1.
83. Глазовская М.А., Перельман А.И. Научное творчество Б.Б. Польнова и польновские идеи в наши дни. — Вест. МГУ. Сер. 5, География, 1976, № 6.
84. Глазовский Н.Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 5.
85. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977.
86. Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968.
87. Голуб М.Л. Геохимическая характеристика пород зоны гипергенеза медноколчеданных месторождений Южного Урала и формы нахождения в них меди, цинка, свинца и молибдена: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1973.
88. Городецкая М.Е. О следах вечной мерзлоты в Павлодарском Прииртыше. — В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, № 3.
89. Городецкая М.Е. Свидетели древней вечной мерзлоты на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению четвертичного периода: Секция Казахстана и Средней Азии. М.: Наука, 1967.
90. Грабовская Л.И., Астрахан Е.Д. Биогеохимические и геоботанические исследования при поисках редкометалльных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
91. Григорьев Н.А. Бериллий в экзогенном цикле. М.: Наука, 1978.
92. Давлетгалиева К.М. Микроэлементы в подземных водах Уралтау-Мугоджарской складчатой области. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, вып. 2.
93. Деревья и кустарники СССР. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1—6, 1949—1962.
94. Дехтярева Л.В., Приходько В.П., Хлыстов П.А. и др. Стратиграфия и литология верхнемеловых — неогеновых отложений юга Витимского плоскогорья. — В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Бур. АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970, вып. 12.
95. Добровольский В.В. Геоморфологический контроль геохимии гипергенеза на примере Казахского мелкосопочника. — Изв. АН СССР Сер. геогр., 1961, № 6.
96. Добровольский В.В. Геохимические особенности экваториальных ландшафтов Африки. — В кн.: Геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
97. Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966.
98. Добровольский В.В. К минералогии гипергенных железистых новообразований в четвертичных отложениях. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2.
99. Добровольский В.В. К характеристике гипергенеза четвертичных отложений Северного Казахстана. — Геохимия, 1959, № 2.
100. Добровольский В.В. О природе так называемых „мерзлотных клиньев“ Казахского мелкосопочника. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 36, № 3.
101. Добровольский В.В. Ландшафтно-геохимическое районирование юго-западного Прибалхашья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, 27, № 4.
102. Добровольский В.В. Особенности распределения малых элементов в почве и растениях Устюрта. — Почвоведение, 1961, № 3.
103. Добровольский В.В. Характерные черты геохимии ландшафта центральной части Устюрта. — Вопросы географии. М.: Географгиз, 1962, 59.
104. Добрусина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970.
105. Докучаев В.В. Учение о зонах природы. СПб., 1899.
106. Домчак В.В. Принципы оценки экзогенных геохимических аномалий при поисках медноколчеданного и полиметаллического оруденения в условиях северных районов Урала: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1975.
107. Дорохова Е.Н., Ситникова С.И. О накоплении молибдена в гле-

- евых горизонтах луговых и болотных почв. — Геохимия, 1973, № 6.
108. *Досанова Б.А.* Количественная оценка рудных месторождений по гипергенным ореолам рассеяния при литохимических поисках в Заилийском Алтау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: КазИМС, 1972.
 109. *Досмашлов А.С.* Использование дифференцированных статистических параметров при обработке результатов детальных литогеохимических съемок (на основе геохимии ландшафта). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 4.
 110. *Драбинина Н.Я., Юсупова С.М.* К диагностике палыгорскита. — Докл. АН ТаджССР, 1966, 9, № 6.
 111. *Друмя А.В., Перельман А.И., Бургея Н.К.* Задачи геохимии ландшафта в Молдавии. — Изв. АН МССР, 1977, № 3.
 112. *Дружинин И.П.* Литология карбонатных отложений Дзезказганской впадины и генезис пластовых сульфидных руд. М.: Наука, 1973.
 113. *Дуров С.А., Перова Н.И.* Адсорбция кальциевого и сульфатного ионов в процессе содообразования в природе. — Неорганическая химия, 1957, 2, вып. 8.
 114. *Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1974.
 115. *Ендриховский А.С.* Рельеф, кайнозойские отложения и вопросы палеолимнологии Витимского плоскогорья: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1968.
 116. *Еремеев А.Н.* Принципы методики глубинных поисков погребенных месторождений. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 117. *Ершова С.В.* Опыт ландшафтно-геохимического картирования и районирования по условиям геохимических работ. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1973.
 118. *Есенов Ш.Е., Мухамеджанов С.М., Перельман А.И.* Задачи изучения геохимии гипергенеза в Казахстане. — Вестн. АН КазССР, 1972, № 1.
 119. *Затенацкая Н.П.* Поровые воды глинистых пород. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 120. *Золотарев А.Г.* Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1968.
 121. *Иванчиков В.П.* Оценка вторичных ореолов рассеяния на основе ландшафтно-геохимического картирования (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1975.
 122. *Иванчук П.П.* О гидротермальной деятельности в моменты проявления гидровулканизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8.
 123. *Ильин В.Б.* Биогеохимия и агрохимия микроэлементов (Mn, Cu, Mo, B) в южной части Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973.
 124. *Инин В.Д., Костин О.А.* Ландшафтно-геохимическое районирование масштаба 1 : 200 000 как основа оценки эффективности ранее проведенных металлотрических съемок и выбора рационального комплекса геохимических поисков. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1973.
 125. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965.
 126. Использование геохимии ландшафта при литохимических поисках в степных и пустынных районах Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1973.
 127. История геологии. М.: Наука, 1973. раздел „Геохимия“.
 128. *Калузин С.К.* Подземные воды Дзезказгана — Улутауского района Центрального Казахстана, Алма-Ата: Наука, 1967.
 129. *Касимов Н.С., Ковин М.И., Проскуряков Ю.В., Шмелькова Н.А.* Геохимия почв зон разломов (на примере Казахстана). — Почвоведение, 1978, № 8.
 130. *Касимов Н.С.* Геохимические особенности колочно-западных ландшафтов (Северный Казахстан). — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1974, № 3.
 131. *Касимов Н.С.* Геохимические реликты в ландшафтах Северного и Центрального Казахстана. — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1978, № 2.
 132. *Касимов Н.С.* Кислые геохимические барьеры в почвах Казахстана. — Почвоведение, 1975, № 1.
 133. *Касимов Н.С., Шмельков Н.А.* Ланд.

- шафтно-геохимические особенности зон разломов Казахстана (на примере Мугоджар, Северного и Центрального Казахстана). — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1975, № 1.
134. *Касимов Н.С., Никитин А.Г.* Образование эпигенетических ореолов в сухостепных ландшафтах (на примере месторождения Жайрем в Центральном Казахстане). — В кн.: Геохимия ландшафтов и практика народного хозяйства. М.: Изд-во МГУ, 1980.
135. *Кассин Н.Г.* Материалы по палеографии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1947.
136. *Каширцева М.Ф.* Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах (минералого-геохимические исследования на молибден-селен-урановых инфильтрационных месторождениях), М.: Недра, 1970.
137. *Квятковский Е.М., Майоров Н.Ф., Нюппенен Т.И., Сахновский М.Л.* Геохимические методы поисков медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1972.
138. *Кличников В.А.* Применение металлометрической съемки в юго-восточной части Центрального Казахстана. — Бюл. науч.-техн. информ. 1962, 35, № 1.
139. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1974.
140. *Ковалевский А.Л.* Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск: Наука, 1975.
141. *Ковда В.А.* Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973, 1, 2.
142. *Ковда В.А.* Геохимия пустынь СССР. Изд-во АН СССР, 1954.
143. *Ковда В.А.* Происхождение и режим засоленных почв. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
144. *Комаров В.Л.* Критический обзор видов рода *Garagana L.* — Тр. Ботан. сада, 1909, 29, вып. 2.
145. *Коронцевич Т.Н.* Принципы и способы оформления ландшафтно-геохимических карт. — В кн.: Вопросы ландшафтоведения. М.: Географгиз, 1963.
146. *Крайнов С.Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973.
147. *Крайнов С.Р., Волков Г.А., Петрова Н.Г., Батурицкая Н.В.* Мышьяк-содержащие углекислые воды Кавказа. — Геохимия, 1974, № 2.
148. *Краускопф К.* Разделение марганца и железа в осадочном процессе. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
149. *Кригер Н.И., Котилова В.П.* О плейстоценовых "морозных" и "аридных" клиньях в Прибалхашье. — Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, 1964, № 29.
150. *Криштофович А.Н.* Палеоботаника. Л.: Изд-во АН СССР, 1957.
151. *Кудерина Л.Д., Лыткин В.А., Рожнов А.А.* Коры выветривания месторождения Жайрем. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана: Тез. докл. II Респ. литол. совещ. Алма-Ата: Наука, 1971.
152. *Кудерина Л.Д.* Эпигенетические процессы в мезозой-кайнозойских отложениях месторождений Атасуйского рудного района. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3.
153. *Кузнецов В.А.* Геохимия аллювиального литогенеза. Минск: Наука и техника, 1973.
154. *Куминова А.В.* Эколого-географический анализ флоры Алтая. — Вопр. ботаники, 1960, № 3.
155. *Кушнарь С.А.* К геологии Юго-Западных Кызылкумов. — Учен. зап. геогр. ф-та Моск. обл. пед. ин-та, 1940, 3, вып. 1.
156. *Лавров В.В.* Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959.
157. *Ларионов Г.Ф., Свешников Г.Б., Тетенбаум Л.Я., Иванова И.А.* Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в Центральном Казахстане (методическое пособие) Л.: Недра, 1971.
158. *Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность.* М.: Недра, 1976.
159. *Латимер В.М.* Окислительное состояние элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
160. *Леванидов Л.Я., Ланда Э.Л., По-*

- лухина А.Я. Форма нахождения марганца в листьях растений-манганофилов.— В кн.: Микроэлементы в сельском хозяйстве и медицине: Тез. IV Всесоюз. совещ. УАСХН, 1962.
161. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. М.: Мир, 1976.
162. Лисицина Н.А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1960.
163. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968.
164. Лукашев К.И. Введение в палеогеохимию земной коры. Минск: Наука и техника, 1974.
165. Лукашев К.И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Минск: Наука и техника, 1964.
166. Лукашев К.И., Лукашев В.К. Геохимия зоны гипергенеза. Минск: Наука и техника, 1975.
167. Лукашев К.И., Лукашев В.К. Основы геохимии гипергенеза. Минск: Наука и техника, 1975.
168. Лукашев К.И., Лукашев В.К., Добровольская И.А. и др. Экспериментальные исследования форм и процессов гипергенной миграции элементов. Минск: Наука и техника, 1977.
169. Лурье А.М. Условия миграции меди в красноцветных формациях.— Геохимия, 1978, № 6.
170. Лурье А.М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы. — В кн.: Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965.
171. Лурье А.М., Габлина И.Ф. Меденосность фаций в красноцветных формациях.— В кн.: Типы рудоносных фракций. М.: Наука, 1978.
172. Макунина Г.С. Геохимические особенности ландшафтов Кабанской зеленокаменной полосы Среднего Урала в связи с поисками медноколчеданных месторождений: Автореф. дис...канд. геол.-минерал. наук. М., 1974.
173. Макунина А.А. Ландшафты южных Мугоджар и их геохимические особенности.— В кн.: Мат. IV Всесоюз. совещ. по вопросам ландшафтоведения. М., 1961.
174. Малюга Д.П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений М.: Изд-во АН СССР, 1963.
175. Марков К.К. Палеогеография. М.: Географгиз, 1960.
176. Мицкевич Б.Ф. Геохімічні ландшафти Українського щита. Київ: Наук. думка, 1971.
177. Мезенцев О.К., Фокин А.Н. Миграция рудных элементов в зоне гипергенеза Северного Казахстана.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М.: Недра, 1971, вып. 2.
178. Минеев Д.А. Иттрий и лантаноиды в горных породах, минералах и рудах: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. М., 1972.
179. Михайлов А.С. Геохимия молибдена в окислительной зоне. — Геохимия, 1964, №11.
180. Михайлова Р.П., Михайлов И.С., Солнцева Н.П. Опыт составления крупномасштабной ландшафтно-геохимической карты. — В кн.: География почв и геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1967.
181. Моретт Ф. Экваториальная, Восточная и Южная Африка. М.: Географгиз, 1951.
182. Мухамеджанов С.М. Гидрогеология северо-восточной части Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971.
183. Мясников И.Ф. Вторичные ореолы рассеяния колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1976.
184. Назаров А.Г. Геохимия высокогорных ландшафтов. М.: Наука, 1975.
185. Несветайлова Н.Г. Поиски руд по растениям. М.: Недра, 1970.
186. Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977.
187. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
188. Николаев В.А. Об анализе структуры степных и полупустынных ландшафтов по материалам аэрофотосъемки. — Вестн. МГУ, 1960, № 3.
189. Пак А.И. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1978.
190. Перельман А.И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977.
191. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1979.
192. Перельман А.И. Геохимия биосферы. М.: Наука, 1973.
193. Перельман А.И. Геохимия биосферы и ионосферы. — В кн.: Биогеохи-

- мические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976.
194. *Перельман А.И.* Геохимия гипергенных процессов и геологическая съемка. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1971, вып. 4.
 195. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высш. школа, 1975.
 196. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта и проблема эволюции нервной системы. — Вестн. МГУ, Сер. географ., 1979, № 2.
 197. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972.
 198. *Перельман А.И.* Геохимия ноосферы. — Природа, 1972, № 1.
 199. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). 3-е Изд. М.: Недра, 1968.
 200. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов в породах платформенного чехла и пути использования ее закономерностей при поисках полезных ископаемых. — В кн.: Результаты геохимических и геофизических исследований по выявлению редкометалльного и полиметаллического оруденения в районе Воронежского кристаллического массива. — Тр. ГУЦР, 1977.
 201. *Перельман А.И.* Геохимические барьеры и геохимические аномалии на Украине. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Киев: Вища школа, 1976.
 202. *Перельман А.И.* Геохимические ландшафты (карта геохимических ландшафтов СССР м-б 1 : 20 000 000): Физико-географический атлас Мира, М., ГУГК, 1964.
 203. *Перельман А.И.* Законы гипергенной миграции элементов как теоретическая основа геохимических поисков. — В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Красноярск: Дом техники, 1977.
 204. *Перельман А.И.* Законы гипергенной миграции элементов как теоретическая основа геохимических поисков. — В кн.: Стратегия геохимических поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980.
 205. *Перельман А.И.* Катагенез. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8.
 206. *Перельман А.И.* Кларки концентрации и их роль в геохимии (на примере урана). — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973.
 207. *Перельман А.И.* Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников. — Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 28.
 208. *Перельман А.И.* О методологии и структуре геохимии. — В кн.: Геохимическое изучение гиперсферы. Минск: Наука и техника, 1977.
 209. *Перельман А.И.* Очерки геохимии ландшафта. М.: Географгиз, 1955.
 210. *Перельман А.И.* Очерки философии наук о Земле. М.: Знание, 1972.
 211. *Перельман А.И.* Палеогеохимические ландшафтные карты. — Геохимия, 1980, № 1.
 212. *Перельман А.И.* Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. — Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 25.
 213. *Перельман А.И., Борисенко Е.Н., Самонов А.Е.* Палеогеохимические ландшафтные карты и их значение для поисков и прогноза рудных месторождений. — В кн.: Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск: Дальневост. НИИ мин. сырья, 1979.
 214. *Перельман А.И., Борисенко Е.Н.* Интенсивность миграции и концентрации химических элементов в водах земной коры. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977.
 215. *Перельман А.И., Борисенко Е.Н.* Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. — Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 70.
 216. *Перельман А.И., Досмаилов А.С., Касимов Н.С.* и др. Геохимические барьеры в аридных ландшафтах Казахстана и их значение при поисках рудных месторождений. — В кн.: Топологические аспекты изучения поведения вещества в геосистемах. Иркутск: Наука, 1973.
 217. *Перельман А.И., Досмаилов А.С., Касимов Н.С.* и др. Использование геохимии ландшафта при литохимических поисках в степных и пустынных районах Казахстана. Алма-Ата: КазИИСМ, 1973.
 218. *Перельман А.И., Жбанов Э.Ф., Шабалин М.И., Тайсаев Т.Т.* Условия формирования вторичных ореолов рудных месторождений вдоль западной части трассы БАМ. — В кн.: Органи-

- зация и результаты геохимических поисков в различных районах страны. — Тр. ИМГРЭ, 1977.
219. *Перельман А.И., Касимов Н.С., Никитин А.Г.* и др. Геохимия ландшафта и глубинные литохимические поиски рудных месторождений в Казахстане. — В кн.: Геохимия ландшафтов и практика народного хозяйства. М.: МГУ, 1980.
 220. *Перельман А.И., Касимов Н.С., Никитин А.Г.* и др. Изучение геохимии эпигенетических процессов при геохимических поисках погребенных рудных месторождений в Казахстане. — В кн.: Глубинные геохимические методы поисков погребенных рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1976.
 221. *Перельман А.И., Касимов Н.С., Проскураков Ю.В.* и др. Принципы использования геохимии ландшафта и геохимии эпигенетических процессов при геохимических поисках по вторичным ореолам рассеяния. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975.
 222. *Перельман А.И., Шарков Ю.В.* Опыт выделения на территории СССР провинций и районов с различными условиями проведения геохимических поисков. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 223. *Питулько В.М.* Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л.: Недра, 1977.
 224. *Побединцева И.Г.* Микроэлементы в почвах восточной части Оренбургской области. — В кн.: Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1969.
 225. *Побединцева И.Г.* Почвы на древней коре выветривания. М.: Изд-во МГУ, 1975.
 226. Поздний кайнозой Казахстанского Прииртышья. Алма-Ата: Наука, 1973.
 227. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976.
 228. *Польнов Б.Б.* Геохимические ландшафты. — В кн.: Географические работы. М.: Географгиз, 1952.
 229. *Польнов Б.Б.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
 230. *Польнов Б.Б.* Современные задачи учения о выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944. № 2.
 231. *Поляков П.П.* К флоре пихтовых лесов Казахстанского Алтая. — Ботан. журн., 1950, 35, № 3.
 232. *Поляков В.А.* О влиянии некоторых физико-химических факторов на сорбцию микроколичеств меди и цинка осадком гидрата окиси железа. — В кн.: Вопросы геохимии подземных вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1962.
 233. *Пономаренко З.К.* Маастрихтские флоры Казахстана и особенности их формирования (по данным палинологии). — В кн.: Вопросы геологии коры выветривания. Алма-Ата: Наука, 1971, вып. 2.
 234. *Поплаво Е.М., Иванов В.В., Серкис Ю.Т.* и др. О геохимических особенностях и условиях образования медистых песчаников и сланцев. — Геохимия, 1977, № 8.
 235. *Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967.
 236. *Попов А.И.* Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.
 237. *Посохов Е.В.* Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
 238. *Посохов Е.В.* Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1969.
 239. *Посохов Е.В.* Сульфатные воды в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1972.
 240. *Посохов Е.В.* Формирование химического состава подземных вод: (Основные факторы). 2-е Изд. доп. и перераб. Л.: Гидрометеоздат, 1969.
 241. Почвенная карта Казахской ССР в м-бе 1 : 2 500 000 / Под ред. У. Успанова. Алма-Ата: Наука, 1976.
 242. *Приходько В.П.* Палеоген-неогеновые коры выветривания в Еравнинском районе. — Матер. по геол. и полез. ископ. БурАССР, Улан-Уде: Бурят. кн. изд-во, 1967, вып. 11.
 243. Проблемы развития советской геологии. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, 177.
 244. *Проскураков Ю.В.* Геохимические ландшафты Южных Мугоджар и литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. — В кн.: Теоретические и прикладные вопросы географии. М.: Изд-во МГУ, 1971.
 245. *Проскураков Ю.В.* Использование карт геохимических ландшафтов м-ба 1 : 50 000 при проведении ли-

- тохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния в зоне сухих степей. — В кн.: Вопросы применения геохимии ландшафта при поисках рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1973.
246. *Проскуряков Ю.В.* Кислородные барьеры сухих степей Южных Мугоджар. — В кн.: Проблемы геохимии ландшафтов. — Мат. фил. Геогр. о-ва СССР, 1974.
247. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостехиздат, 1940.
248. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. — Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 303.
249. *Родионов Д.А.* Функции распределения содержащий элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
250. *Разумова В.Н.* Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2.
251. *Разумова В.Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. — Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
252. *Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии. — Геохимия, 1976, №8.
253. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия РЗЭ в осадочном чехле. — Геохимия, 1967, №1.
254. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
255. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969.
256. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Недра, 1959
257. *Савадская А.Е., Фурсов В.З.* Ландшафтно-геохимическое районирование Казахстана. Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата: Наука, 1972.
258. *Савадская А.Е., Фурсов В.З.* Районирование территории Казахстана для рационального направления геохимических поисков. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1972.
259. *Сагт Ю.Е.* Геохимические методы поисков сульфидных месторождений, перекрытых аллохтонными отложениями. — В кн.: Междун. геол. конгр. XXV сессия: Докл. сов. геол. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976.
260. *Сагт Ю.Е., Булавский Ю.И., Ефимова Р.И.* и др. Некоторые примеры использования геохимических методов при прогнозировании и поисках скрытого оруденения. — Тр. ИМГРЭ, 1976.
261. *Салтыков О.Г., Сваричевская З.А.* История долины среднего и нижнего течения реки Селеты (Северный Казахстан). — Изв. АН Каз ССР. Сер. геол., 1961, вып. 1.
262. *Сапожников Д.Г.* Закономерности осадкообразования в озере Балхаш и некоторые вопросы литологической теории. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 107–129.
263. *Сапожников Д.Г.* Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. — Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 93, № 28.
264. *Сапожников Д.Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М.: Недра, 1972.
265. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1975.
266. *Сауков А.А., Перельман А.И., Шарков Ю.В., Борисенко Е.Н.* Современные проблемы теории геохимических поисков полезных ископаемых: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966.
267. *Сафронов Н.И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971.
268. *Сваричевская З.А.* Геоморфология Казахстана и Средней Азии, Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.
269. *Серегин С.И.* Резко ослабленные вторичные ореолы рассеяния рудных элементов как поисковый признак месторождений в карбонатных породах в условиях влажного климата. — В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М.: Атомиздат, 1971.
270. *Сидоренко А.В., Лукашев К.И.* Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза. — Сов. геология, 1971, №1.
271. *Синицин В.М.* Древние климаты

- Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965, Ч.1; 1966. Ч.2.
272. *Синицын В.М.* Спаль. М.: Недра, 1972.
273. *Скарлыгина-Уфимцева М.Д., Черняхов В.Б., Березкина Г.А.* Биогеохимические особенности медно-колчеданных месторождений Южного Урала. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.
274. *Скарлыгина-Уфимцева М.Д., Березкина Г.А., Черняхов В.Б.* Некоторые особенности биогеохимии растений Буруктальского гипербазитового массива (Южный Урал). — Изв.ВГО, 1970, №5.
275. *Скобло В.М., Козлов Ю.П.* О верхнемеловых отложениях Еравнинской впадины. — Мат.по геол. и полез.ископ. БурАССР, 1969, вып. 12.
276. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1977.
277. *Смирнов С.И.* Геохимия подземных вод в зоне гипергенеза сульфидных месторождений. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
278. *Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
279. *Соколов А.А.* Восточно-Казахстанская область. — Тр.Ин-та почвоведения, 1960, 10.
280. *Соколов В.А.* К геохимической классификации ландшафтов и к геохимико-ландшафтному картированию. — В кн.: Проблемы географии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965.
281. *Солнцева Н.П.* Принципы отбора геохимических показателей при составлении средне- и крупномасштабных ландшафтно-геохимических карт для целей поисков полезных ископаемых. Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1969.
282. *Солнцева Н.П.* Современное состояние ландшафтно-геохимического картографирования для поисков полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1975.
283. *Соловов А.П.* Основы теории и практики металлотрических съемок. Алма-Ата: Изд-во АН СССР, 1959.
284. *Соловов А.П., Гаранин А.В.* Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата: Наука, 1968.
285. *Сотникова С.И.* Геологическое строение как фактор формирования ландшафтов речных долин в Южных Мугоджарах. — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1971, № 1.
286. *Сотникова С.И.* Геохимия болотных и луговых ландшафтов зоны сухих степей (Южные Мугоджары): Автореф. дис. . . . канд. географ. наук. М., 1972.
287. *Сотникова С.И.* Геохимия ландшафтов речных долин Южных Мугоджар (на примере долины р.Кундузды). — Вестн.МГУ. Сер. географ., 1970, № 4.
288. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973.
289. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
290. *Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М.* и др. Образование осадков в современных долинах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
291. *Сулин В.А.* Условия образования, основы классификации и состав природных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1948. Ч.1.
292. *Сюсюра Б.Б.* Геохимия эпигенетического рудообразования в красочетных формациях Чу-Сарыуской депрессии Казахстана (тип медистых песчаников): Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1980.
293. *Тажиева А.Т.* Литологические исследования. — В кн.: Проблемы геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968.
294. *Тажиева А.Т.* Механизм континентальной седиментации в пермский период в Центральном Казахстане. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.
295. *Тайсаев Т.Т.* Геохимические ландшафты и районирование Витимского плоскогорья по условиям геохимических поисков: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1974.
296. *Тайсаев Т.Т.* Роль ландшафтно-геохимического районирования при литохимических поисках в Бурятии. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата: Наука, 1972.

297. *Тайсаев Т.Т., Поликарпочкин В.В.* Геохимические аномалии на выходе углекислых минеральных источников — аршанов Витимского плоскогорья. — В кн.: Ежегодник, 1972. Иркутск: Сиб. ин-т геохимии, 1973.
298. *Тахтаджян А.Л.* Основные фитохории позднего мела и палеоцена на территории СССР и сопредельных стран. — Ботан. журн., 1966, 51, №9.
299. *Ткалич С.М.* Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1970.
300. *Толмачев А.И.* К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
301. *Толчельников Ю.С.* К вопросу о почвах некоторых степных западин Северного Казахстана. — Почвоведение, 1957, №5.
302. *Тюрюканов А.Н.* Ландшафтно-геохимические барьеры и их роль в миграции химических элементов в географической оболочке Земли. — Изв. ВГО, 1964, 96, №4.
303. *Удодов П.А., Шварцев С.Л., Матушевич В.М.* Методическое руководство по гидрогеохимическому методу поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1973.
304. *Удодов П.А., Онуфриенко И.П., Париллов Ю.С.* Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. М.: Высш. школа, 1962.
305. *Федорович Б.А.* Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. — В кн.: Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
306. *Федорович Б.А.* Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 19.
307. *Фегелер П.* Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М.: Изд-во АН СССР, 1935.
308. *Феокистов В.П., Крамаренко Л.Е.* О природе серой окраски пород Джекказганского месторождения. — Литология и полез. ископаемые 1971, №3.
309. *Феофарова И.И.* Псевдоморфозы кальцита по гипсу в почвах. — Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1950, вып. 34.
310. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Л.: ОНТИ ХИМ ТЕОРЕТ, 1934, т. 2.
311. *Ферсман А.Е.* Геохимия России. Петроград. гос. изд-во, 1922.
312. *Ферсман А.Е.* Геохимические проблемы Союза. Очерк первый. Основные черты геохимии Союза. Л.: Изд-во АН СССР, 1931.
313. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1953–1959, 1–5.
314. *Ферсман А.Е.* Исследования в области магнезиальных силикатов. СПб., 1913.
315. *Флеров К.К.* и др. Зоогеография палеогена Азии. М.: Наука, 1974.
316. Флора Западной Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1909–1961, 1–12.
317. Флора Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1956–1965, 1–7.
318. Флора СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934–1964, 1–30.
319. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
320. *Фридланд В.М.* Влияние железистых пленок на обменную способность минералов. — Докл. АН СССР, 1966, № 3.
321. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
322. *Хасанов А.С.* Гидрогеохимия мезозойских отложений Амударьинского артезианского бассейна. Ташкент: ФАН, 1976.
323. *Хлыстов П.А., Дехтярева Л.В.* Основные этапы мезо-кайнозойского выветривания и корообразования в Западном Забайкалье. — Мат. по геологии и полез. ископ. БурАССР, 1970, вып. 13.
324. *Цеховский Ю.Г.* Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973.
325. *Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Дмитрик А.Л., Чижиков Н.И.* Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в архаической свите Центрального Казахстана. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 4.
326. *Чалышев В.И.* Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях. — Докл. АН СССР, 1968, 182, № 2.
327. *Чалышев В.И.* Палеогипергенез и его роль в процессе формирования осадочных пород. — Тр. Ин-та Геологии Коми фил. АН СССР, 1972, вып. 18.

328. *Чалышев В.И., Арчегова И.Б., Печникова Н.В.* Состав органического вещества некоторых ископаемых почв пермской системы. – Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1972, вып. 18.
329. *Черняхов В.Б.* Геохимические особенности ореолов в сопряженных природных средах на медноколчеданных месторождениях Оренбургского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972.
330. *Читаева Н.А.* Вторичная минералого-геохимическая зональность медноколчеданных месторождений Южного Урала. – В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1972.
331. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
332. *Чухров Ф.В.* Рудные месторождения Джезказган-Улутауского района в Казахстане. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
333. *Чухров Ф.В., Берхин С.И., Молева В.А.* Об опаллизации глинистых минералов в зоне окисления месторождений степной части Казахстана. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
334. *Шарков Ю.В.* Некоторые особенности строения и условия формирования сложных вторичных ореолов рудных месторождений. – В кн.: Геохимия ландшафтов: Теория миграции химических элементов в природных ландшафтах. М.: Изд-во МГУ, 1975.
335. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978.
336. *Школьник М.Я.* Микроэлементы в жизни растений. Л.: Наука, 1974.
337. *Шмелькова Н.А.* Геохимия микроэлементов в процессах засоления древних кор выветривания и неогеновых отложений Казахстана (Мугоджары, Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975.
338. *Шокальская З.Ю.* Почвенно-географический очерк Африки. М.: Изд-во АН СССР, 1948.
339. *Шоу Д.М.* Геохимия микроэлементов в кристаллических породах. Л.: Недра, 1969.
340. *Шербаков А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968.
341. *Щербина В.В.* Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. – Геохимия, 1956, № 5.
342. *Щербина В.В.* Основы геохимии. М.: Недра, 1972.
343. *Щербина В.В.* Парагенезис гипергенных минералов в зависимости от степени окисленности. – Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 39, № 6.
344. *Щербина В.В.* Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. – Геохимия, 1962, № 11.
345. *Щербина В.Н.* Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе, 1952.
346. *Юдович Я.Э.* Геохимия угольных включений в осадочных породах. Л.: Наука, 1972.
347. *Юсупова С.М.* Коллоидные минералы и их роль в изучении палеогеографии неогена Южно-Таджикской депрессии. – Докл. АН ТаджССР, 1955, вып. 14.
348. *Юсупов С., Босов В.* Пальгорскито-глинистые "включения" в неогеновых отложениях Южно-Таджикской депрессии. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, 2.
349. *Янишин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: МОИП, 1953.
350. *Ярцева Р.Д., Варшал Г.М., Сенявин М.М., Замокина Н.С.* О состоянии редкоземельных элементов в поверхностных водах. – Геохимия, 1972, № 9.
351. *Яхонтова Л.К., Грудев А.П.* Зона гипергенеза рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1978.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	3
ВВЕДЕНИЕ (А.И. Перельман)	5

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Глава 1

Основные положения геохимии ландшафта, существенные для геохимических поисков (А.И. Перельман)	8
--	---

Глава 2

Некоторые вопросы методики ландшафтно-геохимических исследований (А.И. Перельман, Ю.В. Проскуряков, Р.С. Смирнова, Т.Т. Тайсаев, Н.А. Шмелькова)	17
--	----

Глава 3

Зоны выщелачивания (Н.С. Касимов, А.Г. Никитин, А.И. Перельман, Ю.В. Проскуряков, Н.А. Шмелькова)	28
---	----

Глава 4

Геохимические барьеры	50
---------------------------------	----

Кислородные барьеры (А) (Н.С. Касимов, А.Г. Никитин, А.И. Перельман, Ю.В. Проскуряков, Н.А. Шмелькова)	51
Сероводородные (сульфидные) барьеры (В) (Н.С. Касимов, А.И. Перельман)	74
Глеевые барьеры (С) (Е.Н. Борисенко, Н.С. Касимов, А.И. Перельман, С.И. Сотникова)	77
Щелочные барьеры (D) (Н.С. Касимов, А.Г. Никитин, А.И. Перельман, Ю.В. Проскуряков)	83
Кислые барьеры (Е) (Е.Н. Борисенко, Н.С. Касимов, А.И. Перельман, Ю.В. Проскуряков)	91
Двусторонние щелочно-кислотные барьеры (Е-D) (Н.С. Касимов)	102
Испарительные барьеры (F) (В.П. Иванчиков, Н.С. Касимов, А.И. Перельман, Н.А. Шмелькова)	103
Сорбционные барьеры (G) (Н.С. Касимов, А.И. Перельман)	109
Термодинамические барьеры (H) (А.И. Перельман)	111

Глава 5

Геохимия эпигенетических процессов в континентальных отложениях	112
Эпигенетические процессы в мезозой-кайнозойских отложениях Атасуйского рудного района Центрального Казахстана (Л.Д. Кудерина)	112
Эпигенетические ореолы рассеяния месторождения Жайрем (Н.С. Касимов, А.Г. Никитин)	122

Глава 6

Геохимия ландшафта и биогеохимические поиски в Казахстане	130
Биогеохимические поиски в Центральном Казахстане (В.П. Иванчиков)	130
Гумидокатные и ариданитные растения (А.Д. Айвазян)	138

ЧАСТЬ II

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Глава 7

Принцип историзма в геохимии ландшафта, историко-геохимические и палео-геохимические ландшафтные карты (А.И. Перельман, Н.А. Шмелькова) 146

Глава 8

Геохимия красноцветных ландшафтов 156
Общие черты геохимии красноцветных ландшафтов (Н.С. Касимов, А.И. Перельман) 156
Геохимия красноцветных ландшафтов верхнепермских равнин Приуралья (Е.Н. Борисенко, А.И. Перельман) 162

Глава 9

Геохимическая история ландшафтов Средней Азии в мезозое и кайнозое (А.И. Перельман) 167

Глава 10

Геохимическая история ландшафтов Казахской складчатой страны и Мугоджар в мезозое и кайнозое (Н.С. Касимов, Н.А. Шмелькова) 174

Глава 11

Геохимическая история ландшафтов Витимского плоскогорья в мезозое и кайнозое (Т.Т. Тайсаев) 201

ЧАСТЬ III

ГЕОХИМИЯ СУХОСТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА

Глава 12

Сухостепные ландшафты областей с преобладанием открытых ореолов (III рода) (Е.Н. Борисенко, Н.С. Касимов, А.И. Перельман, Ю.В. Проскуренко, Р.С. Смирнова, С.И. Сотникова) 207

Глава 13

Сухостепные ландшафты областей преобладания ослабленных и неглубоко погребенных ореолов (II и I рода) (А.И. Перельман, Ю.В. Проскураков, Р.С. Смирнова, С.И. Сотникова) 225
Заключение (А.И. Перельман) 237
Литература 247

**ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ
РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор *О.А. Харнас*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технические редакторы *Н.А. Кубышкина,*
Н.М. Бурова
Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 24137

Подписано к печати 27.08.82. Т— 14041
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 2
Печать офсетная. Усл.печл. 16,5 + 0,6 вкл.
Усл.кр.-отт. 17,4. Уч.-издл. 21,1
Тираж 900 экз. Тип.зак. 6651.
Цена 3 р. 20 к.

Издательство "Наука", 177864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Производственно-издательский
комбинат ВИНТИ, Люберцы,
Октябрьский просп., 403

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати

В. П. Волков. Химия атмосферы и поверхности Венеры.

В книге обобщены результаты исследования химического состава нижней атмосферы и облачного слоя планеты Венера по данным, полученным с помощью советских космических аппаратов серии "Венера" и американских зондов "Пионер-Венера". На основании теоретических расчетов состава пород поверхности планеты Венера представлена геохимическая модель ее тропосферы и коры. Рассмотрены возможные пути геологического развития и химической эволюции Венеры.

Ударные кратеры на Луне и планетах.

В сборнике дана сравнительная характеристика ударных кратеров Луны, Меркурия, Марса и Земли. Описаны закономерности строения этих кратеров в зависимости от их размеров и возраста. Рассмотрены проблемы формирования и эволюции кратерных популяций на поверхности планетных тел. Описано строение ударных кратеров Земли и особенности вещественного состава продуктов ударного процесса. Показана важная роль ударного морфолитогенеза в преобразовании оболочек планетных тел земного типа на ранних этапах их эволюции.

Ф. В. Кренделев, Р. Н. Володин, Н. Н. Бакун. Медистые песчаники Удокана.

В книге дается детальное описание геологического строения месторождения Удокан; стратиграфия удоканской серии; подробно охарактеризованы структуры и текстуры пород и руд; произведены палеогеографические реконструкции условий отложения пород и руд; зональность в распределении оруденения; развитие зон окисления и цементации руд; метаморфические преобразования осадков. Особенно подробно описан минералогический и химический состав руд, его сравнение с рудами месторождений других типов. В заключение обоснован первично-осадочный генезис пород и руд; даны конкретные параметры процессов их метаморфизма.

А. А. Маракушев, Н. И. Безмен. Эволюция метеоритного вещества, планеты и магматические серии.

В монографии устанавливаются эволюционные ряды метеоритов и закономерности изменения их состава в части петрогенных элементов, элементов-примесей и изотопов гелия и кислорода. Доказывается магматическая природа метеоритов, по аналогии с которыми рассматривается образование планет земной группы и их первичное магматическое расслоение.

Л. Л. Перчук, И. В. Лаврентьева, Л. Я. Аранович, К. К. Подлесский. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.

В книге приводятся результаты экспериментальных калибровок биотит-гранатового и кордиерит-гранатового термометров и кордиерит-гранат-сил-

лиманит-кварцевого барометра. Они использованы для оценки термодинамических параметров эволюции метаморфизма пород Ханкайского, Алданского, Чогарского массивов и ряда других формаций. Установлены общие закономерности термодинамического режима этой эволюции: закономерное снижение P - T параметров, свидетельствующее о широком развитии диафтореза в гранулитах, затушевывающего следы прогрессивного метаморфизма. В работе обобщен оригинальный материал по микрозондовому определению составов равновесных минералов (около 10 тыс. анализов).

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга-почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга-почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга-почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга-почтой");
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга-почтой");
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга-почтой");
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга-почтой");
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга-почтой");
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой");
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
196034 Ленинград, В/О, 9-я линия, 16;
220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга-почтой");
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой");
142292 Пущино Московской обл., МР "В", 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой");
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга-почтой");
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой");
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга-почтой");
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга-почтой").

3 р. 20 к.

3815

26