

М.П. ТЕНТЮКОВ



Михаил Пантелеймонович Тентюков – кандидат географических наук, старший научный сотрудник Института биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Окончил естественно-географический факультет Коми государственного педагогического института по специальности «география и биология». Обучался в аспирантуре географического факультета Московского государственного университета и защитил кандидатскую диссертацию по теме «Геохимическая трансформация тундровых ландшафтов в районах нефтедобычи (на примере Большеземельской тундры)» по специальности «физическая география, геофизика и геохимия ландшафтов». М. Тентюков является автором более 80 научных работ, в том числе двух монографий. Область его научных интересов – геохимия ландшафтов, атмосферы, снежного покрова, биогеохимия.

М. Тентюков также занимается изобретательской и инновационной деятельностью: им получено пять патентов, включая три авторских свидетельства на изобретения (в соавторстве); его достижения в этой сфере отмечены первой премией на V Коми республиканском конкурсе «Золотой Меркурий – 2008» и золотой медалью XIII Московского международного салона изобретений и инновационных технологий «Архимед-2010».

Как доцент Сыктывкарского государственного университета, М. Тентюков готовит специалистов с высшим профессиональным образованием. Он разработал курсы лекций по экологии, этноэкологии, экологической информатике, экологической безопасности региона, а также по географии туризма, инновациям и информационным технологиям в социально-культурном сервисе и туризме.

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РАВНИННЫХ ТУНДР



ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РАВНИННЫХ ТУНДР

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт биологии

М.П. Тентюков

**ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ
РАВНИННЫХ ТУНДР
(на примере Ямала
и Большеземельской тундры)**

Сыктывкар 2010

УДК 911.52:550.4(470.111 + 571.121)

Тентюков М.П. **Геохимия ландшафтов равнинных тундр (на примере Ямала и Большеземельской тундры)**. – Сыктывкар, 2010. – 260 с.

Рассматриваются закономерности геохимической дифференциации тундровых ландшафтов. Дана геохимическая характеристика ландшафтов равнин Ямала и Большеземельской тундры; установлены основные классы геохимических барьеров; выявлены особенности среды, определяющие современные условия миграции химических элементов в пределах территорий, характеризующихся слабой дифференциацией геохимического фона; представлены региональные оценки изменчивости химического состава почв и растений в условиях равнин Ямала и Большеземельской тундры. Показано значение геохимических факторов в проблеме охраны окружающей среды тундры, возникшей вследствие промышленного освоения недр Арктики.

Для специалистов в области защиты окружающей среды, геохимиков, географов, почвоведов, экологов.

Табл. 47. Ил. 87. Библиогр.: 261 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
академик АЕН РФ Я.Э. Юдович

Рецензенты
доктор географических наук, профессор В.И. Силин
кандидат химических наук, доцент Б.М. Кондратенко

© М.П. Тентюков, 2010

© Институт биологии

Коми научного центра УрО РАН, 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ГЕОХИМИЯ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ: НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ	9
1.1. Природоохранные аспекты геохимии ландшафта	9
1.2. Биогеохимическая активность растений	12
1.3. Криогеохимические аспекты миграции химических элементов	17
1.4. Проблемы изучения геохимии снежного покрова	23
Глава 2. МЕТОДИКА	26
2.1. Подготовительный этап	26
2.2. Полевой этап	26
2.3. Камеральный этап	29
Глава 3. КРИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛИКТОВЫХ ТОРФЯНИКОВ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ ...	40
3.1. Геокриологический анализ реликтовых торфяников	40
3.2. Криогенное выщелачивание элементов-примесей в мерзлых почвах	44
Глава 4. ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ СУБАРКТИЧЕСКИХ ТУНДР ЯМАЛА	54
4.1. Черты неоген-четвертичной геологии Ямала	54
4.2. Геохимия Западно-Ямальской низинной северной тундры	58
4.3. Геохимия Центрально-Ямальской средней тундры	66
4.4. Геохимия Центрально-Ямальской южной тундры	74
4.5. Региональные геохимические особенности ландшафтов Ямала	84
4.6. Геохимия отдельных элементов в почвах Ямала	95
Глава 5. ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ	105
5.1. Характеристика района исследований	105
5.2. Геохимическая дифференциация ландшафтов	111
5.3. Геохимия отдельных элементов	123

Глава 6. БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУНДРОВЫХ РАСТЕНИЙ	131
6.1. Биогеохимическая специализация растений Ямальных тундр	131
6.2. Биогеохимическая контрастность ландшафтов южной части Большеземельской тундры	145
6.3. Региональные особенности распределения элементов-примесей в растениях	155
6.4. Биогеохимия отдельных элементов в тундровой растительности	158
 Глава 7. ТЕХНОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ	169
7.1. Аэротехногенное ожелезнение поверхности почв	169
7.2. Техногенные преобразования в ландшафтах в районах нефтедобычи	180
7.3. Техногенные эффекты при механических повреждениях напочвенного растительного покрова	194
7.4. Техногенные преобразования в растительности	201
7.5. Изменение распределения элементов-примесей в почвах при залужении тундры	209
7.6. Биогеохимическая специализация растений искусственных фитоценозов	216
7.7. Морозное конденсирование диоксида серы и загрязнение снега	227
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ	240
 ЛИТЕРАТУРА	246

ВВЕДЕНИЕ

Мерзлотные ландшафты – самые распространенные природные комплексы на территории Российской Федерации. Они занимают около 11 млн км², что составляет более половины площади страны. Здесь в недрах сосредоточено свыше 30% разведанных запасов нефти и около 60% запасов природного газа. Это обусловило одностороннюю топливно-энергетическую специализацию арктических регионов, в частности, Ямальской и Большеземельской тундр. Вместе с тем, химическое загрязнение тундровых ландшафтов в результате промышленного освоения недр представляет опасность для существования животного и растительного мира этого арктического региона. Загрязнение изменяет геохимический фон и миграцию химических элементов в почвенно-растительном покрове. Известно, что одни и те же химические элементы при определенных концентрациях могут как активизировать, так и подавлять биохимические процессы в организмах [46, 48, 243], что во многом обусловлено *концентрационной функцией* живого вещества [42, 44].

Как известно, основы геохимии ландшафтов были заложены Б.Б. Полыновым в 1940–1950 гг. [190]. В дальнейшем они получили значительное развитие в трудах А.И. Перельмана [173, 174, 176, 182], где были введены понятия о ландшафтно-геохимических системах и геохимических барьерах, сопряженности биологического круговорота атомов и миграции элементов в ландшафтах, развиты основы теории техногенеза и геохимической систематики техногенных ландшафтов. Практическое приложение геохимии ландшафтов в зоне техногенеза во многом стало возможным благодаря фундаментальным трудам М.А. Глазовской [70, 73, 74, 76]. Пути дальнейшего совершенствования теории геохимии ландшафтов с учетом ее адаптации к новым обстоятельствам окружающей действительности даны Н.С. Касимовым [122].

Помимо названных, методологическая база геохимии ландшафтов разрабатывалась в трудах И.А. Авессаломовой [2, 3], В.С. Аржановой [21], М.Д. Богдановой [33], В.Г. Волковой [53], И.П. Гавриловой [55], А.Я. Гаева [56], А.Н. Геннадиева [60], Н.Ф. Глазовского [78], Н.Д. Давыдовой [53, 88], В.В. Добровольского [93, 94],

А.В. Евсева [98], П.В. Елпатьевского [21, 99, 100], М.Ю. Лычагина [153], К.И. Лукашева [152], Д.В. Московченко [164], Е.Г. Нечаевой [165, 166], О.А. Самоновой [206], А.П. Садова [203], Н.П. Солнцевой [213, 215], Ю.Е. Саета [204, 205], Р.С. Смирновой [205], Е.П. Сорокиной [218], В.А. Снытко [211], Т.Т. Тайсаева [222] и других ученых. Из зарубежных наиболее известны работы Дж. Фортескью [238], Р.Р. Брукса [36], А. Кабата-Пендиас и Х. Пендиас [117].

Цель настоящей работы заключалась в изучении особенностей распределения химических элементов в почвенно-растительном покрове тундровых равнин Ямала и Большеземельской тундры для выявления индикационных признаков изменений химического состава почв, растений и природных вод, характеризующих состояние геохимического фона и его трансформации в связи с разведками и добычей нефти и газа.

Книга основана на материалах ландшафтно-геохимических исследований, включая стационарные наблюдения на буровой «Харьяга-26», проводившихся автором в Большеземельской тундре и на п-ове Ямал с 1983 по 1992 г. С разной степенью детальности изучены субарктические тундровые ландшафты в районах нефтедобычи (Харьягинское, Сандивейское и Мишваньское нефтяные месторождения) в южной части Большеземельской тундры, искусственные и естественные фитоценозы в пределах Воркутского угольного месторождения (Большеземельская тундра), а также

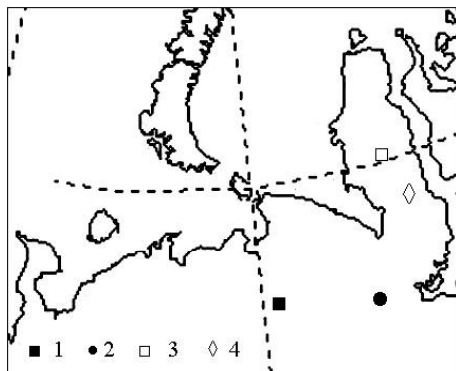


Рис. 1. Схема районов исследования.

Условные обозначения: 1 – нефтяные месторождения Большеземельской тундры, 2 – угольные месторождения Воркутинского бассейна, 3 – Бованенковское газоконденсатное месторождение, 4 – железная дорога Обская-Паюта.

целинные участки субарктических тундр в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения и вдоль железной дороги Обская-Паюта на п-ове Ямал (рис. 1). Кроме того, в работе приводятся результаты экспериментальных исследований аэрогенного загрязнения поверхности растений и снежного покрова; на этой основе предлагаются некоторые новые технологии эколого-геохимического мониторинга зоны техногенеза.

Фактический материал получен методами многоэлементного анализа растительности (2160 проб), почв и

почвообразующих пород (927 проб), глинистых минералов (35 проб), гидроксидов железа (72 пробы), а также гидрохимического анализа поверхностных вод (44 пробы) и снега (45 проб). При апробации новых способов выявления сульфатного загрязнения снежного покрова за два зимних периода (2005/06, 2006/07 гг.) было определено содержание сульфат-иона в 900 пробах снега, для проверки эффективности устройства сбора сухих аэрозолей в летние сезоны 2005–2007 гг. проанализировано более 120 проб сухих аэрозолей.

Практическое значение работы заключается в улучшении методов геохимического мониторинга состояния окружающей среды. Полученные результаты позволяют лучше понять закономерности геохимических процессов, происходящих в ландшафтах криолитозоны. Кроме этого, результаты представляют интерес и в геологическом, и в биологическом отношении: а) их можно использовать для геохимических поисков полезных ископаемых в мерзлотных районах, б) они способствуют усовершенствованию методики эколого-геохимических исследований тундровых ландшафтов.

Автор весьма признателен академику РАН Н.С. Касимову и директору Института биологии Коми НЦ УрО РАН А.И. Таскаеву за внимание к работе и помощь в издании этой монографии. Особая благодарность – А.П. Братцеву за содействие в организации ландшафтно-геохимических исследований и участие в сезонных исследованиях на полевом стационаре в Большеземельской тундре, а также доктору биологических наук М.В. Гецен за обеспечение условий продолжения подобных работ в регионе. Завершение геохимических исследований равнинных тундр было бы невозможным без действенной моральной и материальной поддержки директора Института биологии Коми НЦ УрО РАН А.И. Таскаева.

Свою благодарность выражаю академику АЕН РФ и Международной академии авторов научных открытий и изобретений, профессору, д.г.-м.н. Ю.А. Ткачеву за помощь и постоянные консультации по методике обработки геохимических данных с использованием созданного им информационно-вычислительного комплекса «Ecolstat», адаптированного к решению задач ландшафтно-геохимических исследований, а также за многократное, весьма конструктивное обсуждение полученных нами статистических результатов. Автор признателен научному руководителю экспедиционных работ на Ямале В.С. Дедкову за возможность проведения исследований в составе лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН, а также сотрудникам этой лаборатории за помощь. Автор благодарен коллегам за разностороннее обсуждение результатов исследований, С.Ю. Кожевнико-

ву – за участие в экспедициях в Большеземельской тундре и своему сыну Андрею за помощь в полевых работах на Ямале.

Автор с благодарностью отмечает помощь М.С. Подорова и Е.Р. Фрайтера, разработавших программы графического представления результатов и создавших «программные оболочки» XML-совместимых баз данных, а также замечания и предложения О.П. Сыромолотовой, учтенные нами при составлении текста. С особой теплотой автор выражает слова благодарности своей дочери Насте за подготовку компьютерной графики.

Доктор геолого-минералогических наук, Заслуженный деятель науки РФ, академик АЕН РФ Я.Э. Юдович проделал огромную работу по научному и стилистическому редактированию рукописи, чем оказал автору неоценимую помощь. Автор выражает редактору свою искреннюю благодарность.

С глубокой признательностью вспоминает автор советы и консультации А.И. Перельмана, полученные при обсуждении отдельных результатов ландшафтно-геохимических исследований на Ямале и в Большеземельской тундре.

Глава 1. ГЕОХИМИЯ ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ: НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ

Для выяснения закономерностей миграции химических элементов в тундровых ландшафтах, оценки геохимических аномалий и прогноза геохимической трансформации ландшафтов криолитозоны в районах промышленного освоения арктических территорий целесообразно рассмотреть некоторые методологические вопросы ландшафтно-геохимических исследований.

1.1. Природоохранные аспекты геохимии ландшафта

Геохимия ландшафта имеет фундаментальное значение для решения природоохранных проблем, связанных с загрязнением окружающей среды. Особенно существенны представления о геохимической дифференциации биосферы и ноосферы и *концепция геохимических барьеров* [177, 181, 182].

Геохимические барьеры. Они играют важную роль при изучении особенностей миграции и концентрации химических элементов в ландшафтах. По А.И. Перельману геохимическими барьерами называются «... такие участки зоны гипергенеза, в которых на коротком расстоянии происходит резкая смена миграции, что приводит к концентрации элементов» [174, с. 215]. По формам миграции элементов и процессам их концентрации выделяют механические, биогеохимические, физико-химические барьеры. Механические барьеры возникают на участках, где изменение скорости миграции элементов не сопровождается трансформацией форм миграции. С механическими барьерами связано образование россыпных месторождений некоторых химических элементов.

Образование биогеохимических барьеров обусловлено накоплением химических элементов в организмах. Повышенное содержание химических элементов в различных тканях и органах биологических объектов может быть связано с интенсивной миграцией элементов, обусловленной наличием геохимической аномалии, а также поглощением биофильных элементов из транзитных потоков почвенных растворов [178, 229]. Поглощение химических эле-

ментов растительностью контролируется физиологическими процессами, и часто накопление элементов идет до известного предела, выше которого процесс прекращается. Однако в ряде случаев поглощение элементов не имеет того предела и определяется только их содержанием в почве и породе. Это позволило А.Л. Ковалевскому [127, 128] выделить барьерные и безбарьерные растения (или биообъекты, в качестве которых могут выступать отдельные органы и/или ткани растения-индивидуума) и на этой основе разработать безбарьерный биогеохимический метод поисков рудных месторождений.

Физико-химические барьеры изучены наиболее полно. Основным механизмом, приводящим к образованию геохимических барьеров данного класса, является изменение окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий. При этом концентрация элементов зависит от физико-химических условий в зоне барьера (от класса геохимического барьера) и состава вод, подступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена теоретическая классификация типов концентраций химических элементов на геохимических барьерах [177].

Среди геохимических барьеров по морфологии выделяют комплексные (совмещенные), двусторонние, латеральные и радиальные [217]. Комплексные барьеры формируются при совмещении нескольких геохимических процессов. Например, образование гидроксидов железа и марганца на кислородном барьере с последующей сорбцией ими химических элементов приводит к возникновению комплексной геохимической аномалии типа А-Г [64, 95, 222]. В случае, если к барьеру подступают воды с разных сторон и различного класса, то в этой зоне формируется разнородный спектр химических элементов, обусловленный формированием двустороннего геохимического барьера. Такая разновидность барьера описана Н.С. Касимовым [119] для краевых зон колков и болот Северного Казахстана, где наиболее характерно формирование двусторонних барьеров Е-С и Е-Д классов. Двусторонние барьеры А-С класса, связанные со сменой рН-Еh условий, описаны Г.С. Макуниной [156] для краевых зон болот на Среднем Урале. Отдельную морфологическую группу образуют латеральные и радиальные геохимические барьеры. Примером первых могут быть границы сопряженных элементарных ландшафтов, вторых – горизонты оглеения и ожелезнения в почвенном профиле, толще рыхлых и коренных отложений, зоне разломов.

В зоне техногенеза формируются специфические техногенные барьеры. Их систематика дана в работе Н.П. Солнцевой и Н.С. Касимова [217]. Различают две группы. Первая – искусственные барьеры, представляющие собой специально подготовленные уча-

стки поверхности с использованием технических средств, на которых происходит осаждение химических элементов из техногенных и природных потоков. Вторая – новообразованные барьеры, среди которых выделяют наложенные, встроенные, вторичные. Считается, что механизм концентрации элементов на техногенных барьерах будет иметь специфические особенности, определяемые свойствами техногенных потоков (газы, твердые и жидкие отходы). Однако геохимическая сущность барьера в разных условиях (природных и техногенных) может быть одинаковой и общее число видов техногенных барьеров должно быть невелико [180].

Вторичные ореолы рассеяния. При описании техногенного загрязнения от локального источника в настоящее время используется давно разработанная в поисковой геохимии модель разрушающегося на земной поверхности рудного месторождения [65, 160]. В основе этой модели лежит концепция *вторичных ореолов рассеяния* химических элементов [181, 187, 204]. По аналогии с природной геохимической аномалией, в геохимии ландшафта используют понятие *техногенная геохимическая аномалия*. Согласно А.И. Перельману [181], такие аномалии могут быть литохимическими (в почвах и почвообразующих породах), гидрогеохимическими (в реках, озерах, подземных водах), атмогеохимическими (приземная, надземная, почвенная, подземная атмосферы), биогеохимическими (в растениях, животных и организме человека). Большое методическое значение для изучения образования биогеохимических аномалий в зоне техногенеза имеет понятие о барьерном и безбарьерном типах накопления химических элементов растениями [127, 128].

Пространство, на котором развита техногенная аномалия, именуется *техногенным геохимическим ореолом рассеяния*, который также может быть литохимическим, атмогеохимическим, гидрогеохимическим. Исследование особенностей их образования в антропогенных ландшафтах позволило авторскому коллективу под руководством Ю.Е. Саета разработать методологические основы геогигиенической оценки экологического состояния урбанизированных территорий [65]. Широкие ландшафтно-геохимические исследования геохимии урбанизированных территорий [13, 28, 121] позволили сформулировать принципы эколого-геохимического анализа и геохимической систематики городских ландшафтов [246].

Технобиогеомы. Загрязнение окружающей среды происходит вследствие распространения в ней техногенных потоков – промышленных стоков, твердых отходов, газообразных выбросов в атмосферу. Распределение загрязнения в компонентах окружающей среды (почвах, природных водах, растительности) контролируется процессами миграции, приводящими к концентрации и рассе-

янию химических элементов. В свою очередь, эти процессы определяются разнообразием ландшафтно-геохимических обстановок и химическими свойствами элементов. Изучение процессов техногенной миграции в зависимости от ландшафтно-геохимической обстановки позволило выделить ландшафтно-геохимические системы (так называемые *технобиогеомы*), обладающие сходным уровнем геохимической устойчивости [72]. В дальнейшем появилось понятие о каскадных ландшафтно-геохимических системах [73] с разными уровнями эколого-геохимической устойчивости [76], с которыми тесно связан принцип геохимической совместимости [214], т.е. совместимость/несовместимость техногенных воздействий с современными ландшафтно-геохимическими процессами.

Ландшафтно-геохимическое картографирование. Одним из перспективных направлений эколого-геохимического исследования является *ландшафтно-геохимическое картографирование* [75]. Принципы подобного картографирования описаны И.П. Гавриловой [55] и развиты М.Д. Богдановой [33], Е.П. Сорокиной [218]. Удачные применения этой методики в районах нефтедобычи мы находим в работах Н.П. Солнцева [213, 216] и А.П. Садова [203]. А.И. Перельман и Н.Ф. Мырлян [183] выделяют особый ряд *антропогенных ландшафтов*, который противопоставляется природным. Такой подход оправдался при изучении геохимических аномалий в пределах городских территорий [1, 246].

1.2. Биогеохимическая активность растений

Принципы формирования химического состава живых организмов давно интересовали исследователей. В.И. Вернадский [41] отмечал наличие тесной связи между элементным химическим составом организмов и земной коры. Позже была установлена специфическая роль микроэлементов в метаболических процессах растительных организмов, проявляющаяся в неодинаковом количестве поглощаемых растением химических элементов.

Концентрационная функция растительности. Концентрационной функцией живого вещества биосферы В.И. Вернадский назвал «скопление отдельных элементов из их рассеяния в окружающей среде» [42, с. 289]. А.В. Лапо определяет ее как «избирательное накопление в ходе жизнедеятельности определенных видов вещества: а) используемых для построения тела организма; б) удаляемых из него при метаболизме» [146, с. 65].

Концентрационная функция растительности – типичная многофакторная геохимическая система. Она зависит от целого ряда факторов, которые можно объединить в две большие группы: а) эко-

логические (т.е. собственно биотические) и б) геохимические.

Биотические факторы. Изучение элементного состава различных групп организмов [48, 129-131], включая и растения [157, 227, 229, 243], показало определенное постоянство *среднего состава*, мало зависящее от элементного состава окружающей среды. Это может быть следствием эволюционного приспособления организмов – результатом адаптации вида за счет широкой нормы реакции [11, 12], что, в свою очередь, может реализоваться путем экологической дифференциации вида на генетически отличающиеся популяции. Классические исследования Н.И. Вавилова [38] выявили внутривидовые категории, обладающие наследственными морфологическими или только физиологическими различиями в отличающихся природно-климатических условиях. Считается, что благодаря наследованию сохраняется специфичность элементного химического состава растений.

Геохимические факторы. Существуют многочисленные данные, свидетельствующие о том, что внешняя среда значительно влияет на элементный состав растительности. Вместе с тем было замечено, что не все органы и ткани растения в одинаковой мере накапливают химические элементы. При этом содержания химических элементов в различные фазы растения могут отличаться на порядки. Считается, что растительный организм проходит в онтогенезе сложный биохимический цикл, в отдельные моменты которого потребности в химических элементах меняются, т.е. находятся под генетическим контролем [113, с. 36]. Процесс нарушается в тех случаях, когда почва (среда обитания) обогащена подвижными соединениями. В этих условиях химические элементы могут накапливаться в растениях в количествах, превышающих нормальное содержание. По А.Л. Ковалевскому [128] – это так называемое барьерное накопление. Барьерное накопление является обычным механизмом адаптации растений к произрастанию в условиях повышенных содержаний элементов. Для растений характерно сочетание тканей с безбарьерным и барьерным накоплением химических элементов. Типичными безбарьерными тканями являются корни древесных, кустарниковых и травянистых растений и внешние слои коры деревьев [128, с. 49].

Взаимодействие растений с атмосферными загрязнителями. Механизм поступления химических элементов в растение при атмосферном загрязнении его поверхности изучено в меньшей степени, нежели при минеральном питании. Известно, что одним из путей поступления загрязняющих веществ из приземной атмосферы в растение является обменная адсорбция, возникающая при взаимодействии техногенных эмиссий в приземном слое воздуха с поверхностью листьев [114]. Из указанной работы следует, что в

поступлении химических веществ из атмосферы в растение различают три фазы: 1) поверхностная адсорбция, 2) растворение, 3) миграция. Последняя может осуществляться за счет поверхностной диффузии тонкой пленки жидкости, образующейся в результате адгезионного взаимодействия аэрозольных выпадений с поверхностью растения и смачивания контактирующих фаз. Наличие адсорбционного слоя жидкости изменяет поверхностное натяжение и увеличивает смачиваемость листовой пластинки, что способствует проникновению через устьичные щели внутрь листа растворимых форм металлов и их накоплению в нем. В свою очередь, появление растворимых форм металлов на поверхности растения происходит в ходе их осаждения в составе сухих аэрозолей.

При наличии загрязнения приземной атмосферы возникает высокая вероятность турбулентного осаждения техногенных аэрозолей из нисходящих воздушных потоков на поверхность растений. Впервые феномен турбулентного осаждения аэрозольных частиц был отмечен в 1944 г. Дархемом [257: цит. по 158, с. 116] в опытах при изучении осаждения пыльцы растений на горизонтальные пластинки в полевых условиях. Им было замечено, что на нижней стороне пластинки пыльцы осаждается немногим меньше, чем на верхней. В настоящее время общепризнано, что большинство твердых поверхностей состоит из участков различной активности, так что обычные поверхностные реакции на твердых телах протекают преимущественно на локализованных «активных адсорбционных участках», которые для каждого вещества могут быть на разных частях поверхности [4]. Следовательно, поверхность по отношению к сухим аэрозольным выпадениям является химически неоднородной: то, что является активным участком для одного вещества, не будет обязательно таковым и для другого. Присутствие на поверхности двух и более твердых веществ усиливает химическую неоднородность поверхности, что существенно повышает ее адсорбционные свойства [4, с. 51]. Для аэрозольных частиц характерно наличие высоких значений свободной энергии поверхности и, следовательно, они обладают значительной адсорбционной способностью.

Таким образом, при хроническом загрязнении атмосферы интенсивность турбулентного осаждения и связанное с ним увеличение концентрации кислых сухих аэрозолей на поверхности растения будут определяться количеством «активных адсорбционных участков».

При смачивании поверхности листа на этих участках возникают условия для развития реакций кислого гидролиза, продукты которого могут вызывать повреждение покровных тканей листа (точечный некроз и/или хлороз листьев). Известно, что кислые

осадки оказывают воздействие на эпикутикулярные слои воска, вызывая их быстрый переход в аморфное состояние [260]. В результате проникновение металлов внутрь растения может происходить не только через устьичные щели, но и сквозь претерпевшие химические изменения слои кутикулы.

С развитием промышленности повышается количество техногенных выбросов в атмосферу. Рассеяние техногенных эмиссий через атмосферу увеличивает объем аэрозольной массы в приземном слое воздуха. Поэтому в рамках данной работы исследуются особенности изменений биогеохимической дифференциации растений Ямала и Большеземельской тундры в условиях аэротехногенного воздействия.

Биофильность. А.И. Перельман [178] ввел понятие *биофильности* химических элементов, отражающее неодинаковую степень их концентрирования в живом веществе. Биофильность количественно характеризуется *коэффициентом биологического поглощения* A_x , показывающим, во сколько раз содержание химического элемента (x) в золе биологического объекта (растения или животного) больше, чем в литосфере в целом или в каком-либо другом компоненте окружающей среды, например, в почве или воде. Как показали наши исследования и анализ опубликованных материалов, при фоновом содержании химических элементов их накопление контролируется ландшафтно-геохимическими условиями и, в отличие от таксономической принадлежности растения, достаточно хорошо проявляется на уровне жизненных форм растений (древесные растения, травы, мхи, лишайники¹). Биогеохимическую специализацию жизненных форм наглядно выражают ряды биологического поглощения, в которых коэффициенты A_x расположены по убыванию. Такие ряды отражают общие зональные и региональные особенности элементного состава растений, сформировавшихся в соответствующей геохимической обстановке.

Геохимическая специализация растений. Считается, что по отношению к действию геохимических факторов окружающей среды элементный состав каждого конкретного растительного организма зависит от систематической принадлежности и в границах отдельного таксона будет оставаться относительно стабильным [227]. Поэтому А.И. Перельман [177] предложил ввести понятие о *геохимических особенностях организмов в пределах отдельных таксонов* – вида, рода, семейства. По А.П. Виноградову [48] элементный химический состав организмов (в частности, растения) хранит признаки своего происхождения. Дальнейшие исследова-

¹ В данной работе классификация жизненных форм растений дана по И.Г. Серебрякову [208].

ния в этом направлении существенно расширили представления о биогеохимической мобилизации так называемых «микроэлементов» (элементов-примесей) и таксономически обусловленной геохимической специализации растений. Считается, что виды растений, сформировавшиеся в гумидных ландшафтах (ландшафтах влажного климата и кислого класса), должны быть обогащены катионогенными элементами, которые в данных условиях обладают повышенной миграционной способностью. Наоборот, виды, развившиеся в засушливых ландшафтах, соответственно обогащены анионогенными элементами – подвижными в геохимических условиях аридных и семиаридных областях. Такие виды предложено называть гумидокатными и аридантичными соответственно [6]. Способность растений накапливать катионогенные/анионогенные элементы, закрепленная наследственностью, проявляется и в случае их произрастания в отличных от центров видообразования геохимических условиях. Исследованиями А.Д. Айвазян и Н.С. Касимова на примере Алтая, Мугоджар и Казахстана установлено, что гумидокатные виды и в аридных условиях накапливают катионогенные элементы [7, 119, 120].

Биогеохимическая индикация ландшафтов. Суждение о степени техногенного воздействия на природную среду по внешнему состоянию растительности часто является простым и эффективным способом экологической оценки. В его основе лежит учет ответных реакций растений-биоиндикаторов [29, 163]. Анализируя состояние биоиндикаторов, можно с определенной долей надежности судить об уровне техногенного воздействия в конкретном районе [24, 141, 209].

Влияние минерализованных вод, нефти, пластовых жидкостей на состояние растений внешне проявляется в морфологических изменениях [31, 32]. Наиболее сильное воздействие оказывают полициклические углеводороды [193]. Влияние продуктов сжигания попутного газа четко проявляется на древесных растениях. При этом отмечают продырявленность листьев, скрученность хвои, укорочение побегов текущего года, ажурность кроны [245]. Хорошие результаты дает анализ биообъектов физическими методами, в частности, с использованием электронной парамагнитно-резонансной спектроскопии [5].

Известно, что при нефтяном загрязнении в почве происходит разделение загрязнения по удельному весу. Тяжелые битумно-смолистые фракции задерживаются в верхней части почвенного профиля, более легкие мигрируют вглубь почвы [184, 185, 216]. В тундре загрязнение почвы нефтью может сформироваться достаточно быстро по двум причинам: наличие близко залегающего уровня мерзлотной верховодки и господство глеевой обстановки,

предохраняющей нефтяные фракции от быстрого окисления и полимеризации [250]. При этом формируются вторичные ореолы рассеяния из наиболее подвижных компонентов нефтесодержащей жидкости, среди которых нафтеновые и ароматические углеводороды «разбегаются» дальше всех [226]. Отсюда возникает задача обнаружения дополнительных признаков, позволяющих установить углеводородное загрязнение там, где нет видимых повреждений растительного покрова, но есть основание предполагать его наличие.

1.3. Криогеохимические аспекты миграции химических элементов

Геохимические особенности миграции химических элементов в тундровых ландшафтах во многом обусловлены многолетней мерзлотой, избыточным увлажнением и связанным с последним широким развитием глеевых процессов [182]. В целом в комплекс криогенной миграции химических элементов, по мнению П.И. Мельникова и др. [159], следует включать следующие процессы: а) механическое распределение грунта в морозобойных трещинах в зоне контакта ледяных жил при образовании криогенных форм микрорельефа; б) механическое и солевое перемещение вещества при вымораживании вод; в) восходящую миграцию при перемещении пленочной воды; г) сорбционно-солевое и биогенное закрепление растворимых комплексов в почвенном профиле.

Механическая миграция и нивальное преобразование рельефа. Для тундровых ландшафтов характерен относительно высокий уровень механической миграции, обусловленной морозной сортировкой и криогенным выветриванием. Эти процессы запускают механизмы солифлюкции и термокарста.

Известно, что при метельном переносе снега его перераспределение сильно зависит от неровностей рельефа, которые задерживают снег. При стаивании снег выступает агрессивным агентом физического и химического выветривания, давая начало нивально-солифлюкционному преобразованию поверхности – на участках с развитым техногенным микрорельефом возможна закладка эрозионных рытвин и канав. Отмечается, что особенно активен этот процесс в переходные периоды (весной и осенью) при замерзании/оттаивании [154]. Впервые на возможность нивально-солифлюкционного рельефообразования в равнинных тундрах обратил внимание И.Д. Данилов [89]. Следует заметить, что роль нивально-солифлюкционного процесса в преобразовании поверхности отработанных буровых практически не исследована.

В формировании современного рельефа Ямала определенную роль играют овражная эрозия и оползневые процессы, связанные с действием природных факторов: а) морским генезисом почвообразующих пород, для которых характерно остаточное засоление, и б) наличием в них большого количества органики [188]. Последнее в значительной степени определяет прочность связи и особенности седиментации глинистых агрегатов при формировании осадочных пород. Известно, что нарушение связи между частицами грунта, которые, в свою очередь, могут быть вызваны активизацией химических реакций в системе «почва–раствор», приводит к развитию ползучести – медленной деформации, так называемому крипу. В зоне криогенеза с ним связаны такие склоновые процессы, как солифлюкция, оползни, криогенные сплывы почвенного слоя [63].

Криогеохимические процессы в почве при вымораживании воды. Традиционно принимается, что при снижении температуры почвы ее физико-химические реакции при переходе температуры через 0 °С замедляются настолько, что не сказываются на ее общем физическом состоянии. Такое суждение ошибочно; перед оттаиванием почва не обязательно находится в том же состоянии, в каком она была сразу после замораживания. Последнее может рассматриваться как частный случай дегидратации, поскольку вода удаляется из системы в виде чистого льда. За счет увеличения концентрации реагентов происходят значительные изменения рН, осаждение солей и ускорение химических реакций.

Следует заметить, что возможность активного химического выветривания оказалась совершенно неожиданной для геохимиков, полагавших, что в Арктике геохимические процессы сильно заторможены. Так, в монографии Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [253, с. 24] приводится описание «Пайхойского квасцового феномена» – формирования богатого парагенезиса водных сульфатов² и фосфатов вследствие сернокислотного выветривания сульфидо- и фосфатоносных черных сланцев Пай-Хоя, что было открыто и в деталях изучено акад. Н.П. Юшкиным и его аспирантом А.А. Иевлевым.

Возможность криогенного сернокислотного выветривания подтверждена экспериментально³ [109]. Было показано, что выщела-

² Водные сульфаты (купоросы), характерные для начального этапа гипергенного процесса, образуются исключительно как сезонные минералы. Растворимость их в воде высокая. Образование (осаждение) сезонных минералов возможно в условиях многолетней мерзлоты, когда вымораживание воды приводит к концентрации растворов [255].

³ Заметим, что в основе традиционных представлений об окислении сульфидов лежат эксперименты С.С. Смирнова [210], в которых в качестве окислительного аген-

чивание пирита раствором серной кислоты при низких температурах (от 0 до -10°C) протекало намного интенсивнее, чем при комнатных ($15-20^{\circ}\text{C}$), что объясняется криогенным концентрированием кислоты вследствие вымораживания воды.

Между тем, в ландшафтах криолитозоны солевые выпоты на поверхности выходов горных пород могут служить поисковыми признаками оруденения. Так, анализ выпотов, представленных калиевыми квасцами (характерный результат сернокислотного выветривания) на породах терригенного верхоянского комплекса Якутии, неожиданно показал присутствие геохимических аномалий бериллия. Оказалось, что эти выпоты траассируют зону редко-металльной минерализации в коренных породах [133]. Обнаружение сезонных налетов гипергенных сульфатов на п-ове Челюскин позволило обнаружить скрытую на глубине обширную зону гидротермальной сульфидной минерализации [162].

Считается, что в летнее время в сезонно-талом слое (СТС) процессы замерзания-оттаивания в зоне мерзлотного водоупора становятся главным фактором активизации криогеохимических реакций между твердой, жидкой и газообразной фазами [101]. Однако стационарные режимные наблюдения по оценке теплоизолирующего влияния мохового покрова при замерзании/оттаивании показали, что в моховой толще создается «нулевая завеса» [172], при наличии которой быстрые вертикальные перемещения фазового фронта невозможны. Эти результаты согласуются с итогами наблюдений за циклом замерзания/оттаивания в СТС, приведенными Д. Уошборном [234]. Оказывается, данный процесс регистрируется, как правило, только на поверхности почвы, очень редко – на глубине до 3 см, ниже уже не фиксируется никаких циклов, кроме годового. Единственным значимым процессом остается вертикальное движение воды к поверхности почвы при ее промерзании – тем интенсивнее, чем меньше размер частиц почвы [234].

та использовалась вода, насыщенная кислородом [подчеркнуто мной – М.Т.]. Между тем, следует сказать, что для появления серной кислоты в природных условиях тундры по известной схеме реакций $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$, в которой предполагается, что главную роль в окислении сульфидов на начальных этапах играет кислород, растворенный в воде, необходимо, чтобы его концентрация в воде составляла не менее 6 моль/л, иначе реакция окисления не пойдет [147]. Однако содержание кислорода в поверхностных водах всего 0.6 ммоль/л [9]. Но пайхойский квасцово-купоросный феномен существует. Предполагается, что необходимая для запуска сернокислотного выщелачивания серная кислота могла появиться как побочный продукт свободнорадикального окисления (автоокисления) органического вещества почв или подстилающих пород (например, черных сланцев). Известно [233], что реакции автоокисления органического вещества могут происходить и при отрицательной температуре. Между тем, роль этих реакций в геохимии ландшафтов практически не исследована.

При промерзании СТС изменяется соотношение основных ионов в поверхностных водах [19]. Вначале выпадают в осадок карбонаты Са, что ведет к увеличению относительного содержания в растворе катионов Mg^{2+} и Na^+ . Отмечается, что если в растворе имеются хлориды и сульфаты, то выпадение идет в последовательности карбонаты \rightarrow сульфаты \rightarrow хлориды [19]. Впрочем, такая схема часто нарушается вследствие обменно-сорбционных процессов, в которых ведущая роль принадлежит растворенному органическому веществу. При промерзании оно отжимается в оставшийся раствор и там концентрируется. Органические кислоты, взаимодействуя с минеральной фазой, вызывают ее разрушение. Процесс сопровождается образованием органоминеральных комплексов [168]. При этом выщелачиваются подвижные элементы (Са, Mg, Na, К), что приводит к оглиниванию [110], которое утяжеляет механический состав, в результате чего в профиле почв нередко развивается *диффузное оглеение*, при котором активизируется миграция двухвалентных элементов.

Миграция влаги при промерзании почв. В сезонно-талом слое (СТС) вода является главным геохимическим агентом и может находиться одновременно во всех трех фазовых состояниях – твердом, жидком и газообразном. В жидкой фазе различают свободную (гравитационную), трещинно-поровую и пленочную воды. Первые два вида замерзают при температуре ниже $0^\circ C$, а пленочная вода может находиться в жидком состоянии при $-40^\circ C$.⁴ Если для свободной и трещинно-поровой вод направление движения определяется силой тяжести, то для пленочной – действием градиентов температуры и давления. При промерзании СТС, которое в условиях близкого залегания кровли многолетней мерзлоты начинается почти одновременно снизу и сверху, перенос влаги осуществляется: а) посредством диффузии водяного пара, б) течением пленочной воды по поверхности частиц. Для последней направление движения определяется градиентом расклинивающего давления. Отмечается, что если этот градиент не уравновешен внешним давлением, то возникают градиент толщины пленки и ее течение, которое направлено от большей толщины в сторону меньшей [92, с. 26]. Активность передвижения водяного пара зависит от теплоизолирующего влияния снежного покрова [143. 197]. В результате между верхним слоем почвы и нижней частью снежной толщии возникают устойчивые градиенты температуры и упругости водяного пара, которые сохраняются весь период стояния снежного покрова. Вследствие этого в пределах СТС возникают

⁴ Известно, что вода и растворы замерзают в капиллярах только после сильного переохлаждения – до температуры от -30 до $-40^\circ C$ [91].

вертикальное движение влаги и связанный с этим механизмом приток легко растворимых соединений в верхние горизонты мерзлых почв. Следовательно, при оттаивании почва уже имеет иные параметры среды – отличающиеся от тех, которые существовали на момент ее замерзания. Между тем, влияние зимних процессов на распределение элементов-примесей (ЭП) в профиле мерзлых и талых почв до сих пор остается слабо изученными. В этой связи уместно привести следующее высказывание Г.Д. Рихтера: «... Исследователи, занимающиеся изучением природных явлений в летний период, далеко не всегда в нужной мере учитывают характер зимнего процесса. Пытаясь объяснить те или иные факты только хорошо им известными процессами летнего периода, они забывают о том, что зимние процессы налагают существенный отпечаток на весь процесс в целом» [197, с. 5]. Приведенное высказывание и сегодня более чем актуально для северных территорий, где длительность стояния снежного покрова достигает 180–230 дней. Поэтому большое значение имеет анализ геохимических условий миграции веществ в снежном покрове и прилегающей к нему толще мерзлых почв.

Сорбционные процессы и их влияние на миграцию микроэлементов в почвах. Сорбционные процессы существенно влияют на особенности миграции и концентрации ЭП в профиле почв. Присутствие в почве гидроксидов Mn и Fe, а также глинистых минералов и заторфованность почв играют большую роль в миграции ЭП в мерзлотных ландшафтах. Большинство химических элементов, составляющих спектр химического загрязнения, имеет переменную валентность. Поэтому одним из факторов миграционной активности элементов является окислительно-восстановительный потенциал среды (Eh). Известно, что в условиях кислого оглеения увеличивается подвижность Fe^{2+} и Mn^{2+} . При подщелачивании и окислении среды эти элементы выпадают в осадок, образуя охристые коллоиды гидроксидов железа [Fe^{3+}] и черные коллоиды гидроксида марганца [Mn^{4+}]. Для каждого из них стандартный потенциал окисления различен, но выпадение идет в узком интервале Eh [137]. Другим фактором, определяющим миграционную активность элементов, является кислотность среды (pH), которая контролирует растворимость различных химических соединений (карбонатов, фосфатов и др.).

При загрязнении концентрация элементов в почвенных растворах повышается и сорбционные процессы могут оказать заметное влияние на распределение элементов в профиле почв [21]. Ряд тяжелых металлов хорошо сорбируется коллоидными частицами гидроксидов железа, для которых характерна значительная площадь поверхности – около $200 \text{ м}^2/\text{г}$ [96]. Эти коллоиды имеют

положительный заряд и концентрируют преимущественно анионные формы. В случае, если осаждение железа (III) сопровождается захватом растворенного органического вещества (ОВ), полученный коллоидный осадок становится универсальным сорбентом – он может сорбировать как анионогенные, так и катионогенные элементы [258]. На кислородном барьере может осаждаться также марганец. Осаждение гидроксидов марганца идет в более окислительной обстановке, нежели гидроксидов железа [137], что делает его менее распространенным в глеевых условиях тундровых почв. Однако в менее кислых почвах, развивающихся на аллювиальных отложениях, гидроксид марганца может встречаться чаще. Отмечается, что в аллювии на нем сорбируются «манганофильные» элементы – в первую очередь Со. Поэтому в океанских железо-марганцевых конкрециях (ЖМК), в которых гидроксиды Fe и Mn присутствуют совместно, очень четко различаются две группы-ассоциации элементов-примесей (между группами – отрицательная корреляция, потому что чем больше одного оксида-сорбента, тем в ЖМК меньше другого) – феррофильная (например, мышьяк, фосфор, редкоземельные элементы) и манганофильная (Со, Pt) [253].

Другим важным сорбентом являются глинистые минералы, особенно смектиты и смешанослойные [212]. По интенсивности поглощения глинистыми минералами металлы образуют ряд $Pb > Hg > Cd > Co > Cu > Zn > Mn$ [247].

Присутствие растворенного ОВ существенно влияет на подвижность некоторых элементов в почвенном профиле. Например, Ва относится к числу слабых мигрантов, так как сульфид и карбонат Ва имеют низкую растворимость [178], однако в составе растворимых органоминеральных комплексов фульватного типа Ва хорошо мигрирует в кислых слабоминерализованных водах [252, с. 69]. Также и титан (типичный элемент-гидролизат) в зоне гипергенеза малоподвижен, но в водах, где имеется много растворенного ОВ, он может давать растворимые комплексы как с гуминовыми, так и фульвовыми кислотами. При этом концентрация Ti в составе таких органических комплексов может достигать 1.5–2.0% [126].

В ряду природных сорбентов наиболее универсальным является торф – многокомпонентная, трехфазная, полидисперсная система с большой площадью удельной поверхности – 50–400 м²/г [150], в которой на долю твердой фазы приходится 15–40% объема. От других дисперсных материалов торф отличается высокой гидрофильностью, что обеспечивает довольно активный перенос в нем влаги, связанный с поверхностными и внутрифазными явлениями [151]. Это процессы смачивания и капиллярного подъема влаги, фильтрация и водообмен. В тундровых ландшафтах дан-

ные процессы способствуют появлению специфических образований – прослоев торфа, кольматированных гидроксидами железа. Можно предположить, что кольматированный слой, образованный при участии гидроксидов железа, выполняет функции механического барьера. Появление кольматированного слоя в почвенном профиле может вызвать нарушение водообмена в зоне капиллярного поднятия мерзлотной верховодки. Следовательно, кольматация может определять режим увлажнения почв в профиле на уровне микро- и нанорельефа. Близость мерзлотного водоупора и достаточно узкий интервал рН-Eh-образования гидроксидов [137] позволяют считать, что формирование и разрушение кольматированных слоев в сезонноталом слое мерзлотных почв очень динамично и носит сезонный характер.

Существенной составной частью поровых растворов торфа является растворенное ОВ. С ним связываются активность сорбции и особенности ионообменных реакций, которые обусловлены наличием в составе растворенного ОВ активных функциональных групп, например, карбоксильной и фенольной [58, 59]. Данные свойства торфа нашли широкое применение в природоохранной практике, в частности, при ликвидации аварийных разливов промышленных стоков в районах нефтедобычи [215].

1.4. Проблемы изучения геохимии снежного покрова

Со времени появления работы А.И. Воейкова в 1871 г., в которой ученый впервые обратил внимание на географическое значение снежного покрова [52], накопилась многочисленная литература, свидетельствующая о его значительной роли в природных процессах в районах с холодным климатом. Библиографический список, отражающий основные направления исследований снежного покрова, продолжающихся и в настоящее время, составлен И.Д. Копаневым [136]. В число этих исследований входит изучение химического состава снега. Вначале снежный покров рассматривался как депонирующий субстрат для естественной [50] и техногенной пыли [39]. В качестве самостоятельного объекта геохимического опробования снежный покров впервые был использован при изучении ореолов рассеяния рудных месторождений [134]; он оказался также достаточно информативным при выявлении аэротехногенного загрязнения [99]. Как геохимический фактор в почвообразовательных процессах, снежный покров был впервые рассмотрен в работах М.А. Глазовской [69] и И.Н. Степанова [220]. С конца прошлого века геохимическое изучение снежного покрова стало использоваться для индикации техногенного загрязне-

Таблица 1.1

Главные составляющие геохимии снежного покрова (генезис процесса – природный)

Специфические черты процесса	Главные механизмы массообмена	Особенности энергообмена	Характер физико-химических взаимодействий между компонентами системы
Изменение температуры	Термодиффузия, теплопроводность, излучение	Выделение скрытой теплоты кристаллообразования при фазовых переходах	Фирнизация, образование температурных корок Взаимодействие между субохлажденной снеговой водой и минеральной фазой аэрозольных выпаде-ний, аккумулярованных в снежной толще Образование криокристаллогидратов, комплексообразование, поверхностные реакции (адсорбция, адгезия)
Температурный градиент	Температурный градиент	Неравенство упругости насыщенного пара Теплообмен снежного покрова с атмосферной и подстилающей поверхностью (почвой, горными породами) Теплота испарения, сублимация, возгонка	Сублимационное преобразование ледяных кристаллов твердых гидрометеоров (снега, инея, изморози). Морозное конденсирование техногенных эмиссий на поверхности снежного покрова
давления	Режеляция	При увеличении давления на 1 атм. температура плавления льда понижается на 0.0075 °С	Образование субохлажденной пленочной воды на поверхности ледяных кристаллов и минеральной фазы аэрозольных частиц, аккумулярованных в снежной толще
концентрации	Физическая и химическая адсорбция. Морозное конденсирование атмосферных газов пыле-аэрозольных выпаде-ний на поверхности снежного покрова	Низкоэнергетические процессы при участии проникающей солнечной радиации и свободнорадикальных реакций окисления, скрытая теплота фазовых переходов воды и газов (SO ₂ , NH ₃)	Взаимодействие субохлажденной снеговой воды с минеральной фазой аэрозольных выпаде-ний, аккумулярованных в снежном покрове. Окислительно-гидролизная деструкция пыле-аэрозольных выпаде-ний в снежном покрове Раскисление кислых осадков. Комплексообразование и криогидратообразование Формирование вторичного загрязнения снежного покрова (проблема «кислого снега»)

ния [26, 27, 78], а также при оценке трансграничного переноса сульфатов и связанного с ним загрязнения поверхностных вод [34, 170].

Во всех упомянутых работах отмечается одна общая черта: все они описывают изменения качественных и количественных характеристик химического состава *снеговой воды*. Однако механизм, контролирующий данные изменения, оставался до недавнего времени в тени. Поэтому мы сочли необходимым обобщить и экспериментально изучить те свойства снега, которые во многом определяют характер протекания химических реакций в снежной покрове (геохимия снежного покрова) и подстилающей толще мерзлых пород. В табл. 1.1 обобщены характеристики отдельных геохимических процессов в снежном покрове, генетически связанные с физическими свойствами снега со стороны их общей специфики, а также особенностей массо- и энергообмена, физико-химического взаимодействия (окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные, гидролиз и комплексообразование при фазовых переходах субохлажденной воды, формирования минеральных новообразований в снежной толще, высокая роль солнечной радиации в поверхностных реакциях).

Глава 2. МЕТОДИКА

Методы геохимии ландшафта находят наибольшее применение при мониторинге природной среды, так как выявление и оценка природных и техногенных геохимических аномалий в значительной степени определяются геохимической неоднородностью ландшафтов. Поэтому методика геохимических исследований должна быть адаптирована к конкретным ландшафтам, в данном случае – тундровым, мерзлотным. При геохимическом исследовании тундровых ландшафтов Ямала и Большеземельской тундры мы проводили сопряженное изучение химического состава почв, подстилающих пород, растений и поверхностных вод. Ландшафтно-геохимические исследования включали подготовительные, полевые и камеральные работы.

2.1. Подготовительный этап

На подготовительном этапе собиралась вся имеющаяся информация (опубликованная и фондовая), содержащая геокриологическую, геологическую, гидрологическую, палеогеографическую и физико-географическую характеристики района исследований. На этой основе определяли изученность территории и особенности района работ, готовили библиографический обзор, составляли программу полевых исследований. При подготовке последней выбирали ключевые объекты геохимического опробования растений и определяли схемы геохимического опробования почвенного покрова в пределах целинных и нарушенных участков тундр. Выбор ключевых участков часто производили на основе анализа аэрофотоснимков и осуществляли с таким расчетом, чтобы они располагались в пределах наиболее типичных ландшафтных единиц.

2.2. Полевой этап

На этом этапе проводились ландшафтно-геохимические и геокриологические исследования. Их вели на ключевых участках, в качестве которых в Большеземельской тундре были выбраны отработанные разведочные буровые площадки (Мишваньское, Сан-

дивейское, Харьягинское нефтяные месторождения), а в пределах Воркутинского промышленного узла – естественные и искусственные фитоценозы (сеяные луга совхозов комбината «Воркутауголь»). На Ямале ландшафтно-геохимические исследования осуществлялись на участках северной, средней и южной субарктических тундр⁵, прилегающих к Бованенковскому газоконденсатному месторождению, и вдоль трассы Обская–Паюта.

Ландшафтно-геохимические исследования. В ходе маршрутных наблюдений осуществляли привязку ключевых участков на аэрофотоснимки и наносили точки геохимического опробования. При исследованиях на ключевых участках особое внимание уделяли проявлениям эпигенетических процессов в почве и рыхлых отложениях, поскольку с ними связано появление геохимических барьеров. Например, кислородный барьер определяли по эпигенетическому ожелезнению (охристому окрашиванию почвы коллоидами гидроксидов железа в зоне разгрузки мерзлотной верховодки). Щелочной – по границе вскипания от соляной кислоты (признак присутствия CaCO_3), глеевый – по появлению сизой окраски в почвенном профиле. Индикацию генетических горизонтов проводили по системе, предложенной М.А. Глазковой [71], а тип концентраций элементов на геохимических барьерах – по А.И. Перельману [177].

Геохимическое опробование почвенно-растительного покрова велось как по линиям ландшафтно-геохимических профилей, так и по сети опорных разрезов. Опробование выявляет положение одного или нескольких геохимических барьеров в почвенном профиле. Наш опыт показывает, что редкий отбор проб не дает правильного представления о распределении элементов в почвенном профиле, и для получения достоверных данных требуется сгущение опробования (рис. 2.1). Положение геохимического барьера устанавливаются по совпадению пиков содержания элементов в определенном горизонте профиля. В приведенном примере один геохимический барьер выявляется на глубине 90, а другой, менее контрастный – 20 см.

Кроме почв, проводили опробование коллоидных пленок и натеков гидроксидов железа, формирующихся в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Пробы растений отбирали в радиусе 6–8 м вокруг почвенного разреза. Изучение природных вод включало химический анализ мерзлотной верховодки, сточных буровых вод, вод ручьев и малых рек, дренирующих исследованные участки. Пробы для гидрохимического анализа заливали в полиэтиленовые емкости и без предварительной фиксации сразу направляли в

⁵ Названия даны в соответствии с физико-географическим районированием п-ова Ямал [191].

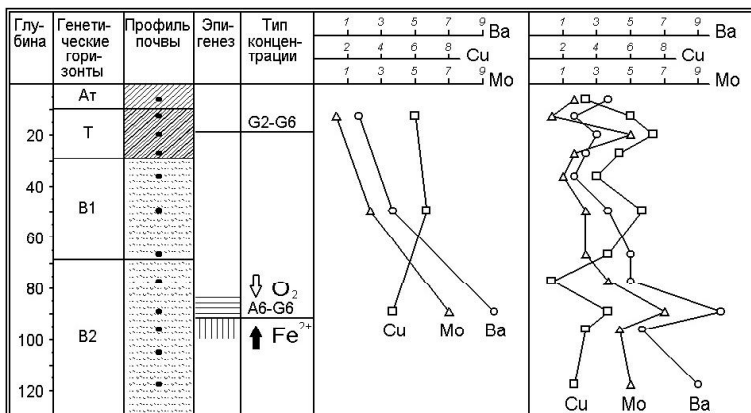


Рис. 2.1. Информативность геохимического опробования в зависимости от частоты отбора проб.

лабораторию. Анализы выполнены в гидрохимической лаборатории Коми республиканской СЭС.

Геохронологические исследования. Зимой 1982/83 гг. эти исследования включали изучение криотекстур мерзлых торфяников и подстилающих их суглинков, наблюдения за динамикой сезонного протаивания почв на фоновых и техногенных участках, а также проведение снегомерной съемки. Пробы отбирались стандартным весовым снегомером в двукратной повторности в полиэтиленовые пакеты, где снег и оттаивал. Для определения тяжелых металлов полученную воду переливали в стеклянные сосуды емкостью 0.5 л и фиксировали, добавляя 1.5 мл 10%-ной соляной кислоты. Исследования осуществляли на полевом стационаре «Буровая Харьяга-26».

В зимний сезон 1983/84 гг. исследовались особенности снегонакопления в зависимости от природных и техногенных форм рельефа и структуры растительного покрова. Для этого на контрольном участке, где летом были описаны поверхность и структура растительности, определяли плотность и запасы снега по линиям снегосъемки, совпадающим с летними профилями. Одновременно изучали окислительно-восстановительный режим снежной толщи. Для этого были заложены и опробованы несколько снежных шурфов. Пробы снега отбирались из стенки с помощью весового снегомера, который горизонтально врезали в снежную стенку; пробы льда – из забоя шурфа, откалывая лед пешней. Взятые образцы снега и льда помещали в полиэтиленовые пакеты. Измерение рН и Eh снега и льда производилось потенциометрически (рН-метр ЛТ-17 с хлорсеребряным электродом) сразу после оттаивания проб. Для градуировки рН-метра перед каждой партией проб

осуществляли замеры в контрольном растворе (0.1 М раствор KCl). Воспроизводимость измерений составляла 30%.

2.3. Камеральный этап

На камеральном этапе осуществляли подготовку проб для проведения аналитических работ, анализ и обработку полевого материала, составляли отчеты и компьютерную базу данных с результатами аналитических определений.

Аналитические методы. Рентгеноструктурный анализ включал изучение состава глинистых фракций в почвенном покрове фоновых и техногенных участков. Подготовка проб к анализу была выполнена Э.Г. Скок по методике проф. Г.А. Кринари [142], съемка и диагностика глинистых минералов сделаны В.В. Хлыбовым на аппарате ДРОН-2 (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Расчет относительного содержания глинистых минералов проводили по методике И.Д. Зхуса [108].

Для качественной оценки состояния сфагновых мхов в зоне угледородного загрязнения применяли физические методы: электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР-спектроскопия), изотопного и дифференциально-термографического анализов. Съемка спектров ЭПР и термовесовой анализ выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (н.с. Г.С. Назарова и инженер Г.Н. Модянова). Изотопное отношение углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) определяли в лаборатории изотопного анализа ИГЕМ РАН, расчет вели относительно чикагского эталона PDB (к.г.-м.н. Л.П. Носик).

Определение макро- и микрокомпонентов проб воды (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}+\text{K}$, $\text{Fe}_{\text{общ}}^{2+}$, Zn^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+}) выполнялось по стандартным методикам в химической лаборатории Коми республиканской СЭС (аналитики Т.М. Тарасова и А.А. Беляков), а также в гидрохимической лаборатории Экологического научно-исследовательского стационара (г. Лабытнанги) и лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН (химики-аналитики Ю.Г. Смирнов и Е.Н. Прокопович).

При оценке аэрогенного загрязнения поверхности растений осуществляли сбор сухих аэрозолей с использованием пластинчатых и порошковых сорбентов. Для экспонирования сорбентов были сконструированы специальные устройства. Выявление аэрогенного загрязнения поверхности снежного покрова в результате морозного конденсирования диоксида серы из приземного слоя воздуха осуществляли путем изучения динамики концентраций сульфат-иона в снеговой воде. Анализ макро- и микрокомпонентов в сухих аэрозолях проводился с применением атомно-эмиссионного метода с индуктивно-связанной плазмой, а определение сульфат-

иона – турбидиметрическим методом с использованием солей бария в экоаналитической лаборатории «Экоаналит» (Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, инженеры-химики В.В. Ситникова и Т.С. Сытарь).

Основной аналитический метод определения содержаний химических элементов в геохимических пробах – приближенно-количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ⁶ (ПСА). Образцы торфа и растений озоляли при 550 °С. Почвенные образцы предварительно просеивали для получения фракции 0.25 мм, затем растирали для проведения ПСА. При подготовке проб на ПСА (учитывая его среднюю погрешность воспроизводимости – около 30%) некоторые образцы анализировали в 6–8-кратной повторности. Анализы выполнялись в НПО «Севзапгеология» (г. Санкт-Петербург), Бронницкой ГГЭ (г. Бронницы, Московская обл.), Ухтинской ГРЭ (г. Ухта), ИГЭМ РАН (г. Москва), Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Методические исследования, выполненные в разное время С.В. Лонцихом, Л.Д. Мешалкиным, В.С. Мищенко и некоторыми другими авторами, посвященные различным методическим аспектам ПСА и обобщенные в книге Ю.А. Ткачева и Я.Э. Юдовича «Статистическая обработка геохимических данных» [230], свидетельствуют о больших возможностях этого вида анализа, но в то же время указывают и на границы его применимости.

Все анализы осуществляли в аккредитованных лабораториях по аттестованным методикам с использованием стандартных образцов сравнения и контролировали параллельными определениями элементов, а также данными внешнего и внутреннего контроля.

Статистическая обработка геохимических данных. Известно, что результат любого анализа – это всегда приближенная оценка истинного содержания элементов в пробе. В большинстве лабораторий ошибка ПСА в определении содержания элементов составляет около 30%. Это случайные ошибки воспроизводимости единичного анализа. Кроме того, для результатов ПСА характерно завышение среднего арифметического из нескольких параллельных определений одной и той же пробы по сравнению с истинным значением концентрации элементов в ней, что обусловлено логарифмически нормальным распределением погрешностей в оценке интенсивности спектральных линий [248]. Поэтому несмещенной оценкой среднего содержания будет мода на кривой распределения логарифмов или среднее геометрическое. Результаты ПСА

⁶ Под приближенно-количественным атомно-эмиссионным спектральным анализом понимается такой метод, в котором оценка интенсивности линий проводится без фотометрирования и использования внутреннего стандарта [248].

можно представлять в форме условных логарифмических единиц – баллов. Баллы соответствуют серединам равных логарифмических интервалов:

$$b = a \cdot \lg x + b_0,$$

где b – балл; a – число равных логарифмических интервалов, на которые разделен один порядок концентрации; b_0 – балл, соответствующий концентрации, равной 1%. Например, если $x = 0.0022\%$, то при делении порядка на три части ($a = 3$) это будет отвечать четырем баллам, а при более дробном делении порядка на четыре части ($a = 4$) будет отвечать шести баллам. В своей работе мы применяли результаты анализов, выполненных в пяти лабораториях. Для корректной статистической обработки итогов геохимического опробования в сводных выборках, которая учитывала бы особенности исходных аналитических данных разных лабораторий, все результаты переводили в баллы (табл. 2.1). Для облегчения перехода между шкалами разной кратности при объединении анализов разных лабораторий для расчета средних использовали график функциональной зависимости между баллами и логарифмированными значениями содержаний (рис. 2.2).

Обработка геохимической информации выполнялась с использованием комплекса программных продуктов. Результаты анализов непосредственно вводились в компьютер. Анализы размещались в электронных таблицах программы «Stata» (автор-разработчик М.С. Подоров). В этой программе предусмотрена возможность интеграции с разработанным проф. Ю.А. Ткачевым комплексом программ «Ecolstat», в котором и производилась последующая обработка данных. Программный комплекс позволяет построение гистограмм распределения элементов в натуральном или логарифмическом масштабе, расчет медианы и квартилей распределения, размаха значений; расчет (помимо медианных) и других средних содержаний, а также среднеквадратичного отклонения как для натуральных значений, так и логарифмов; расчет коэффициентов корреляции. Комплекс позволяет легко и быстро формировать выборки по различным признакам. Результаты обработки оформляются в виде соответствующих таблиц и графиков.

Программный комплекс «Ecolstat» позволяет использовать сведения различных лабораторий, которые могут иметь неодинаковые метрологические характеристики: разные пределы обнаружения, отличаться нижними пределами количественного определения, неодинаковые формы выдачи результатов, а именно – количественная форма выражения (когда в первичной таблице – данные количественного анализа), балльная (когда приводятся результаты полуколичественного анализа в баллах) или интервальная (в форме чисел, соответствующих серединам интервалов).

Таблица 2.1
 Представление результатов в баллах при делении порядка на два, три, четыре, шесть частей [по: 230, с. 57]

Порядок концентрации, %	a = 2, b ₀ = 8.5			a = 4, b ₀ = 16.5			a = 3, b ₀ = 12.5			a = 6, b ₀ = 24.5		
	Логарифмические интервалы	Средины интервалов	Балл	Логарифмические интервалы	Средины интервалов	Балл	Логарифмические интервалы	Средины интервалов	Балл	Логарифмические интервалы	Средины интервалов	Балл
10 ⁻⁴	1.0-3.2	1.8	1	1.0-1.8	1.3	1	1.0-2.2	1.5	1	1.0-1.5	1.2	1
	3.2-10.0	5.6	2	1.8-3.2	2.4	2	2.2-4.7	3.2	2	1.5-2.2	1.8	2
				3.2-5.6	4.2	3	4.7-10.0	6.8	3	2.2-3.2	2.7	3
				5.6-10.0	7.5	4				3.2-4.7	3.9	4
10 ⁻³										4.7-6.8	5.6	5
										6.8-10.0	8.2	6
	1.0-3.2	1.8	3	1.0-1.8	1.3	5	1.0-2.2	1.5	4	1.0-1.5	1.2	7
	3.2-10.0	5.6	4	1.8-3.2	2.4	6	2.2-4.7	3.2	5	1.5-2.2	1.8	8
10 ⁻²										2.2-3.2	2.7	9
										4.7-10.0	6.8	10
										3.2-4.7	3.9	11
										4.7-6.8	5.6	12
10 ⁻¹										6.8-10.0	8.2	13
										1.0-1.5	1.2	14
	1.0-3.2	1.8	5	1.0-1.8	1.3	9	1.0-2.2	1.5	7	1.0-1.5	1.2	15
	3.2-10.0	5.6	6	1.8-3.2	2.4	10	2.2-4.7	3.2	8	1.5-2.2	1.8	16
10 ⁰										2.2-3.2	2.7	17
										4.7-10.0	6.8	18
										3.2-4.7	3.9	19
										4.7-6.8	5.6	20
10 ⁰										6.8-10.0	8.2	21
										1.0-1.5	1.2	22
	1.0-3.2	1.8	7	1.0-1.8	1.3	13	1.0-2.2	1.5	10	1.0-1.5	1.2	23
	3.2-10.0	5.6	8	1.8-3.2	2.4	14	2.2-4.7	3.2	11	1.5-2.2	1.8	24
10 ⁰										2.2-3.2	2.7	25
										4.7-10.0	6.8	26
										3.2-4.7	3.9	27
										4.7-6.8	5.6	28
10 ⁰										6.8-10.0	8.2	29
										1.0-1.5	1.2	30
										1.5-2.2	1.8	31
										2.2-3.2	2.7	32
10 ⁰										4.7-10.0	6.8	33
										3.2-4.7	3.9	34
										4.7-6.8	5.6	35
										6.8-10.0	8.2	36
10 ⁰										1.0-1.5	1.2	37
										1.5-2.2	1.8	38
										2.2-3.2	2.7	39
										4.7-10.0	6.8	40
10 ⁰										3.2-4.7	3.9	41
										4.7-6.8	5.6	42
										6.8-10.0	8.2	43
										1.0-1.5	1.2	44
10 ⁰										1.5-2.2	1.8	45
										2.2-3.2	2.7	46
										4.7-10.0	6.8	47
										3.2-4.7	3.9	48
10 ⁰										4.7-6.8	5.6	49
										6.8-10.0	8.2	50
										1.0-1.5	1.2	51
										1.5-2.2	1.8	52
10 ⁰										2.2-3.2	2.7	53
										4.7-10.0	6.8	54
										3.2-4.7	3.9	55
										4.7-6.8	5.6	56
10 ⁰										6.8-10.0	8.2	57
										1.0-1.5	1.2	58
										1.5-2.2	1.8	59
										2.2-3.2	2.7	60
10 ⁰										4.7-10.0	6.8	61
										3.2-4.7	3.9	62
										4.7-6.8	5.6	63
										6.8-10.0	8.2	64
10 ⁰										1.0-1.5	1.2	65
										1.5-2.2	1.8	66
										2.2-3.2	2.7	67
										4.7-10.0	6.8	68
10 ⁰										3.2-4.7	3.9	69
										4.7-6.8	5.6	70
										6.8-10.0	8.2	71
										1.0-1.5	1.2	72
10 ⁰										1.5-2.2	1.8	73
										2.2-3.2	2.7	74
										4.7-10.0	6.8	75
										3.2-4.7	3.9	76
10 ⁰										4.7-6.8	5.6	77
										6.8-10.0	8.2	78
										1.0-1.5	1.2	79
										1.5-2.2	1.8	80
10 ⁰										2.2-3.2	2.7	81
										4.7-10.0	6.8	82
										3.2-4.7	3.9	83
										4.7-6.8	5.6	84
10 ⁰										6.8-10.0	8.2	85
										1.0-1.5	1.2	86
										1.5-2.2	1.8	87
										2.2-3.2	2.7	88
10 ⁰										4.7-10.0	6.8	89
										3.2-4.7	3.9	90
										4.7-6.8	5.6	91
										6.8-10.0	8.2	92
10 ⁰										1.0-1.5	1.2	93
										1.5-2.2	1.8	94
										2.2-3.2	2.7	95
										4.7-10.0	6.8	96
10 ⁰										3.2-4.7	3.9	97
										4.7-6.8	5.6	98
										6.8-10.0	8.2	99
										1.0-1.5	1.2	100

«Ecolstat» автоматически обеспечивает расчет недостающих метрологических характеристик анализа по заданной лаборатории (количественные ли данные; если нет, то определяется число баллов на порядок содержаний), перевод результатов анализов в единую форму, максимально соответствующую метрологическим характеристикам анализа. Для геохимических совокупностей типично присутствие некоторого количества проб, в которых содержание элементов ниже чувствительности анализа. В таблицах эти пробы обозначаются как «0». При обработке таких совокупностей в «Ecolstat» предусмотрена процедура восстановления нормального распределения *неполноопределенной выборки*, т.е. восстановления недостающей (левой) части гистограммы. По восстановленной гистограмме приводятся оценки статистических параметров (мода, медиана, квантили и др.). Заметим, что «восстановление» распределений не означает прогноз содержаний в конкретных пробах, но только прогноз частот ниже предела чувствительности *в интервалах* восстановленной гистограммы. Информативность результатов сохраняется высокой, даже если в выборке число проб с «нулевыми» содержаниями доходит до 30–40%.

Важной характеристикой комплекса «Ecolstat» является возможность визуализации данных первичной обработки в виде гистограмм, в которых интервалы частот сопряжены с разного рода атрибутивной информацией (номера проб, коды атрибутов, описывающие место отбора проб, состав почв, систематику растений и др.). При выявлении аномальных флуктуаций геохимического фона анализ таких сопряженных гистограмм позволяет судить о тесноте и форме зависимости признаков и об особенностях проб

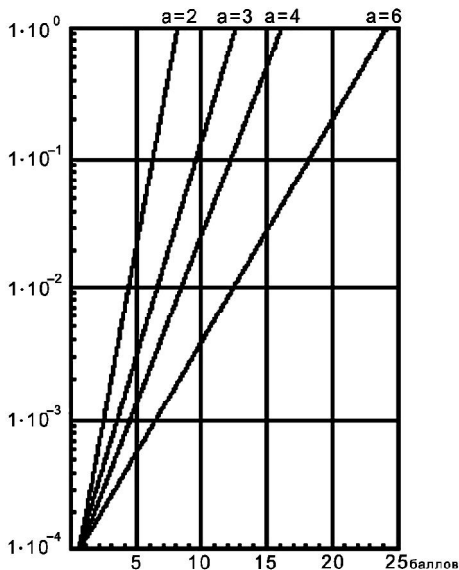


Рис. 2.2. Функциональная зависимость между баллами и логарифмированными значениями содержаний (в вес.%) [по: 230]. График позволяет выполнить перевод из одной шкалы в другую. Например, 8 баллов в шкале $a = 4$ составит 4.6, 11.5 баллов соответственно в шкалах с a , равным 2, 3, 6. Аналогично любое содержание можно перевести в баллы. Например, 0.01% выразится в шкалах с a , равным 2, 3, 4, 6, как 4.5, 6.5, 8.5, 12.5 соответственно.

(по сопряженной атрибутивной информации), попавших на линию зависимости или удаленных от нее.

Оценка геохимического фона. Понятие о геохимическом фоне тесно связано с явлением рассеяния химических элементов в земной коре, которое было открыто и описано В.И. Вернадским [43, с. 63]. Геохимический фон – это то среднее (или чаще – модальное) содержание химического элемента в среде (горной породе, почве, воде или растительном покрове), которое характеризует значительные площади, без явного влияния процессов *локального перераспределения* элементов, ведущих к привносу или выносу элементов. На площадях, подверженных техногенным загрязнениям, геохимический фон *маскируется* техногенными потоками вещества. Поэтому корректное определение геохимического фона требует специального выбора эталонных участков территории, заведомо свободных от техногенных воздействий.

Как правило, для оценки геохимического фона используют медианное содержание (Me), мало чувствительное к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений [249, 254].

Обычно медиану определяют графически – используя кумулятивную кривую накопленных частот (рис. 2.3), где она соответствует 50% накопленной частости.

Медиану можно применять, даже если в исследуемой совокупности содержится некоторое количество «нулевых» проб (до 25%). Данное свойство медианы имеет большое значение при работе с результатами ПСА, которому, как уже сказано, свойственно ограничение по чувствительности для ряда элементов.

Медиана устойчивее средней арифметической в условиях экцессивных (островершинных) распределений и, что особенно важно, совершенно не зависит от закона распределения случайной величины, поскольку ее положение не изменяется при любых вычислительных преобразованиях изучаемого параметра, например, при логарифмировании, преобразовании значений концентрации в баллы [230].

Последнее весьма важно в нашей ситуации – когда ландшафтно-геохимические исследования основаны на массовых

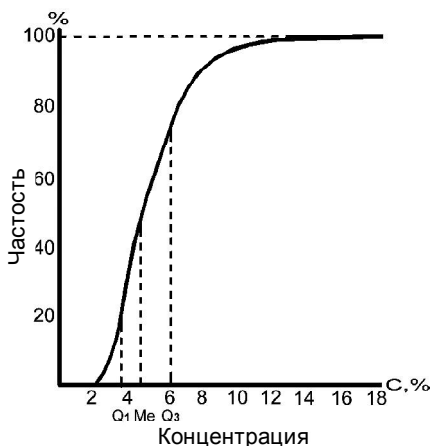


Рис. 2.3. Кумулятивная кривая распределения бария в кустарниковой растительности ($n = 81$, буровая Харьяга-26).

определениях элементов с помощью приближенно-количественного спектрального анализа, когда заведомо нельзя предположить единый тип распределения для каждого элемента по всем имеющимся выборкам.

Поэтому в данной работе за геохимический фон принимали часть совокупности, заключенной между первой и третьей квартилью: геохимический фон = $Q_3 - Q_1$. В качестве верхнего предела геохимического фона приняты положительные аномалии (А), назначенные путем прибавления к медиане величин δ_x : $A_0 = Q_3 = Me + 1\delta_x$ (просто аномалии); $A_1 = Q_3 = Me + 2\delta_x = Q_3 + 1\delta_x$ (средние аномалии); $A_2 = Q_3 = Me + 3\delta_x = Q_3 + 2\delta_x$ (сильные аномалии) [249].

Оценка точности медианы дается в форме $Me \pm \delta_{Me}$:

$$\delta_{Me} = \frac{Q_3 - Q_1}{2\sqrt{N}}.$$

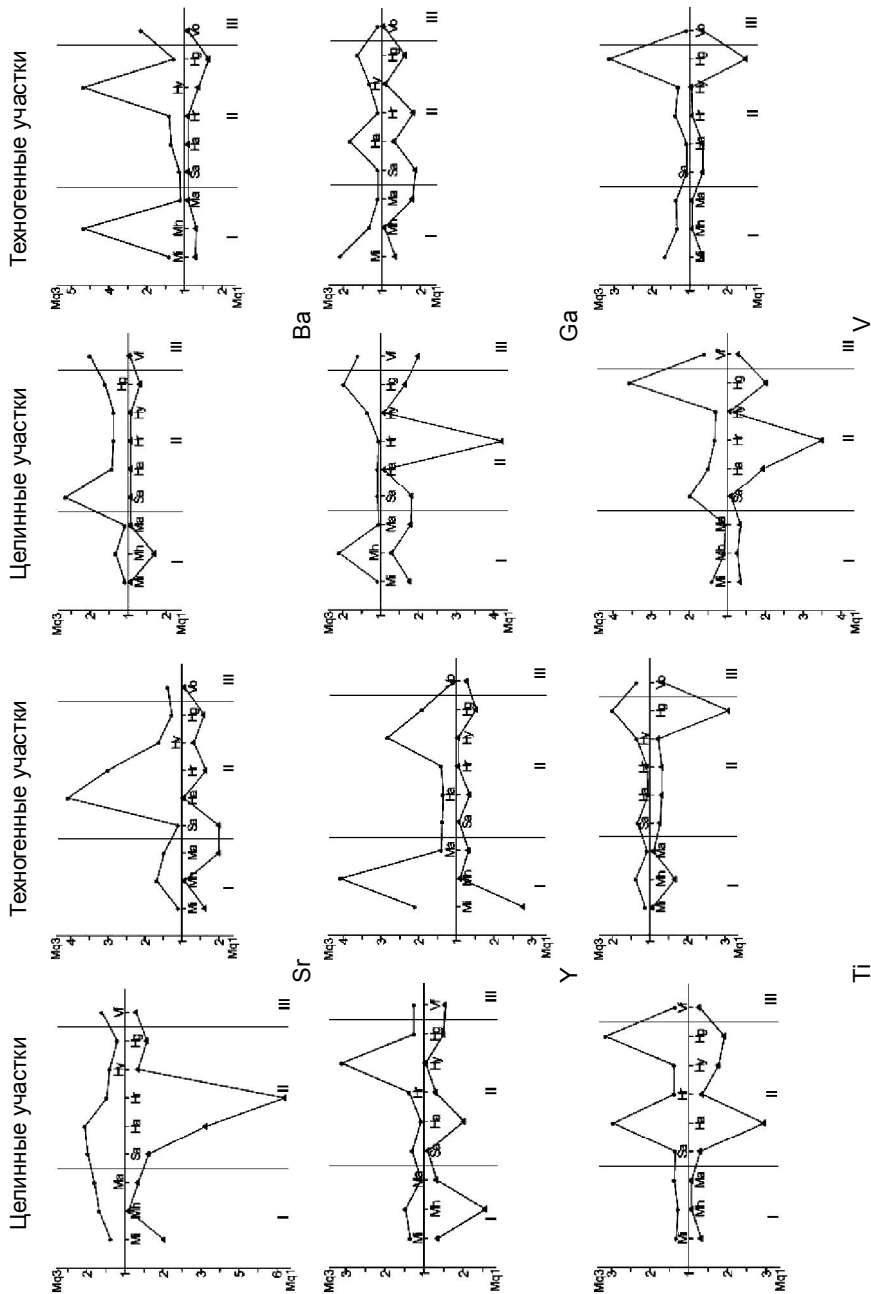
В этих обозначениях Q_1 – это квартили распределения (медиана соответствует второй квартили – Q_2). В качестве оценки изменчивости распределения δ_x условно принята разность между третьей квартилью и медианой – $\delta_x = Q_3 - Me$.

Сравнение распределения ЭП в выборках выполняли графически, с помощью квартильных модулей (Mq3 и Mq1), отражающие степень асимметричности распределения признака в сравниваемых совокупностях. Вычисляли квартильные модули по формулам: $Mq3 = Q_3/Me$ и $Mq1 = Me/Q_1$, где Q_1 и Q_3 – квартили первый и третий, Me – медиана.

При этом отрицательная асимметрия характеризуется отношением Me/Q_1 , положительная – Q_3/Me . На рис. 2.4 в качестве примера показаны диаграммы, отражающие степень асимметричности распределения ЭП сульфидов и сидерофилов в почвах целинных и техногенных участков Большеземельской тундры. Отмечается, что наиболее контрастные колебания содержания ЭП в почвах фиксируются в пределах целинных участков.

Заметим, что предложенный способ графической оценки степени отклонения распределения частот от симметричного рекомендуется использовать в случаях, не требующих повышенной точности. Для более точных вычислений степени асимметричности следует пользоваться расчетами коэффициента асимметрии.

Для графического представления результатов использованы специальные программы («Geoch», «Divid», «Stata», «Spicor», «She-ma»), разработанные М.С. Подоровым и Е.Р. Фрайтером. Первые две предназначены для построения геохимических спектров, «Stata» – для формирования базы данных, последние две – для изображения полей соотношения и вертикального распределения химических элементов в профиле почв.



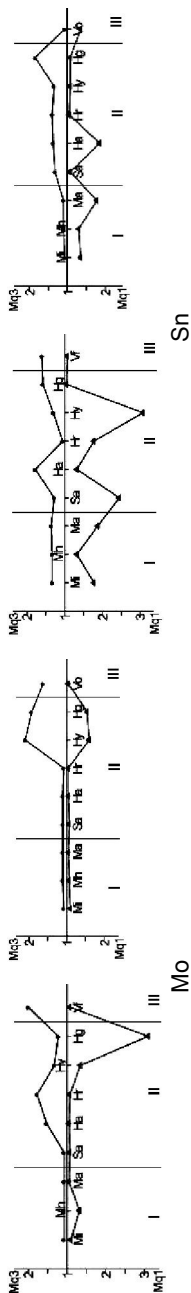


Рис. 2.4. Сравнительная характеристика распределения элементов-литофилов в почвах в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре.

Условные обозначения: I – Лая-Колвинское междурье. Буровые: Мi – Мишвань-2, Мn – Мишвань-11, Ма – Мишвань-15; II – Верхне-Колвинский озерно-болотный район: Са – Сандвей-41, На – Харьяга-4, Нг – Харьяга-17, Ну – Харьяга-11, Нд – Харьяга-26; III – Воркутинская тундра: Vf – целинная, Vo – освоенная почва.

Геохимические показатели. Использование специальных геохимических показателей широко применяется при интерпретации результатов мониторинга загрязнения окружающей среды [2] и геохимическом изучении системообразующих компонентов ландшафта (почв, растительности, природных вод, атмосферы) [65]. Геохимические показатели, используемые в данной работе, приведены в табл. 2.2.

Сравнительная биогеохимическая диагностика тундровых растений производится с помощью диаграмм соотношений суммарных показателей. Для оценки катионофильности и анионофильности растений используется прямоугольная диаграмма, где координатными осями служат нормированные показатели (средние кларки концентрации), рассчитанные отдельно для катионогенных (К) и анионогенных элементов и комплексообразователей (А), деленные на число элементов (рис. 2.5).

На рис. 2.5 приведен график в виде прямоугольной диаграммы, характеризующий биогеохимическую активность тундровой растительности.

$$\bar{K} = \frac{\sum A_x(\text{Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ba, Mn, Cr, Nb, Ti, Ag, Ga, Y, Sc, Sr})}{\bar{A} = \frac{\sum A_x(\text{P, Mg, V, Zr, B, Sn})}{6}}$$

Информативность диагноза повышается, когда удается использовать не два, а три признака сразу. Это возможно при использовании треугольной диаграммы, где координатными осями служат суммарные кларки концентрации (накопления), рассчитанные отдельно для каждой парагенетической ассоциации (элементы-литофилы, сульфобилы, сидерофилы). В данном случае можно графически отразить пропорциональное соотношение этих групп

в исследуемом объекте, что дает возможность сопоставить биогеохимическую активность парагенетических групп (рис. 2.6).

Таблица 2.2

Геохимические показатели, характеризующие распространенность и распределение химических элементов в ландшафтах

Показатель	Обозначение	Расчет и информативность показателя
Кларк концентрации	КК	Представляет собой отношение содержания элемента в пробе к его кларковому содержанию. В данной работе расчеты КК осуществляются относительно кларков стратисферы, вычисленных Н.А. Григорьевым [84]. Особенности этих кларков в том, что они являются средневзвешенными величинами по долям того или иного литотипа в стратисфере (согласно модели А.Б. Ронова и др., [201]). Этим они выгодно отличаются от простых (невзвешенных) кларков А.П. Виноградова [47] и некоторых других геохимиков.
Местный кларк концентрации	Кх	Среднее содержание химического элемента в изучаемом объекте конкретного ландшафта [70] характеризует распространенность элемента в изучаемом ландшафте.
Коэффициент биологического поглощения	Ах	Показатель связан с биофильностью элементов [176] и отражает их способность концентрироваться в живом веществе, в частности, в растениях. Коэффициент (Ах) вычисляется как отношение содержания элемента в золе растения к его содержанию в почве или горной породе.
Акропетальный коэффициент	АК	АК по Р.Р. Бруксу [36] является аналогом коэффициента относительного содержания элемента в органах растения (ОСОР), предложенного Д.А. Сабининым [202].
Средний кларк концентрации,	\bar{K}_K	Аналог коэффициента Шоу [244] и представляет собой средний кларк концентрации группы элементов в некоторой природной системе: при $\bar{K}_K > 1$ в системе идет накопление, при $\bar{K}_K < 1$ – рассеяние химических элементов.
Биогеохимическая активность вида	БХА КБХА АБХА	Сумма кларков концентрации (коэффициентов биологического поглощения – Ах) химических элементов в золе растения. Характеризует способность вида накапливать элементы [6]. Возможен расчет отдельно по катионам (КБХА) и анионам (АБХА) [7].
Ряд биологического поглощения	Ах	Дает сравнительную характеристику интенсивности биологического поглощения элементов растениями [176, 189].

Таким образом, в числе диагностических критериев биогеохимической активности растений наряду с катионофильностью (К) и анионофильностью (А) могут быть добавлены сидерофильность (Sid), литофильность (Lit) и сульфофильность (Slf).

Базы данных с ботанической номенклатурой. Для работы с номенклатурой сосудистых растений при биогеохимической характеристике ландшафтов составлены электронные справочники в виде баз данных «Salix» и «Plantae Vasculares». Информационная основа электронного справочника «Salix»: Груздев Б.И., Мартыненко В.А., Тарбаева В.М. Современная номенклатура сосудистых растений европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1999. Справочник «Salix» содержит 1300 названий и размещен на сервере Института биологии [<http://ib.komisc.ru/add/j2/files/ibprogram/salix.exe>]. Информационная основа «Plantae Vasculares»: С.К. Черепанов. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). М.: Мир и семья-95, 1995. Справочник «Plantae Vasculares» содержит 23000 названий и размещен на сервере Института биологии [<http://ib.komisc.ru/add/j2/files/ibprogram/pv.exe>].

Рис. 2.6. Относительные пропорции распределения (в % к ΣAx) сидерофильных (Sid), литофильных (Lit) и сульфофильных (Slf) элементов в растительности: I – северных, II – средних, III – южных субарктических тундр Ямала.

Дополнительные обозначения: 1 – карликовая березка (*Betula nana*), 2 – кустарниковые формы ив (*Salix glauca*, *S. lanata*), 3 – осоки (*Carex arctisibirica*, *C. stans*, *Eriophorum vaginatum*, *E. polystachion*), 4 – мхи рода *Politrichum* (*P. strictum*, *P. alpinum*, *P. juniperium*). Каждая точка – 10–30 проб.

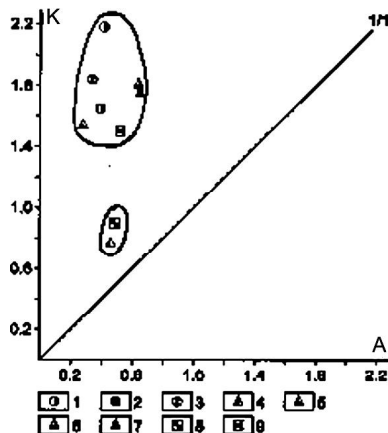
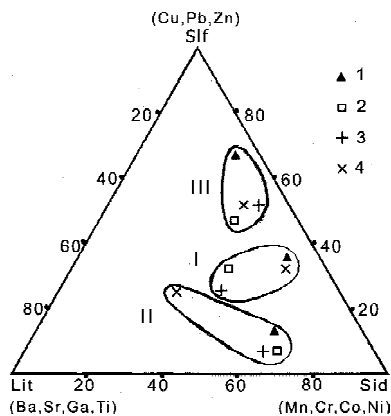


Рис. 2.5. Поле соотношений катионогенных и анионогенных элементов в растительности, произрастающей на поверхностно-глебевых почвах Лая-Колвинского междуречья.

Условные обозначения: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Астровые, 5 – сем. Розоцветные, 6 – сем. Мятликовые, 7 – сем. Осоковые, 8 – сем. Хвощевые, 9 – сем. Политриховые.



Глава 3. КРИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛИКТОВЫХ ТОРФЯНИКОВ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Назначение криогеохимических исследований состоит в выяснении закономерностей миграции химических элементов в ландшафтах в условиях отрицательных температур, а также в исследовании сопутствующих им явлений и образований в снежном покрове. Геохимическое изучение последнего представляется весьма актуальным для районов, где длительность стояния снежного покрова составляет от 180 до 230 дней в году. Интенсивное вовлечение в промышленный оборот месторождений полезных ископаемых, открытых в конце прошлого века в тундровых районах, выдвинуло ряд важных научных и практических задач, касающихся вопросов охраны окружающей среды в районах развития многолетней мерзлоты. Работ, посвященных изучению закономерностей миграции химических элементов в криолитозоне, крайне мало, и в основном они посвящены поискам рудных месторождений в горных областях [161].

3.1. Геокриологический анализ реликтовых торфяников

Полевой стационар «Буровая «Харьяга-26» расположен в зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты. Рельеф – типичный ландшафт «многоозерья» [186]. Дренаживание территории осуществляет р. Колва. Характерной особенностью района являются широкое (и продолжающееся) развитие термокарста и наличие значительного количества спущенных озер. Термокарстовые и просадочные понижения, связанные между собой полосами стока, часто образуют обширные озерно-болотные комплексы. Озерные котловины, как правило, с обрывистыми заторфованными береговыми уступами. Водоразделы заняты крупно- и плоскобугристыми торфяниками, осложненными небольшими мелкими с крутыми берегами озерами, часто спущенными. Центральная часть котловин спущенных озер занята болотами, а прибрежная осложнена миграционными буграми пучения. Отмеченные формы по [186] можно классифицировать как плоскодонно-западинные; они свя-

заны с сегрегационными льдами и образуют группу западин, соединенных между собой полосами и ложбинами стока.

На участке полевого стационара поверхность плакоров осложнена сезонным пучением, наблюдаются ветровые раздувы верхушек торфяных плоских бугров. Невысокие сезонные бугры пучения возникают в неглубоких моховых мочажинах, сформировавшихся в термокарстовых понижениях и просадках; сезонные бугры также образуются в краевой части спущенных озер.

В озерных котловинах проявлены процессы термоабразии береговых уступов и размывание реликтовых торфяников; здесь в прибрежной части формируются отмели, образованные скоплениями растительного детрита из остатков древесного торфа. Сильные ветры с наветренной части котловины озера образуют нагонную волну, которая обрушивает торфяные береговые уступы, а на противоположной стороне в это время обнажается широкая отмель. При сильном ветре (свыше 5 м/с) из-за наличия нагонной волны разница уровней воды в озерах с площадью зеркала более 4000 м² достигает 30–50 см, что способствует размыву береговых уступов.

Криогенные текстуры реликтовых торфяников

Исследуемая территория относится к Южной геокриологической зоне, для которой среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород лежат в интервале от –3 до 0 °С [62]. Это указывает на то, что промерзание СТС происходит снизу и сверху, а протаивание – только сверху [54]. Участок, на котором выполнены геокриологические исследования СТС, представляет собой высокий торфяной бугор с плоской вершиной, на котором впоследствии была построена буровая «Харьяга-26». Разрезы Р 210 и Р 211 (рис. 3.1 и 3.2) были заложены нами в канавах 1 и 2, подготовленных согласно регламенту строительства буровой для закладки крепежных устройств, к которым крепятся тросы-растяжки от буровой вышки (все описания разрезов выполнены с 17 по 21 апреля 1983 г.).

Вскрытая толща образована торфяной залежью разной генерации и суглинистого горизонта (рис. 3.1). Торфяные горизонты имеют слабый наклон и их мощности с приближением к восточной боковой стенке несколько увеличиваются с одновременным уменьшением суглинистой толщи.

Описание разреза 210 выполнено по стенке центрального шурфа (размеры 1.8×1.8×1.8 м), который расположен на невысоком плакоре между двумя озерно-болотными комплексами. Поверхность – ерниковая кустарничково-лишайниково-моховая тундра, мощность снежного покрова – 40–60 см. На его поверхности наблюдался наст, под ним – рыхлый мелко-, среднезернистый снег.

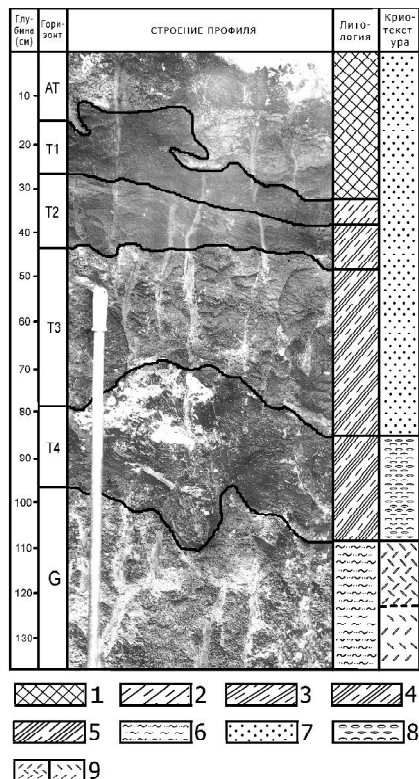


Рис. 3.1. Мерзлотные текстуры в реликтовых торфяниках (разрез 210).

Условные обозначения: Литология: 1 – торфянистый горизонт (АТ), 2 – слабо-разложившийся торф, представленный моховым очесом (Т1), 3 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава, 4 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава с включениями растительного детрита (Т3), 5 – темно-бурый слабо-разложившийся древесный торф (Т4), 6 – глеевый покровный суглинок (G). Криотекстуры: 7 – массивная, образованная поровым льдом-цементом, 8 – тонкошпировая слоистая, 9 – тонкошпировая: а) сетчатая, б) неполносетчатая.

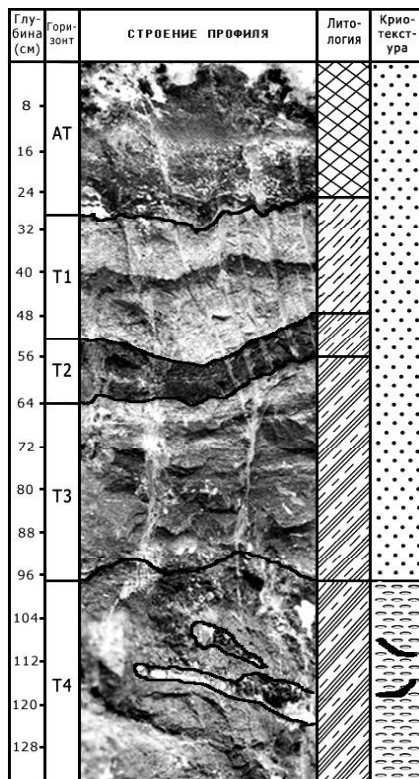


Рис. 3.2. Мерзлотные текстуры в реликтовых торфяниках (разрез 211).

Условные обозначения: Литология: 1 – торфянистый горизонт (АТ), 2 – слабо-разложившийся торф, представленный моховым очесом (Т1), 3 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава, 4 – темно-коричневый торф осоко-сфагнового состава с включениями растительного детрита (Т3), 5 – темно-бурый слабо-разложившийся древесный торф (Т4). Криотекстуры: 6 – массивная, образованная поровым льдом-цементом, 8 – тонкошпировая: а) слоистая, б) слоистая с включениями ледяных линз.

Криогенная текстура верхней части морозно-сухой торфяной толщи массивная и образована поровой разновидностью льда-цемента, поскольку не образует видимых скоплений льда. Формирование массивной текстуры связано с физическими свойствами снежного покрова. Известно, что за счет высокого альбеда снега температура его поверхности становится заметно ниже, чем внутри снежной толщи [197, 198]. Это определяет существование в снежной толще в течение почти всей зимы вертикального температурного градиента, благодаря которому происходит поступление водяных паров к снежной поверхности как из глубины снежной толщи, так и из верхних горизонтов почвы [143, 144]. В результате ледяные шлиры, образовавшиеся в начале зимы при движении верхнего фронта промерзания, постепенно сублимируются и верхняя часть СТС к концу зимы приобретает массивную криогенную текстуру. Ниже по разрезу она меняется на тонкошлировую слоистую с преобладающей длиной ледяных жилок 0.8–1.0 и шириной 0.2–0.4 см, редко – более крупных (длиной 4.0–10.0 и шириной 1.0–1.5 см).

В зоне контакта с минеральным грунтом количество ледяных шлиров возрастает. Линзы льда прозрачные, в них отмечаются многочисленные столбики из мелких пузырьков газа. Здесь шлиры длиной 2.0–3.0 и толщиной 0.5 см образуют сетчатую структуру. В нижней части толщи размеры ледяных жилок истончаются до 0.2 см, и криогенная текстура суглинка приобретает вид неполносетчатой из-за преобладания субвертикально ориентированных ледяных жилок. В забое шурфа льдообразование атакситового типа. Лед прозрачный и содержит минеральные включения с четко различимой ореховатой структурой почвенных частиц (педов). Влажность суглинков высокая, пробы при оттаивании оплывают. Подобные криогенные атакситовые текстуры зафиксированы во всех описанных разрезах, хотя их положение не всегда совпадает с зоной контакта с торфяной толщей.

Картина криотекстур позволяет предположить, что зона контакта сезонного оттаивания торфа с многолетнемерзлыми породами лежит ниже зоны морозного иссушения торфяной толщи и приурочена к зоне изменения льдистости – появления крупных субгоризонтальных ледяных жил. Более четко это видно в разрезе 211, заложенном в канаве, подготовленной для закладки якоря боковой растяжки крепления буровой вышки (рис. 3.2).

В разрезе Р 211 (рис. 3.2) верхняя часть торфяной толщи, как и в описанном разрезе Р 210, морозно-сухая и имеет массивную криогенную текстуру, образованную поровой разновидностью льда-цемента. Аналогично с приближением к зоне контакта с суглинком она меняется на тонкошлировую с включением относительно

крупных (длиной до 30 и шириной 2–3 см) субгоризонтальных ледяных жил, сложенных прозрачным льдом, в котором хорошо различимы тонкие столбики из мелких пузырьков газа.

Криогенная текстура минеральной толщи (на рис. 3.2 не показана) в верхней части сетчатая и осложнена несколькими относительно крупными серповидными ледяными жилами, которые выпуклой частью обращены к торфяному слою. «Выдавленная» ими минеральная масса образует своеобразный горб, который внедряется в перекрывающий его торфяной горизонт. Таким образом, здесь, как бы в микромасштабе, мы имеем возможность наблюдать формирование бугров пучения, но внутри почвенного профиля.

В серповидных ледяных жилах имеются почвенные отдельные (диаметром 1.5–2.0 см) с хорошо различимой ореховатой структурой, оторванные растущими жилами льда от основной почвенной массы. В нижней части суглинистая толща имеет неполносетчатую криогенную текстуру вследствие того, что ледяные жилки истончаются, а их количество уменьшается; текстура становится более однородной по насыщенности ледяными прослойками. Следовательно, граница перехода массивной криогенной толщи, образованной поровым льдом-цементом, отвечает глубине сезонного протаивания.

К механизму морозного иссушения

Описанная массивная криотекстура, образованная поровым льдом-цементом, не укладывается в существующую схему образования криотекстур при двустороннем типе промерзания. Считается, что при таком промерзании в СТС формируются три криотекстурные зоны [54, 186, 234]: *верхняя* – с мелкими шлирами льда, *средняя* – морозно-сухая (образуется вследствие удаления влаги к фронтам промерзания, один из которых (нижний) двигается к дневной поверхности, другой (верхний) – к кровле многолетнемерзлых пород (ММП), *нижняя* – зона чередования тонких и толстых шлиров льда, ориентированных по простиранию и образующихся над кровлей ММП. Возможно, что данная схема реализуется только в начале зимы, тогда как наши описания криотекстур были сделаны в середине апреля. К этому времени, по-видимому, трехзональная текстура торфяной толщи вырождается в двухзональную (рис. 3.1 и 3.2).

3.2. Криогенное выщелачивание элементов-примесей в мерзлых почвах

Выполненное нами геохимическое опробование мерзлой торфяной толщи и подстилающих суглинков (табл. 3.1.) позволило построить ряды кларков концентраций в торфяных горизонтах, сла-

Таблица 3.1

Химический состав реликтовых торфяников и подстилающих сулгинков

Элемент, %	АТ, N = 9		Т 1, N = 12		Т 2, N = 17		Т 3, N = 15		Т 4, N = 39		G, N = 39	
	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$		$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$		$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$		$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$		$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$		$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	
Ba ($n \cdot 10^{-2}$)	$\frac{10.0}{8.0-10.0} \left(\frac{9.00}{9} \right)$		$\frac{8.0}{5.5-8.0} \left(\frac{7.25}{12} \right)$		$\frac{6.0}{6.0-8.0} \left(\frac{7.12}{17} \right)$		$\frac{8.0}{6.0-4.0} \left(\frac{8.27}{15} \right)$		$\frac{10.0}{8.0-15.0} \left(\frac{13.59}{39} \right)$		$\frac{20.0}{15.0-30.0} \left(\frac{20.18}{39} \right)$	
	$\frac{5.0}{3.0-5.0} \left(\frac{4.03}{9} \right)$		$\frac{3.0}{1.5-4.5} \left(\frac{2.98}{12} \right)$		$\frac{4.0}{3.0-4.0} \left(\frac{3.49}{17} \right)$		$\frac{3.0}{3.0-4.0} \left(\frac{3.47}{15} \right)$		$\frac{3.0}{2.0-5.0} \left(\frac{3.50}{39} \right)$		$\frac{2.0}{1.5-2.0} \left(\frac{1.87}{39} \right)$	
Sr	$\frac{1.0}{0.6-1.0} \left(\frac{1.04}{8} \right)$		$\frac{0.6}{0.4-0.6} \left(\frac{0.68}{11} \right)$		$\frac{0.4}{0.3-0.5} \left(\frac{0.51}{17} \right)$		$\frac{0.4}{0.4-0.6} \left(\frac{0.55}{15} \right)$		$\frac{0.8}{0.5-2.0} \left(\frac{1.68}{39} \right)$		$\frac{3.0}{3.0-4.0} \left(\frac{3.06}{39} \right)$	
	$\frac{1.5}{1.5-2.0} \left(\frac{1.58}{9} \right)$		$\frac{1.5}{1.5-2.0} \left(\frac{1.56}{10} \right)$		$\frac{1.5}{1.5-2.0} \left(\frac{1.59}{11} \right)$		$\frac{1.5}{1.0-1.5} \left(\frac{1.41}{11} \right)$		$\frac{2.0}{1.0-2.0} \left(\frac{1.89}{39} \right)$		$\frac{2.0}{2.0-3.0} \left(\frac{2.35}{39} \right)$	
Y ($n \cdot 10^{-3}$)	$\frac{4.0}{3.0-6.0} \left(\frac{5.38}{8} \right)$		$\frac{4.0}{3.0-6.0} \left(\frac{3.59}{11} \right)$		$\frac{2.0}{2.0-5.0} \left(\frac{3.57}{15} \right)$		$\frac{2.0}{1.5-3.5} \left(\frac{3.13}{12} \right)$		$\frac{4.5}{2.0-10.0} \left(\frac{6.78}{36} \right)$		$\frac{10.0}{10.0-10.0} \left(\frac{10.74}{39} \right)$	
	$\frac{6.0}{5.0-10.0} \left(\frac{7.44}{9} \right)$		$\frac{5.5}{4.5-6.0} \left(\frac{5.75}{12} \right)$		$\frac{4.0}{3.0-4.0} \left(\frac{4.29}{17} \right)$		$\frac{4.0}{3.0-4.0} \left(\frac{4.27}{15} \right)$		$\frac{4.5}{3.0-10.0} \left(\frac{7.45}{39} \right)$		$\frac{20.0}{20.0-30.0} \left(\frac{24.36}{39} \right)$	
Ga	$\frac{1.0}{0.8-1.0} \left(\frac{1.04}{9} \right)$		$\frac{1.0}{0.8-1.5} \left(\frac{1.10}{12} \right)$		$\frac{1.0}{1.0-1.0} \left(\frac{1.14}{17} \right)$		$\frac{1.0}{1.0-1.0} \left(\frac{1.06}{15} \right)$		$\frac{1.0}{0.8-2.0} \left(\frac{1.45}{38} \right)$		$\frac{4.0}{3.0-4.0} \left(\frac{3.51}{39} \right)$	
	$\frac{1.0}{1.0-3.0} \left(\frac{1.92}{9} \right)$		$\frac{0.6}{0.25-1.0} \left(\frac{0.70}{12} \right)$		$\frac{0.3}{0.2-0.6} \left(\frac{0.46}{17} \right)$		$\frac{0.3}{0.2-0.5} \left(\frac{0.48}{15} \right)$		$\frac{1.0}{0.4-5.0} \left(\frac{3.39}{39} \right)$		$\frac{10.0}{8.0-15.0} \left(\frac{10.59}{39} \right)$	
Ti ($n \cdot 10^{-1}$)	$\frac{10.0}{10.0-10.0} \left(\frac{12.11}{9} \right)$		$\frac{9.0}{5.5-10.0} \left(\frac{7.92}{12} \right)$		$\frac{8.0}{4.0-10.0} \left(\frac{7.29}{17} \right)$		$\frac{8.0}{5.0-10.0} \left(\frac{7.67}{15} \right)$		$\frac{10.0}{6.0-30.0} \left(\frac{19.63}{39} \right)$		$\frac{50.0}{40.0-60.0} \left(\frac{52.05}{39} \right)$	
	$\frac{10.0}{10.0-10.0} \left(\frac{12.11}{9} \right)$		$\frac{9.0}{5.5-10.0} \left(\frac{7.92}{12} \right)$		$\frac{8.0}{4.0-10.0} \left(\frac{7.29}{17} \right)$		$\frac{8.0}{5.0-10.0} \left(\frac{7.67}{15} \right)$		$\frac{10.0}{6.0-30.0} \left(\frac{19.63}{39} \right)$		$\frac{50.0}{40.0-60.0} \left(\frac{52.05}{39} \right)$	

I. Типичные катионогенные элементы-литофилы

II. Катионо- и аниогенные элементы-литофилы с постоянной валентностью

III. Катионо- и аниогенные элементы-литофилы с переменной валентностью

Продолжение табл. 3.1

Элемент, %	Т 1, N = 9		Т 1, N = 12		Т 2, N = 17		Т 3, N = 15		Т 4, N = 39		Г, N = 39	
	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$
Nb	$\frac{0.6}{0.6-0.8} \left(\frac{0.74}{9} \right)$	$\frac{0.6}{0.6-0.6} \left(\frac{0.63}{12} \right)$	$\frac{0.6}{0.6-0.6} \left(\frac{0.60}{17} \right)$	$\frac{0.6}{0.6-0.6} \left(\frac{0.60}{15} \right)$	$\frac{0.6}{0.6-0.6} \left(\frac{0.69}{37} \right)$	$\frac{2.0}{1.5-3.0} \left(\frac{2.11}{39} \right)$						
V	$\frac{0.8}{0.6-1.0} \left(\frac{0.81}{9} \right)$	$\frac{0.5}{0.3-1.9} \left(\frac{0.61}{12} \right)$	$\frac{0.4}{0.3-0.5} \left(\frac{0.58}{17} \right)$	$\frac{0.4}{0.4-0.6} \left(\frac{0.59}{15} \right)$	$\frac{1.0}{0.6-6.0} \left(\frac{4.27}{39} \right)$	$\frac{15.0}{15.0-20.0} \left(\frac{15.87}{39} \right)$						
Mo ($n \cdot 10^{-4}$)	$\frac{2.5}{1.5-3.5} \left(\frac{2.60}{5} \right)$	$\frac{1.5}{1.0-2.0} \left(\frac{1.50}{4} \right)$	$\frac{2.0}{1.0-8.0} \left(\frac{3.67}{3} \right)$	$\frac{4.75}{1.5-8.0} \left(\frac{4.75}{2} \right)$	$\frac{2.5}{1.0-5.0} \left(\frac{3.5}{12} \right)$	$\frac{1.0}{1.0-1.25} \left(\frac{2.16}{32} \right)$						
Sn	$\frac{3.0}{2.0-4.0} \left(\frac{3.56}{9} \right)$	$\frac{2.5}{2.0-3.0} \left(\frac{2.83}{12} \right)$	$\frac{2.0}{2.0-2.0} \left(\frac{2.14}{14} \right)$	$\frac{2.0}{2.0-2.0} \left(\frac{2.00}{11} \right)$	$\frac{2.0}{2.0-3.0} \left(\frac{2.27}{15} \right)$	$\frac{3.0}{2.0-3.0} \left(\frac{3.45}{38} \right)$						
IV. Типичные аниогенные элементы-литофилы												
P ($n \cdot 10^{-1}$)	$\frac{8.0}{5.0-10.0} \left(\frac{8.00}{9} \right)$	$\frac{5.0}{4.0-7.0} \left(\frac{5.42}{12} \right)$	$\frac{3.0}{2.0-4.0} \left(\frac{2.79}{17} \right)$	$\frac{3.0}{1.5-4.0} \left(\frac{3.07}{14} \right)$	$\frac{2.0}{1.0-2.0} \left(\frac{2.17}{38} \right)$	$\frac{2.5}{1.0-12.5} \left(\frac{6.00}{8} \right)$						
V. Металлы-сульфофилы												
Cu ($n \cdot 10^{-3}$)	$\frac{2.0}{2.0-5.0} \left(\frac{3.22}{9} \right)$	$\frac{2.0}{2.0-3.0} \left(\frac{2.58}{12} \right)$	$\frac{3.0}{2.0-4.0} \left(\frac{4.00}{17} \right)$	$\frac{3.0}{3.0-6.0} \left(\frac{4.53}{15} \right)$	$\frac{5.0}{3.0-8.0} \left(\frac{5.44}{39} \right)$	$\frac{4.0}{3.0-6.0} \left(\frac{5.26}{39} \right)$						
Zn	$\frac{30.0}{19.0-35.0} \left(\frac{26.63}{8} \right)$	$\frac{18.0}{5.0-40.0} \left(\frac{26.30}{10} \right)$	$\frac{3.0}{3.0-5.0} \left(\frac{4.86}{14} \right)$	$\frac{3.0}{3.0-5.0} \left(\frac{3.82}{11} \right)$	$\frac{3.0}{3.0-5.0} \left(\frac{4.68}{25} \right)$	$\frac{6.0}{5.0-8.0} \left(\frac{11.53}{38} \right)$						
Pb ($n \cdot 10^{-4}$)	$\frac{50.0}{15.0-100.0} \left(\frac{54.00}{9} \right)$	$\frac{12.5}{10.0-45.0} \left(\frac{31.17}{12} \right)$	$\frac{8.0}{6.0-10.0} \left(\frac{8.13}{15} \right)$	$\frac{8.0}{6.0-8.0} \left(\frac{7.33}{9} \right)$	$\frac{8.0}{6.0-15.0} \left(\frac{11.67}{33} \right)$	$\frac{30.0}{20.0-40.0} \left(\frac{46.03}{39} \right)$						
Ag	$\frac{0.5}{0.2-1.5} \left(\frac{0.75}{9} \right)$	$\frac{0.2}{0.15-0.30} \left(\frac{0.25}{12} \right)$	$\frac{0.15}{0.15-0.2} \left(\frac{0.16}{17} \right)$	$\frac{0.2}{0.15-0.2} \left(\frac{0.18}{14} \right)$	$\frac{0.2}{0.15-0.3} \left(\frac{0.21}{39} \right)$	$\frac{0.1}{0.1-0.15} \left(\frac{0.16}{39} \right)$						

Окончание табл. 3.1

Элемент, %	АТ, N = 9	T 1, N = 12	T 2, N = 17	T 3, N = 15	T 4, N = 39	G, N = 39
	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$	$\frac{Me}{Q_1 - Q_3} \left(\frac{M}{n} \right)$
Mn ($n \cdot 10^{-2}$)	$1.5 \left(\frac{3.89}{1.0-8.0} \right)$ $1.0-8.0 \left(\frac{9}{9} \right)$	$1.0 \left(\frac{1.67}{1.0-1.75} \right)$ $1.0-1.75 \left(\frac{12}{12} \right)$	$1.5 \left(\frac{2.12}{1.0-3.0} \right)$ $1.0-3.0 \left(\frac{17}{17} \right)$	$3.0 \left(\frac{3.83}{2.0-6.0} \right)$ $2.0-6.0 \left(\frac{15}{15} \right)$	$6.0 \left(\frac{5.94}{2.0-8.0} \right)$ $2.0-8.0 \left(\frac{39}{39} \right)$	$4.0 \left(\frac{4.44}{2.0-6.0} \right)$ $2.0-6.0 \left(\frac{39}{39} \right)$
Cr ($n \cdot 10^{-3}$)	$1.5 \left(\frac{1.67}{1.0-2.0} \right)$ $1.0-2.0 \left(\frac{9}{9} \right)$	$1.0 \left(\frac{1.25}{1.0-1.25} \right)$ $1.0-1.25 \left(\frac{12}{12} \right)$	$1.0 \left(\frac{1.24}{1.0-1.0} \right)$ $1.0-1.0 \left(\frac{17}{17} \right)$	$1.0 \left(\frac{1.07}{1.0-1.0} \right)$ $1.0-1.0 \left(\frac{14}{14} \right)$	$1.5 \left(\frac{4.04}{1.0-6.0} \right)$ $1.0-6.0 \left(\frac{39}{39} \right)$	$15.0 \left(\frac{17.08}{10.0-20.0} \right)$ $10.0-20.0 \left(\frac{39}{39} \right)$
Ni	$3.0 \left(\frac{2.44}{1.5-3.0} \right)$ $1.5-3.0 \left(\frac{9}{9} \right)$	$2.25 \left(\frac{1.97}{1.0-3.0} \right)$ $1.0-3.0 \left(\frac{12}{12} \right)$	$1.75 \left(\frac{2.72}{0.7-3.0} \right)$ $0.7-3.0 \left(\frac{16}{16} \right)$	$3.5 \left(\frac{3.39}{2.0-4.0} \right)$ $2.0-4.0 \left(\frac{14}{14} \right)$	$4.0 \left(\frac{5.77}{3.0-6.0} \right)$ $3.0-6.0 \left(\frac{39}{39} \right)$	$5.0 \left(\frac{5.15}{4.0-6.0} \right)$ $4.0-6.0 \left(\frac{39}{39} \right)$
Co ($n \cdot 10^{-4}$)	$6.0 \left(\frac{7.67}{6.0-8.0} \right)$ $6.0-8.0 \left(\frac{9}{9} \right)$	$6.0 \left(\frac{8.25}{4.0-8.0} \right)$ $4.0-8.0 \left(\frac{12}{12} \right)$	$8.0 \left(\frac{13.18}{6.0-20.0} \right)$ $6.0-20.0 \left(\frac{17}{17} \right)$	$15.0 \left(\frac{15.20}{10.0-20.0} \right)$ $10.0-20.0 \left(\frac{15}{15} \right)$	$20.0 \left(\frac{22.31}{15.0-30.0} \right)$ $15.0-30.0 \left(\frac{39}{39} \right)$	$30.0 \left(\frac{29.64}{20.0-30.0} \right)$ $20.0-30.0 \left(\frac{39}{39} \right)$

VI. Металлы-сидерофилы

гающих морозно-сухую торфяную толщу, и в подстилающих ее суглинках.

В морозно-сухой торфяной толще, совпадающей со слоем сезонного оттаивания, можно выделить два уровня накопления ЭП (табл. 3.2).

Таблица 3.2
Ряды кларков концентрации (K_x) в мерзлой торфяной толще

Характеристика горизонтов мерзлой толщи	Группы элементов			ΣK_x
	сильного накопления (Ax 10–n)	слабого накопления и среднего захвата (Ax 0,n)	слабого захвата (Ax 0,0n)	
Аов – живой лишайниково-моховой покров и отмершие его части, примесь опада листьев кустарников и кустарничков, рыхлый, морозно-сухой	P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Sn, Cu	Nb, Zr, Ni, Ga, Sc, Ti, Mn, Y, Cr, Mo	V	45.7
T1 – светло-коричневый, близко к желтому, слабо разложенный сфагново-осоковый торф, много корней, слоистый, со следами криотурбации, морозно-сухой	P, Zn, Pb, Ag, Ba, Sr	Mo, Sn, Cu, Nb, Co, Ni, Ga, Zr, Sc, Y, Cr, Mn, Ti	V	29.4
T2 – темно-коричневый полуразложившийся осоково-зеленомошный торф с хорошо различной мелкой слоистостью, «заложеной» по остаткам травяной растительности, в верхней части слоистость нарушена криотурбацией, морозно-сухой	Zn, P, Mo, Ba, Ag, Sr, Cu	Co, Nb, Sn, Ni, Pb, Zr, Sc, Ga, Mn, Cr, Y, Ti	V	28.7
T3 – светло-коричневый, в нижней части коричневый плотный хорошо разложившийся моховой торф, морозно-сухой	P, Mo, Ba, Ag, Cu, Sr, Co	Ni, Zn, Nb, Sn, Pb, Mn, Zr, Ga, Sc, Y, Cr, Ti	V	21,1
T4 – темно-коричневый бурый слабо-разложившийся древесный торф, льдистый	Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn	Pb, Nb, Ti, Sn, Mn, Sc, Cr, Ga, Y, V		26.4
G – глеевый суглинистый горизонт, льдистый	P, Ba, Pb, Zr, Cr, Ti, Nb, Zn, Co, Ga, V, Cu, Mo, Ni, Ag, Sn	Sc, Y, Sr, Mn		48.3

Верхний уровень накопления ЭП находится в торфяной дернине ($\Sigma K_{AT} = 45.7$) и связан преимущественно с прижизненным накоплением растениями P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Sn, Cu. *Нижний уровень накопления* ЭП (Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn) в морозно-сухой толще совпадает с горизонтом Т4 ($\Sigma K_{T4} = 26.4$) и, скорее всего, является в основном сорбционным. Между двумя этими уровнями лежит толща из трех торфяных горизонтов (Т1, Т2, Т3), суммарные величины ΣK_x в которых равны 29.4, 28.7 и 21.1 соответственно. Из данных табл. 3.2 видно, что в горизонте Т3 содержание многих ЭП понижено по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами. Вероятно, происходил вынос элементов из горизонта Т3 вверх вследствие морозного иссушения – вертикального движения поровой влаги. Относительное увеличение содержания ЭП в горизонте Т4 ($\Sigma K_{T4} = 26.4$), возможно, результат подтока растворимых форм из суглинистой толщи ($\Sigma K_G = 48.3$).

Между тем, выявленная в горизонте Т3 криогенная зона выщелачивания приурочена к устойчивой отрицательной аномалии ЭП, что свидетельствует о существовании в морозно-сухой толще вертикальной миграции растворимых форм ЭП. Так, на рис. 3.3 и 3.4 видна сравнительно устойчивая отрицательная аномалия в зоне морозного иссушения. В состав этой аномалии входят как катионогенные, так и анионогенные ЭП, что указывает на единый механизм миграции, обусловленный вертикальным движением поровой влаги.

Возможность существования зимнего потока вещества из почвы показана экспериментально [259]. Установлено, что в листовном лесу зимний поток CO_2 из почвы и с поверхности снежного покрова в приземный слой воздуха достигает ~ 10 г/м² газа, что составляет менее 15% его годовой эмиссии. Поэтому, если существует зимний приток газообразных соединений из глубины почвы к ее поверхности, то параллельно с ним возможен и подъем поровой влаги, поскольку физические свойства снежного покрова обуславливают существование в зимнем профиле не только градиента упругости углекислого газа, но и водяного пара, а также и температурный градиент. Совокупное действие последних двух может поддерживать подток поровых растворов к поверхности в течение всего периода стояния снежного покрова.

Легнее последствие криогенного выщелачивания

Для исследованной территории продолжительность стояния снежного покрова составляет от 180 до 230 дней. Столь большая длительность существования снежного покрова не может не сказаться на характере летних процессов. Для проверки этой идеи в пределах строящейся буровой Харьяга-26 летом 1984 г. было вы-

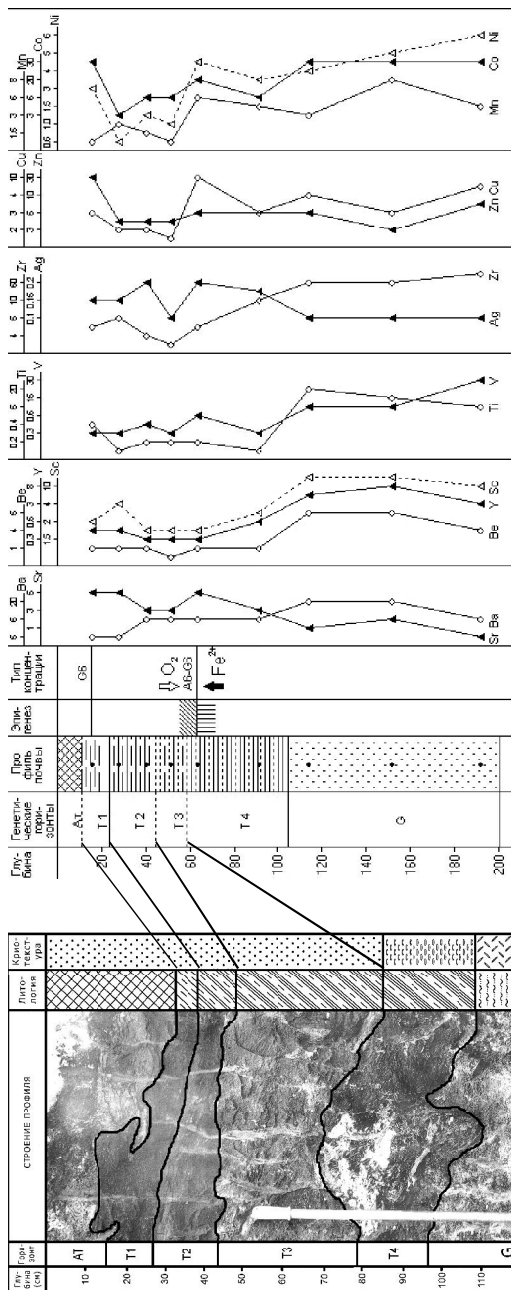


Рис. 3.3. Формирование криогенной зоны выщелачивания в мерзлом сезонно-талом слое: распределение ЭП в морозно-сухой торфяной толще и подстилающих суглинках (разрез 210, Харьяга-26).

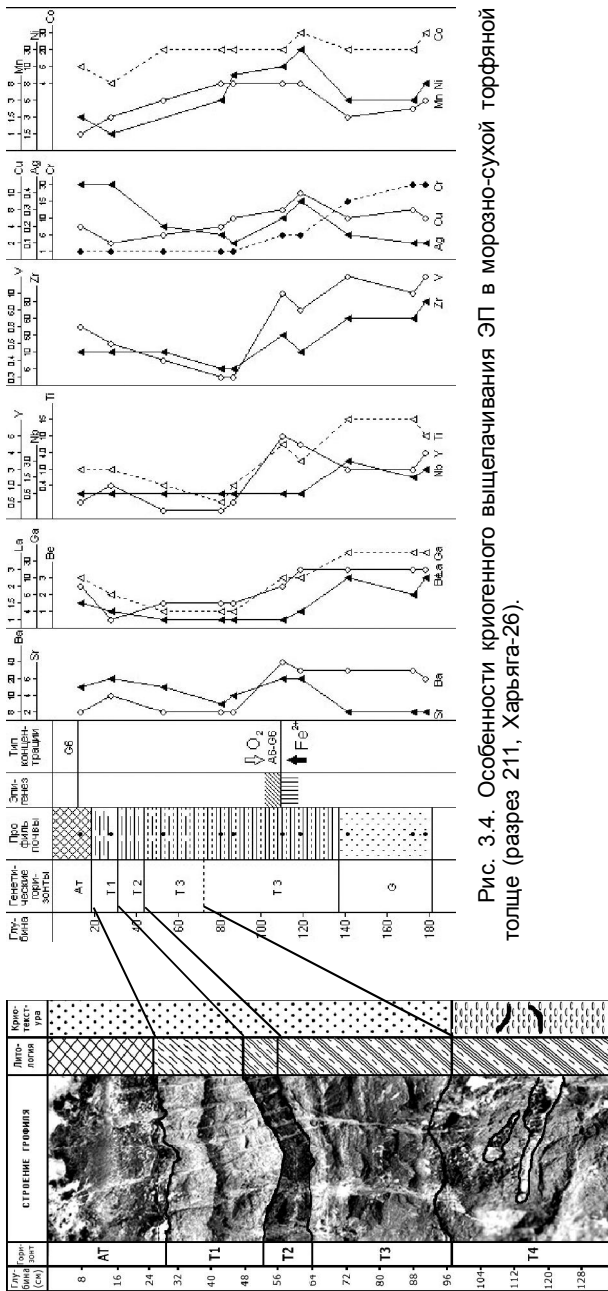


Рис. 3.4. Особенности криогенного выщелачивания ЭП в морозно-сухой торфяной толще (разрез 211, Харьяга-26).

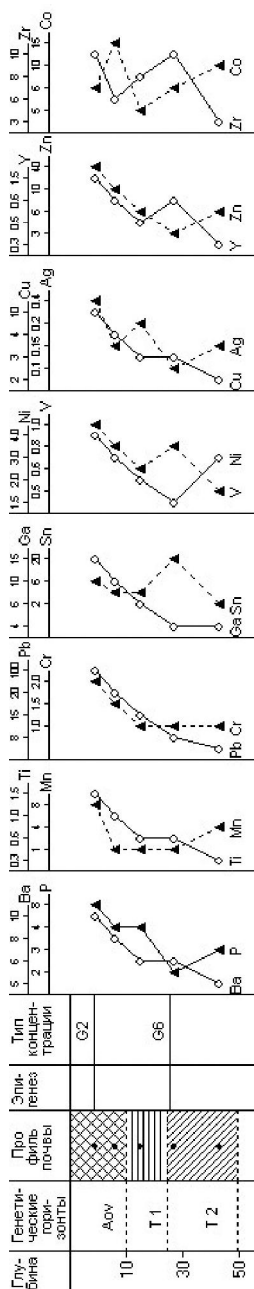


Рис. 3.5. Распределение элементов в сухо-торфяных почвах, транслювиальный ландшафт (разрез 279, буровая Харьяга-26).

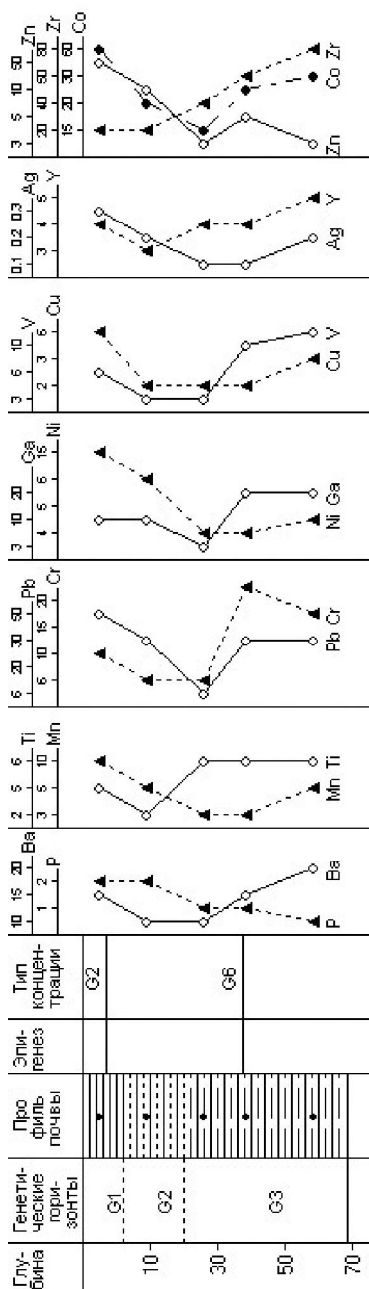


Рис. 3.6. Распределение элементов в краевой части берегового уступа озерной котловины (разрез 281, буровая Харьяга-26).

полнено повторное геохимическое опробование почв. Полученное распределение ЭП в профиле торфяных почв демонстрирует разрез 279 (рис. 3.5), который заложен рядом с зимним разрезом 212.

Летом поверхность представляет собой зеленомошно-кустарниковую тундру. Разрез вскрыл сухо-торфяную почву. Верхняя часть профиля представлена живым моховым покровом, подстилаемым мохово-сфагновым торфяным очесом, который залегает на хорошо разложившемся мохово-осоковом торфе. Для большинства элементов в верхней части профиля отмечается регрессивно-аккумулятивный тип накопления. Исключение составляют Ag, Y, Zr с прогрессивно-элювиальным и Co – с регрессивно-элювиальными типами распределения. Накопление элементов идет на сорбционном геохимическом барьере с образованием аномалий G2 и G6.

Аналогичное распределение ЭП – в разрезе 281, заложенном возле зимнего разреза 211 (рис. 3.6). В распределении элементов выделяются два уровня накопления. Верхнему уровню присущ регрессивно-аккумулятивный тип для Ba, Pb, Mn, Cr, Ni, Cu, V, Ag, Zn, Co, который в нижней части для большинства из них меняется на регрессивно-элювиальный. Для P, Rb по всей вертикали сохраняется регрессивно-аккумулятивный тип распределения.

При сопряжении этих двух ветвей распределения их общий вид становится похожим на аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип распределения (по: [199]). Поэтому аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип распределения ЭП в СТС может рассматриваться как отражение зимних процессов вертикальной миграции водорастворимых солей. Отмеченные процессы наиболее активно проявляются в зоне распространения многолетних пород, в пределах которой сезонно-талый слой смыкается с их кровлей (рис. 3.7).

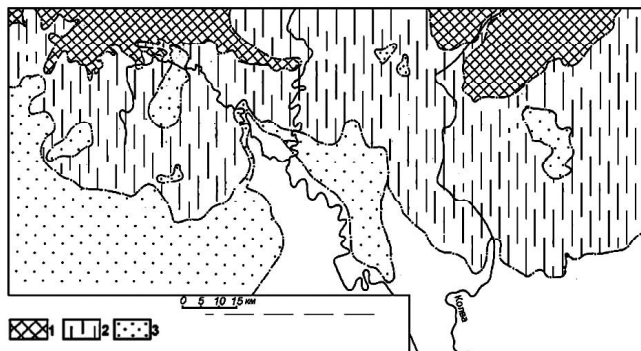


Рис. 3.7. Площадь распространения многолетней мерзлоты (по: [67]): 1 – СТС смыкается с кровлей многолетнемерзлых, 2 – СТС не смыкается с многолетнемерзлыми породами, 3 – зона спорадического распространения многолетнемерзлых пород.

Глава 4. ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ СУБАРКТИЧЕСКИХ ТУНДР ЯМАЛА

Территория современного Ямала в четвертичное время неоднократно подвергалась оледенению и морской трансгрессии, что обусловило относительную молодость ландшафтов [188]. Полуостров Ямал, окруженный широкой материковой отмелью Карского моря, сложен преимущественно морскими песками и глинами и является возвышенным участком погруженной в море равнины с абсолютной высотой 70 м над уровнем моря [191]. В конце 1970-х гг. на территории полуострова начались интенсивные работы по разведке и обустройству нефтегазовых месторождений. В результате в природных системах Ямала возникли деструкционные процессы, экологические последствия которых до конца не изучены. В этой связи необходимо детальнее исследовать геохимические особенности миграции и концентрации индикаторных химических элементов-примесей в современных ландшафтах Ямала, а также оценить экологические последствия геохимической трансформации тундровых ландшафтов Ямала в районах нефтегазодобычи. Только после этого можно предложить технологии эколого-геохимического мониторинга, адаптированные к природным условиям Ямала.

4.1. Черты неоген-четвертичной геологии Ямала

Геохимия ландшафтов Ямала во многом предопределена неоген-четвертичной историей. Неоген-четвертичные отложения на полуострове распространены повсеместно и представлены морскими и континентальными фациями. В структуре осадочной толщи выделяется плиоцен-плейстоценовый *ямальский комплекс*, залегающий с резким угловым несогласием на породах платформенного чехла. Комплекс сложен преимущественно песчано-глинисто-алевритовыми отложениями с включениями гальки, гравия и валунов. Формирование осадочной толщи ямальского комплекса обусловлено чередованием крупных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна в результате значительных колебаний уровня океана [148, 191].

В районе исследований отложения ямальского комплекса представлены *салехардской свитой* – сложным переслаиванием глинистых, суглинистых, супесчаных и песчаных горных пород с преобладанием суглинистых и глинистых тонкослоистых мореноподобных отложений в средней и нижней частях разреза. Верхняя часть разреза сильно опесчанена [148, 188]. Накопление отложений салехардской свиты шло в условиях максимальной трансгрессии Ямальского бассейна и характеризовалось сложной палеогеографической обстановкой. Свидетельство этого – чередование прослоев с конкрециями гидроксида железа (реже сидерита) и пирита [241]. Если образование гидроксида железа идет в окислительных (палеопочвенных?) условиях, то образование пирита происходит в восстановительных условиях при наличии погребенного органического вещества и сульфата морской воды. При анаэробном микробном разложении органического вещества выделяется сероводород, что, в конечном счете, приводит к образованию сульфида железа. В зоне восстановления железа породы имеют темный цвет, что может объясняться не только дисперсной примесью органического вещества, но и наличием дисперсного пирита.

На салехардской свите залегают с размывом морские и прибрежно-морские верхнеплейстоценовые отложения *казанцевского горизонта*, которые являются рельефообразующими для четвертой террасы с абсолютными отметками поверхности 50–85 м [191]. В средней части Ямала эта терраса занимает почти половину его территории [66]. В пределах района исследований казанцевские отложения имеют супесчано-суглинистый состав; содержание пылеватых и глинистых частиц может достигать 90%. Характерно наличие растительных остатков, образующих местами намывные торфяники [148], что считают одним из диагностических признаков казанцевских отложений [188]. Можно предполагать, что обстановка формирования казанцевского горизонта отличалась преобладанием восстановительных условий. Последнее дает основание считать, что образование геохимических аномалий шло по типам геохимических барьеров В6 и В7 А.И. Перельмана.

Верхний плейстоцен-голоцен представлен покровными отложениями: супесями и суглинками, слабо обледеневшими, пористыми. В них встречаются слаборазложившиеся остатки растительности и торф. Начало формирования покровных отложений связывают со временем освобождения территории из-под вод казанцевской трансгрессии [188].

Ландшафтно-геохимические исследования проводили на ключевых участках, прилегающих к территории Бованенковского газоконденсатного месторождения, и вдоль железной дороги «Об-

ская–Паюта–Бованенково». По физико-географическому районированию [191] исследованная территория относится к трем подзонам субарктических тундр: Западно-Ямальская низинная северная субарктическая тундра, Центрально-Ямальская средняя и южная субарктические тундры (рис. 4.1).

В геологическом строении *первого района* участвуют морские и прибрежно-морские средне-верхнечетвертичные отложения казанцевской свиты. Современные отложения представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями, которые в прибрежной зоне сменяются морскими осадками с повышенным содержанием

легкорастворимых солей (пылеватые пески и суглинки содержат от 0.15 до 1.0% солей, суглинки и глины – от 0.2 до 1.5%).

Мощность указанных отложений 50–100 м [188]. Мерзлые почво-грунты характеризуются преобладанием переслаивающихся песчано-супесчаных пылеватых отложений, подстилаемых глинами. Рельеф территории представлен террасированной поверхностью, в которой выделяют четыре гипсометрических уровня – 10–80 м. Террасы сильно осложнены овражной сетью [148, 191].

Криотекстуры многолетне-мерзлых почво-грунтов, представленных песчано-суглинистыми разностями, – слоистая и сетчатая. Объемная льдистость составляет 5–60% с преобладающими значениями 10–30%. Средняя многолетняя температура мерзлых грунтов составляет –4...–6 °С. Глубина сезонного оттаивания в суглинках, супеси, песках и торфе лежит в интервале 50–70, 60–90, 100–140, 20–60 см соответственно [188].

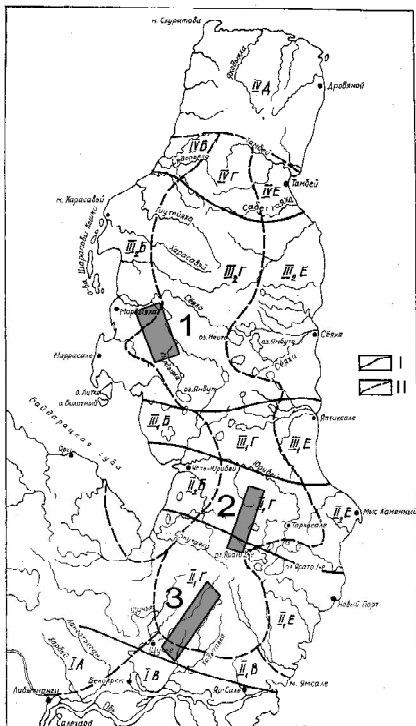


Рис. 4.1. Районы исследования. Ключевые участки: 1 – Западно-Ямальская низинная северная субарктическая тундра; 2 – Центрально-Ямальская возвышенная средняя субарктическая тундра; 3 – Центрально-Ямальская южная субарктическая тундра. I и II – границы подзон и провинций (по: [191, с. 95]).

В пределах Западно-Ямальской низинной тундры широко развиты мерзлотный крип и солифлюкция, сопровождающиеся оползневыми и термоэрозийными процессами. Повсеместно развиты термокарст и термоабразия берегов озер. На казанцевских отложениях развиваются озерные ландшафты низких и плоских позднечетвертичных морских террас.

Второй район расположен в осевой, наиболее возвышенной части полуострова. В его геологическом строении принимают участие средне-четвертичные ледниковые и ледниково-морские отложения салехардской свиты, а также более молодые отложения ледникового и водно-ледникового генезиса. Современные отложения представлены аллювиальными осадками [148]. Среди мерзлых почвогрунтов преобладают глинисто-суглинистые и песчано-супесчаные разности с незначительными включениями обломочного материала.

Криотекстура мерзлых грунтов в основном сетчатая и слоистая. Массивная криотекстура отмечается только для песчаных отложений. Объемная льдистость почво-грунтов колеблется в широких пределах – от 1–3 до 40–50%, с преобладающими значениями 5–15. С глубиной льдистость уменьшается. Средняя многолетняя температура мерзлых почво-грунтов составляет $-4...-6$ °С. Мощность сезонно-оттаивающего слоя (СТС) в суглинистых почвах достигает 70–90, супесчаных, песчаных и торфяных – 80–100, 120–160, 30–60 см соответственно [188].

В рельефе территории хорошо выделяются полого-холмистые грядовые образования с пологими склонами, поверхность которых часто осложнена полосами стока [191]. Выделяются ландшафты морских террас и приподнятых ледниковых и водно-ледниковых равнин, различающихся степенью расчлененности, и ландшафты постледниковых озерных равнин.

Третий район расположен в южной части п-ова Ямал. Его подпочвенный субстрат сложен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями позднечетвертичного возраста. Современные отложения представлены делювиальными и элювиальными фациями. Рыхлые отложения подстилаются коренными изверженными породами палеозоя – слабыветрелыми трещиноватыми порфиридами и габбро-диабазы [148, 167]. Верхняя часть почво-грунтов представлена суглинистой толщей небольшой мощности (до 1 м), иногда с включениями прослоев супеси, гравия и гальки.

Криотекстура суглинистой толщи преимущественно сетчатая и слоистая с объемной льдистостью до 10–30%, в щебнистых грунтах – только сетчатая и с объемной льдистостью 5–15%. Мощность СТС в суглинках 60–90, торфяных почвах – 30–60 см [188].

По геоморфологическим условиям выделяют крупно-грядовый и холмисто-грядовый рельефы. На вершинах холмов нередко каменные россыпи. Различаются ландшафты высоких водно-ледниковых равнин, денудационно-аккумулятивных наклонных равнин и денудационного низкогорья.

4.2. Геохимия Западно-Ямальской низинной северной тундры

На этой низинной субарктической территории выделяются два геоморфологических района.

Первый – это низкие, плоские позднечетвертичные морские террасы с множеством озер. Второй район характеризуется развитием разновысоких в значительной степени расчлененных средне- и позднечетвертичных равнин. Почвенный покров низинных тундр в основном представлен криоземами, алювиземами, на водоразделах нередко развиваются оподзоленные криоземы [90]. Растительность низинных северных субарктических тундр представлена сообществами, состав которых обусловлен различиями в дренированности территории, разницей экспозиции склонов, высотой снежного покрова. Статистические параметры распределения ЭП в почвенном покрове ландшафтов северных субарктических тундр приведены в табл. 4.1.

Из табл. 4.1 следует, что почвы северных субарктических тундр относительно обогащены такими ЭП, чья растворимость в тундровых почвах ограничена (Y, Ga, Sc, Sn, Mo, Zr, Nb). Вместе с тем, накопление в почвах Pb, Cr возможно вызвано их относительно высоким содержанием в почвообразующих породах.

Позднечетвертичные морские террасы

Для территории характерно много озер: в пределах долины р. Морды-Яха озерность составляет 15–20%. Почвообразующими породами являются морские отложения третьей террасы, с размывом залегающие на казанцевских отложениях и представленные песками, супесями и суглинками. Песок пылеватый, часто оторфованный [188]. Зональным типом почв данного региона являются *криоземы глеевые* [191], которые, как правило, занимают водораздельные участки и отличаются хорошим дренажем. Для почв отмечается относительное обогащение такими ЭП, чья растворимость в тундровых почвах ограничена, а именно Zr, Nb, Sn, Mo, Cr. Между тем, относительно высокие содержания P, Zn, Sr дают основание предположить, что почвы казанцевских низких морских равнин подщелочены.

Таблица 4.1

**Статистические параметры распределения элементов-примесей
в ландшафтах северных субарктических тундр, г/т**

Элементы	Ландшафты низких морских террас, n = 89				Ландшафты приподнятых равнин, n = 67			
	Q1	Me	Q3	КК	Q1	Me	Q3	КК
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы								
Sr	130	180	240	0.6	180	240	320	0.8
Ba	320	360	560	0.8	240	490	560	1.2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью								
Y	31	42	56	1.4	21	32	35	1.1
Sc	10	13	18	1.3	17	21	42	2.1
Ga	10	20	30	1.6	10	13	18	1.1
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью								
Ti	1300	1800	2400	0.4	1780	2370	4210	0.6
Zr	237	421	562	2.4	316	421	1000	2.4
V	42	56	99	0.6	42	56	177	0.6
Nb	32	56	65	7.3	56	75	99	9.8
Sn	10	13	17	4.4	13	17	24	5.8
Mo	1.7	4.8	5.6	3.2	1.7	3.2	5.6	2.1
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы								
P	1400	1700	1900	2.5	1700	2200	4800	3.2
V. Металлы-сульфофилы								
Zn	100	126	177	2.9	100	150	270	3.4
Cu	17	32	42	1.0	17	24	56	0.7
Pb	13	18	42	1.5	13	15	42	1.2
VI. Металлы-сидерофилы								
Mn	420	562	750	0.6	320	630	750	0.7
Co	13	17	24	1.2	13	17	32	1.2
Ni	18	24	32	0.6	18	32	42	0.8
Cr	100	130	180	2.2	13	17	32	0.2

Особенности распределения элементов-примесей в почвах

Примером образования геохимических аномалий в криоземах глеевых является распределение элементов в разрезе Я 2-7 (рис. 4.2), который заложен на плакорном участке. Поверхность – кустарничково-моховые с ивой и ерником пятнисто-бугорковатые тундры.

Микрорельеф представлен плоскими буграми высотой 0.3–0.6 и поперечником 10–20 м, на котором развит мелкобугорковатый нанорельеф. Разрез вскрыл торфянистые криоземы. Верхняя часть

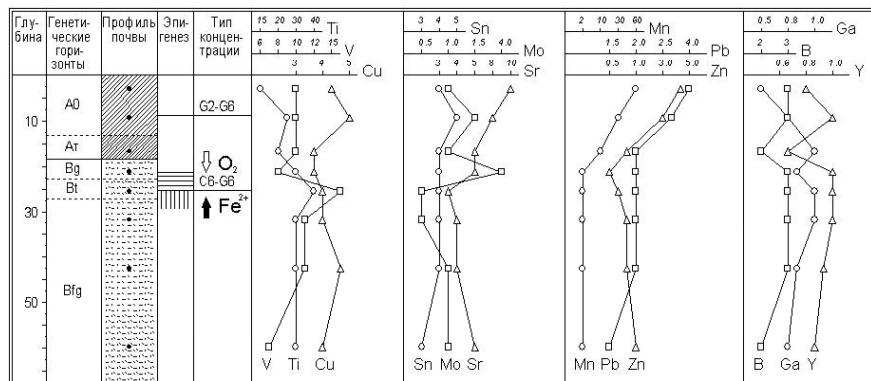


Рис. 4.2. Распределение химических элементов в торфянистых криоземах глеевых (разрез Я 2-7).

профиля – живой моховой покров и отмершие его части с примесью опада листьев кустарников и кустарничков, ниже которого залегает коричневый слабообразованный моховой торф. Нижняя часть профиля представлена серовато-бурым с сизым оттенком суглинком. В зоне капиллярного поднятия видны охристые прослойки – следы перераспределения гидроксидов железа.

В распределении ЭП отмечаются два уровня. Верхний совпадает с органическим горизонтом почвы, нижний отвечает опесчанному прослою суглинка. Верхняя аномалия образована элементами Cu, Y, Mo, Sn, имеющими сродство к органическому веществу, поэтому можно считать, что их концентрирование связано с сорбцией торфом. Тип аномалии по составу элементов близок к G2. В целом можно заключить, что в профиле имеет место элювиально-иллювиальная дифференциация вещества. Однако следует заметить, что в распределении Mn, Zn, Pb, Sr хорошо наблюдается регрессивно-аккумулятивный тип, который приурочен к верхней части профиля. Предполагается, что это следы зимней миграции ЭП в составе поровых растворов и последующего сорбционно-закрепления органическим веществом торфа в зоне морозного иссушения.

Образование аномалий в казанцевских равнинах

Казанцевские морские равнины по территории примерно равновелики с салехардскими, но занимают в рельефе более низкие уровни (абсолютные отметки 45–65 м). Отложения представлены переслаиванием пылеватого песка, супесей, суглинков с включениями растительных остатков. Почвенный покров водоразделов

представлен глеевыми криоземами. Низкие участки заняты торфоземами, алювиземами [191, с. 122]. Современная ландшафтно-геохимическая обстановка в пределах казанцевских отложений определяется унаследованностью от казанцевского времени. Наличие большого количества погребенной органики и сульфатов морской воды в поровом пространстве способствует развитию бактериальной сульфат-редукции и поддержанию резко восстановительных условий. Кроме того, вполне вероятно и глеевая среда без H_2S , что порождает подвижные формы железа в казанцевских отложениях. Попадая в зону разгрузки мерзлотной верховодки и окисляясь на кислородном геохимическом барьере, железо образует большие (до первых десятков квадратных метров) площади окрашенного субстрата.

Примером распределения элементов на кислородном геохимическом барьере в пределах казанцевских отложений служит разрез Я 90-4 (рис. 4.3), расположенный на склоне оврага, осложненного оползнями.

На дне оврага, заросшего осокой, открывается полоса стока. Поверхность почвы и водных растений покрыта коллоидными образованиями гидроксидов железа. Разрез вскрыл мерзлотную песчаную почву; мерзлотный водоупор залегает на глубине 68 см. Сразу под растительностью лежит слой интенсивно окрашенной почвы мощностью до 5 см, к которому приурочено относительное увеличение содержания Mn, Co, Ni, Cr, Cu, V. Для некоторых элементов этой ассоциации, а также для Ti, Y, Sr отмечается повышение концентрации, совпадающее с уровнем капиллярной каймы мерзлотной верховодки.

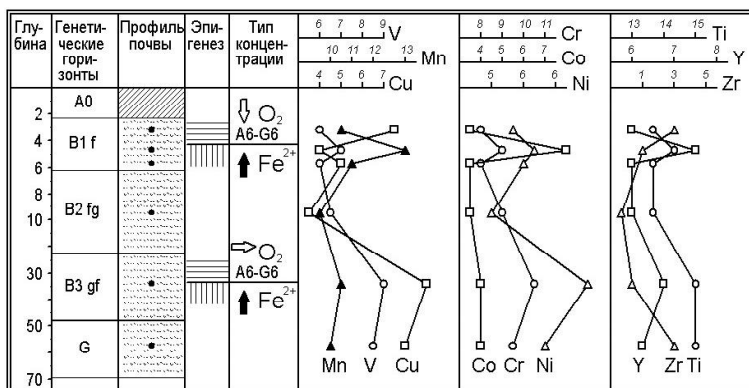


Рис. 4.3. Формирование геохимической аномалии в профиле торфянисто-глеяных почв (разрез Я 90-4).

Очевидно, что накопление Mn шло на кислородном барьере, на котором вначале окислялось Fe с образованием коллоида $\text{Fe}(\text{OH})_3$, в неизученной минеральной форме, возможно, в виде бактериогенного ферригидрита [253]. Концентрирование Cu, Ni и в меньшей мере Cr связано с их осаждением на возникшем железистом сорбционном барьере. Для Ti, Y, Sr, V рост содержания, очевидно, связан с увеличением глинистости этой части почвенного профиля. В зоне мерзлотного водоупора содержания Mn, Cu, Co, Ni и отчасти Cr убывают. Можно допустить, что это обусловлено процессом глеевого выщелачивания, при котором гидроксиды железа разрушаются, а сорбируемые ими металлы выносятся.

В целом можно отметить, что характерной особенностью казанцевских ландшафтов является широкое распространение условий, благоприятствующих формированию кислородно-сорбционных оксидно-железистых (реже оксидно-марганцевых) геохимических барьеров. В распределении ЭП в профиле почв часто встречается аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип с хорошо выраженным регрессивно-аккумулятивным типом распределения ЭП в верхней части сезонноталого слоя – следы зимней миграции ЭП в составе поровых растворов и последующего сорбционного закрепления органическим веществом торфа в зоне морозного иссушения.

Приподнятые равнины

Ландшафты занимают центральную часть полуострова. Здесь почвообразующие породы представлены отложениями казанцевской и салехардской свит. Для водораздельных участков, представленных типичной тундрой, распространенными типами почв являются торфяные и торфянистые глеевые криоземы, торфоземы. По мощности торфяного горизонта последние делятся на маломощные, среднемощные и мощные с толщиной торфяного горизонта соответственно до 30, 30–50 и более 50 см [191, с. 119]. Отдельно выделяются торфоземы на реликтовых разрушающихся торфяниках, для которых характерно наличие погребенного торфяного горизонта. Статистические параметры распределения ЭП в почвах ландшафтов приподнятых равнин даны в табл. 4.1. Как следует из данных табл. 4.1, отмечаются относительно высокие кларки концентрации⁷ для Sc, Zr, Sn, Nb, Mo, поскольку их миграция ограничена из-за слабой растворимости их соединений в тундровых условиях.

⁷ Здесь и далее в аналогичных таблицах расчет кларков концентраций ЭП в ландшафтах выполнен по отношению к региональному геохимическому фону (местному кларку).

Особенности распределения элементов-примесей в почвах

Особенности распределения элементов в профиле торфоземов демонстрирует разрез Я 2-17 (рис. 4.4).

Разрез заложен на привершинной части пологого склона, на поверхности которого – ерниковая мохово-лишайниковая бугристая тундра. Высота бугров 30–40 см, напочвенный покров представлен мохово-лишайниковыми ассоциациями с примесью редких кустарничков (брусника, водяника). Межбугорковые понижения заняты ерником и нередко имеют трещины, в которых обнажается минеральный грунт. Нижняя часть склона осложнена солифлюкционными валиками. Разрез вскрыл маломощный торфозем криогенно-глеевый.

Верхняя часть профиля (A_0) состоит из мохового покрова, растительного опада и мохового очеса (At); торфяной горизонт представлен коричневым моховым торфом. Минеральная часть профиля образована легким суглинком с голубыми и расплывчатыми окристыми пятнами.

В распределении ЭП отмечаются два-три уровня накопления. В верхней части профиля регистрируется относительное увеличение Pb, Zn, Co, Y, Mn на сорбционном геохимическом барьере, представленном слаборазложившейся моховой дерниной, тогда как накопление Ti, Sc, B, Co в нижней части органогенной толщи приурочено к моховому торфу.

На водоразделах в пределах исследованных участков типичной тундры встречаются реликтовые разрушающиеся торфяники. Часто они открываются в обрушивающихся стенках оврагов, эрозивных промоинах. Как правило, в почвенном профиле они пред-

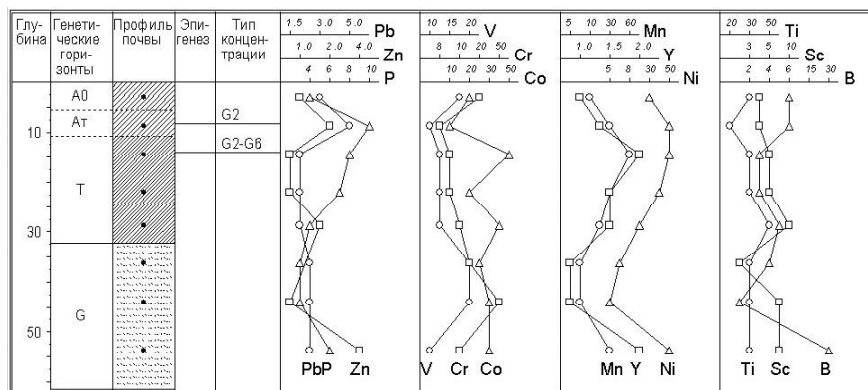


Рис. 4.4. Распределение элементов в маломощных торфоземах криогенно-глеевых (разрез Я 2-17).

ставлены погребенным торфяным горизонтом, отличающимся по составу от верхнего торфяного слоя (разрез Я1-11, рис. 4.5).

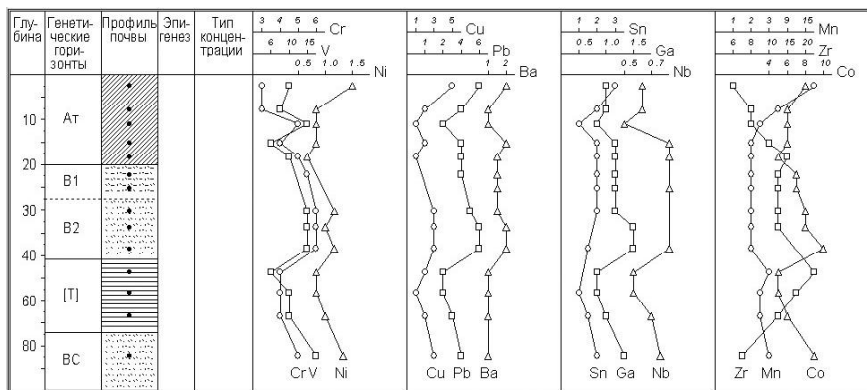


Рис. 4.5. Распределение элементов в оторфованных криоземах в пределах реликтовых торфяников (разрез Я 1-11).

Разрез заложен на бровке глубокого оврага (12 м), открывающегося в долину реки. Разрез вскрыл в супесчаной почве погребенный торфяник. Относительно невысокие содержания в нем ЭП, по сравнению с вмещающими супесчанистыми породами, возможно связаны с глеевым выщелачиванием.

Образование аномалий в салехардских равнинах

В районе исследований отложения салехардской свиты слагают наиболее возвышенные участки и представлены, главным образом, песчаной пачкой с характерной горизонтальной слоистостью, с включением плоской гальки и гравия. Ведущим геохимическим процессом являлось окисление. Особенности распределения ЭП в пределах салехардской свиты показаны на примере разреза Я 91-1 (рис. 4.6).

Разрез заложен в стенке глубоко врезанного оврага ($h = 7$ м). Расчисткой вскрыты буровато-серые пески, перекрытые торфяной толщей. Края оврага осложнены оползнями, дно плоское, заросшее осокой; по тальвегу течет глубоко врезанный ручей. Песчаные отложения имеют неясно выраженную косую слоистость с затеками органического вещества. Торфяной горизонт неоднороден: верхняя часть образована моховым торфом, нижняя – моховым торфом с остатками древесной растительности. В толще торфа отмечаются опесчаненные прослои. В распределении ЭП на

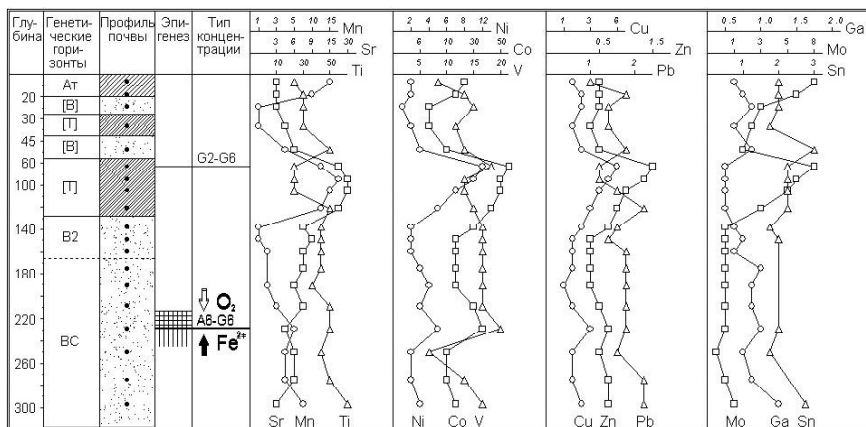


Рис. 4.6. Распределение элементов в оторфованных криоземах в пределах реликтовых торфяников (разрез Я 91-1).

блюдается хорошо выраженный уровень накопления, приуроченный к торфяному горизонту.

Нижняя часть профиля характеризуется относительно монотонным распределением ЭП. Небольшое увеличение содержания в этой части профиля Mn, Ni, Cr, Co, V, Cu, Zn связано с наличием кислородно-сорбционного барьера, который приурочен к темному песчаному прослою с примазками окислов марганца. Поскольку в мерзлотных ландшафтах широко развито оглеение, то некоторые ЭП могут мигрировать в форме гидрокарбонатов и органоминеральных комплексов [19, 168]. Наиболее активно эти процессы идут в сезонно-талом слое.

Другой характер накопления ЭП на кислородном геохимическом барьере демонстрирует разрез Я 91-4 (рис. 4.7), заложенный на водораздельном гребне, разделяющем долины двух небольших ручьев. Растительный покров здесь образован карликовой березкой, багульником, толокнянкой, кустистыми лишайниками. Проективное покрытие разомкнутое. Поверхность песчаных «раздувов» образована галечником. Разрез вскрыл песчаную толщу с чередующимися полосами оглеения и ожелезнения.

Здесь выявляются два окристых горизонта, отличающихся накоплением ЭП. В обоих горизонтах накапливаются Ti, Mn, Cr, Zr. Для Co, Cr, Nb регистрируется только один пик – верхний, хотя тенденция увеличения их содержаний в нижней части профиля сохраняется. Заметим, что аналогичный ход распределения ЭП может быть обусловлен просто изменением литологического со-

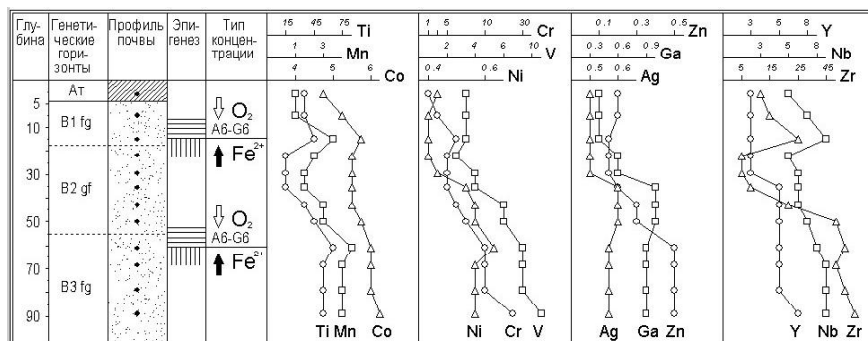


Рис. 4.7. Формирование геохимической аномалии в торфянисто-глеевых почвах (разрез Я 91-4).

става почвы на границе пески-суглинки, пески-галечник, торф-минеральный грунт.

В целом можно предполагать, что широкое распространение легких по механическому составу почв снижает контрастность геохимических аномалий в пределах салехардских отложений. Особенности вертикального распределения ЭП позволяют предполагать наличие аккумулятивно-элювиально-иллювиального (рис. 4.6) и элювиального (рис. 4.7) типов распределения вещества в почвенном профиле (по: [199, с. 72]).

4.3. Геохимия Центрально-Ямальной средней тундры

Внешне средние возвышенные субарктические тундры Центрального Ямала мало отличаются от северных. Вместе с тем, в границах провинции они имеют и некоторые геоморфологические особенности, и здесь выделяются три типа территорий: 1) средне-позднечетвертичные низкие плоские морские террасы и равнины, 2) ледниковые водно-ледниковые равнины, 3) постледниковые озерные равнины.

Морские террасы и равнины

Подстилающие породы представлены большей частью казанцевскими отложениями, в почвенном покрове преобладают криоземы глеевые; в зависимости от мощности органического горизонта среди них различают оторфованные, торфянистые, торфяные, дерновые. На участках с активным промывным режимом развиваются подзолистые почвы. Растительный покров представлен ерниково-кустарничково-моховыми бугорковатыми тундрами и плоскобугристыми болотами.

Исследовался участок, благоприятный для развития окислительного процесса; он расположен в пределах среднечетвертичных морских отложений ямальской свиты и современных делювиально-солифлюкционных осадков. Это слабохолмистая местность с широким развитием озерно-болотных отложений. Долины водотоков и озерные котловины хорошо выражены. В зонах разгрузки мерзлотной верховодки часто наблюдаются большие охристые пятна гидроксидов железа площадью до первых десятков квадратных метров. На вершинах холмов, грив и возвышенностей часто отмечаются ветровые раздувы; почвы представлены подзолами.

Статистические параметры распределения ЭП в почвенном покрове ландшафтов морских террас и равнин приведены в табл. 4.2. Как следует из данных табл. 4.2, в почвах из литофилов накапливаются Ga, P. Возможно, что накопление Ga обусловлено относительно высоким содержанием ЭП в подстилающих породах, тогда как для P – биогенным накоплением. Повышенные содержания Pb, фиксируемые на ключевых участках, прилегающие к строящейся железной дороге, очевидно, имеют техногенную природу. Содержание других ЭП ниже фона, что, возможно, обусловлено их низким содержанием в почвообразующих породах.

Растительный покров здесь несомкнутый, на поверхности видны пятна минерального грунта – ветровые раздувы. Распределение ЭП в подзолистых почвах демонстрирует разрез Я 2-1, заложенный на бровке коренного берега озера (рис. 4.8).

Разрез вскрыл тундровую подзолистую супесчаную почву. Органический горизонт представлен грубо торфянистым опесчанен-

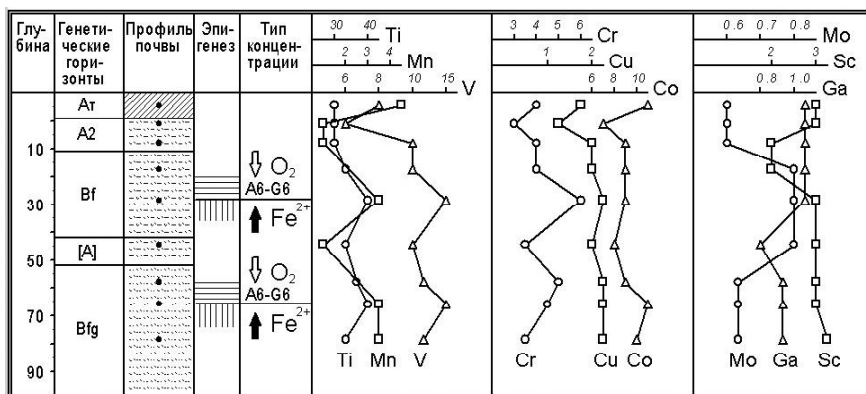


Рис. 4.8. Образование геохимических аномалий в пределах почв с активным промывным режимом (разрез Я 2-1).

Таблица 4.2

**Статистические параметры распределения элементов-примесей
в почвах ландшафтов средних возвышенных субарктических тундр, г/т**

Эле- менты	Ландшафты морских террас и равнин, n = 32				Ландшафты ледниковых и водно-ледниковых равнин, n = 78				Ландшафты постледниковых озерных равнин, n = 39			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы												
Sr	32	38	42	0.1	42	46	56	0.1	42	47	56	0.1
Ba	100	130	180	0.3	100	130	180	0.3	100	110	180	0.2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью												
Y	5.6	6.6	10	0.2	5.6	6.6	7.5	0.2	5.6	7.5	10	0.2
Sc	1.3	1.7	4.2	0.2	1.7	2.2	3.2	0.2	3	3.1	3.2	0.3
Ga	13	18	20	1.5	7	8	10	0.6	6	10	13	0.8
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью												
Ti	2200	3200	4200	0.8	1800	3200	4200	0.8	3160	3400	4200	0.9
Zr	13	18	32	0.1	56	75	99	0.4	56	60	75	0.3
V	54	65	99	0.7	54	75	99	0.8	99	110	130	1.2
Nb	5.6	7.5	9.9	1.0	5.6	6.6	7.5	0.8	3.2	4.2	5.6	0.5
Sn	1.7	2.2	3.2	0.7	1	1.7	3.2	0.5	1.7	3.2	4.2	1.1
Mo	0.3	0.5	0.6	0.3	0.3	0.6	0.7	0.3	0.6	0.7	0.9	0.5
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы												
P	1000	1300	1700	1.9	900	1100	1300	1.6	1000	1300	1700	1.9
V. Металлы-сульфофилы												
Zn	32	42	99	0.9	18	42	56	0.9	42	75	100	1.7
Cu	7	10	32	0.3	7	13	18	0.4	18	32	42	1.0
Pb	13	15	18	1.2	13	15	18	1.2	10	15	18	1.2
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	178	238	562	0.2	130	180	560	0.2	316	420	750	0.5
Co	6	7	13	0.5	5	7	10	0.5	75	99	133	7.0
Ni	6	10	17	0.2	6	9	13	0.2	13	18	32	0.4
Cr	6	7	13	0.1	5	7	10	0.1	75	99	133	1.7

ным горизонтом A_01 со следами криотурбаций. Ниже лежит мало-мощный белесоватый горизонт $A2$, подстилаемый пестроцветным супесчаным горизонтом, окрашенным гидроксидами железа, со слабыми следами оглеения. Наблюдается увеличение содержания ЭП (Mn, V, Pb, Ga, P) в нижней части профиля. В условиях хорошей дренированности в распределении ЭП отмечается в основном элювиально-иллювиальный тип.

Однако оно может нарушаться образованием кольматированного слоя из коллоидных образований гидроксидов железа, выполняющего при этом роль механического барьера. В почвенном профиле его положение индицируется охристым окрашиванием почвенного горизонта. К нему приурочено увеличение содержания ЭП, чья миграция не предполагает наличие растворимых форм миграции в условиях тундры (Ti, Ga, V), а также тех, накопление которых обусловлено сорбционными процессами на коллоидных образованиях железа (Mn, Cr).

Для пойменных почв (алювиземов) отмечается образование сорбционных геохимических аномалий, которые могут быть связаны с процессом кислого гидролиза [232]. Примером может служить разрез Я 2-3 (рис. 4.9), заложенный на участке с выклиниванием мерзлотной верховодки.

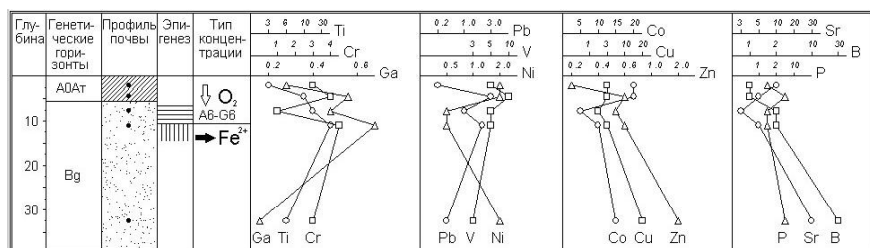


Рис. 4.9. Формирование геохимической аномалии в алювиземах в зоне разгрузки мерзлотной верховодки (разрез Я 2-3).

Разрез вскрыл аллювиально-глеевые криоземы. В профиле выделяется оторфованная подстилка (7 см), ниже залегает минеральный горизонт, сложенный суглинистым аллювием. На поверхности субстрата фиксируются яркие пятна гидроксидов железа. Геохимический профиль контрастный: на глубине 10 см отмечается аномалия, сформированная Ti, Cr, Ga, Pb. При этом увеличение содержания Ga, Pb происходит, вероятно, за счет их сорбции глинистыми частицами, образующимися в результате кислого гидролиза минеральной фазы почв. Можно выделить элювиальное распределение для Ni, Co, Cu, Zn, Sr, B и преимущественно аккумулятивное – для Ga, Ti, Cr, Pb, V.

В общем, в пределах исследованного участка широко развиты геохимические аномалии типа А6-Г6. Образование таких аномалий в ландшафтах пойм часто приурочено к зоне разгрузки мерзлотной верховодки; обычно это мочажина, в которой поверхность водных растений покрыта густым налетом коллоидных гидроксидов железа. Сравнение гидроксидов железа, взятых с поверхности

водных растений и минерального субстрата, показало существенные различия в их элементном составе (табл. 4.3). В гидроксидах, удерживаемых водорослями, накапливаются главным образом биофильные элементы (Mo, Zn, Cu, Mn, Ni), из литофилов – Ti, что несколько неожиданно. Вместе с тем, в гидроксидах, взятых с поверхности субстрата в зоне разгрузки мерзлотной верховодки, зафиксированы высокие содержания литофилов (Ti, Y, Ga, Zr, V). Из других ЭП можно отметить накопление Co, Cr, Pb.

Очевидно, что выявленные различия обусловлены генезисом гидроксидов: для первых можно предполагать образование с участием микроорганизмов [145], для вторых – химическим путем [137, 182].

Ледниковые и водно-ледниковые равнины

Это район развития преимущественно высоких в различной степени расчлененных средне- и верхнечетвертичных морских террас и равнин. Характерен полого холмистый рельеф с отметками 50–70 м. Здесь также широко развиты морские верхнеплейстоценовые отложения казанцевской свиты, являющиеся почвообразующими породами. В почвенном покрове преобладают криоземы глеевые; растительный покров сформирован ерниками травяно-моховыми, ерниковыми кустарничково-мохово-лишайниковыми бугорковатыми тундрами. На дренированных склонах отмечаются заросли ольховника, долины ручьев и края озерных котловин заняты густым ивняком. Среди почв широко представлены криоземы торфянистые оглеенные, частично тиксотропные, преимущественно супесчано-песчаные.

Статистические параметры геохимического фона даны в табл. 4.2. В почвах зафиксировано увеличенное содержание Р, что мо-

Таблица 4.3
Содержание химических элементов в гидроксидах железа

Элементы, %	В береговой зоне		В полосе стока	
	М	V%	М	V%
Типичные катионогенные литофилы				
Ba ($n \cdot 10^{-2}$)	9.9	1	–	–
Sr ($n \cdot 10^{-3}$)	8.9	5	–	–
Катионо- и анионогенные литофилы с постоянной валентностью				
Ti ($n \cdot 10^{-2}$)	9.8	29	7.3	17
Y ($n \cdot 10^{-3}$)	5.9	1	–	–
Ga	3.9	1	–	–
Zr	10	5	–	–
V	5.8	7	–	–
Mo ($n \cdot 10^{-4}$)	3.5	15	4	8
Металлы-сульфофилы				
Zn ($n \cdot 10^{-2}$)	8.8	11	9.9	13
Cu ($n \cdot 10^{-3}$)	5.5	15	4	21
Pb	4.5	1	–	–
Металлы-сидерофилы				
Mn ($n \cdot 10^{-2}$)	12.2	3	12.1	20
Cr ($n \cdot 10^{-3}$)	8	6	–	–
Ni	5.1	8	4.5	30
Co ($n \cdot 10^{-4}$)	6.1	11	–	–
Количество определений	27		12	

жет быть связано с торфообразованием. Накопление остальных ЭП выражено слабо и вероятно отражает их низкие содержания в подстилающих породах.

Особенности распределения элементов в торфянистых криоземах демонстрирует разрез Я 2-7 (рис. 4.10). Разрез заложен на плакорном участке. Он вскрыл криоземы торфяные глеевые. В напочвенном покрове отмечается угнетение сфагновых ценозов: на поверхности сфагновой дернины развиваются проростки зеленых мхов и пятна лишайников. Торфяной горизонт мощностью 12 см представлен слабо разложенным моховым торфом, ниже которого залегает опесчаненный торфяной горизонт А01 мощностью 5 см. Под ним с резким переходом залегает серовато-сизый тиксотропный песчаный горизонт с пятнами ожелезнения, а ниже располагается супесчаный горизонт с буровато-серой окраской. Характерно развитие восстановительных условий по всему профилю (диффузное оглеение).

В распределении ЭП отмечаются два уровня. Первый совпадает с торфяным горизонтом и характеризуется накоплением Ga, Y, Mo, Sn. Второй уровень представлен слабовыраженной геохимической аномалией А6-Г6 (Cu, Sc, Pb) в нижней части профиля и приурочен к тиксотропному горизонту. Для всех элементов наблюдается резкое изменение содержания на границе торф/супесь.

В пределах исследованной территории часто встречается биосорбционные и кислородно-сорбционные аномалии, формирующиеся на геохимических барьерах. Часто кислородные барьеры приурочены к тиксотропному горизонту и мало контрастны. Положение биосорбционных аномалий, как правило, совпадает с органическими горизонтами. В верхней части профиля они часто имеют

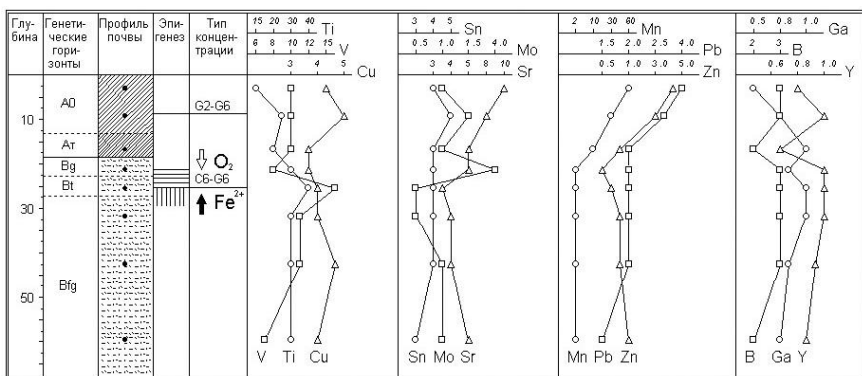


Рис. 4.10. Распределение элементов в криоземах торфяно-глеевых (разрез Я 2-7).

литофильный состав (Ga, Zr, Y, Mo, Sn), что, возможно, связано с пылевым загрязнением приземного слоя воздуха, в нижней состав аномалии определяется генезисом торфа. В целом же геохимический профиль слабо дифференцирован; распределение ЭП в профиле можно отнести к комплексному аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу.

Последниковые озерные равнины

Территория характеризуется широким развитием озерно-болотных ландшафтов с плоским рельефом и слабой расчлененностью. В почвенном покрове доминируют болотные почвы – торфоземы и торфокриоземы, в растительном покрове господствуют болотные ценозы. Широко распространены валиково-полигональные и травяно-моховые болота, нередко низинные осоковые болота [191].

Статистические параметры геохимического фона ландшафтов даны в табл. 4.2, в которой аномальные содержания отмечаются для V, P, Zn, Pb, Co, Cr. Высокая заболоченность и развитие процессов торфообразования обусловили относительно активное накопление данных ЭП в торфоземах.

Почвы изучали в хорошо выраженной в рельефе Лаборовской впадине. Здесь широко развиты озерно-болотные комплексы, характерна слабая расчлененность территории. Среди болот преобладают плоскобугристые валиково-полигональные; поверхность валиков занята ивняковой травяно-моховой (сфагновой) растительностью, а на полигонах чередуются сухие и мокрые участки. Первые (бугры) заняты кустарничково-лишайниково-зеленомошной растительностью, вторые (мочажины) имеют ивняково-ерниковые полосы, окаймляющие осоково-сфагновую растительность. По характеру болотной растительности выделяются болота осоково-гипновые и осоково-пушицево-сфагновые.

В почвенном покрове доминируют болотные почвы – торфоземы криогенные [90]. Особенности распределения ЭП в почвенном профиле демонстрирует разрез Я 2-12 (рис. 4.11), заложенный в центре плоского бугра. В растительном покрове отмечаются травы (осоки, злаки) и кустарнички (багульник, водяника, морошка), зеленые мхи, сфагнумы. В центральной части бугра встречаются отдельные пятна мертвой зеленомошно-сфагновой растительности с лишайниками на поверхности. Следует заметить, что для плоскобугристых валиково-полигональных болот и полигональных мелкобугорковатых тундр, развивающихся на делювиальных шлейфах в нижней части склонов, в напочвенном покрове часто отмечаются участки угнетения (вплоть до отмирания) сфагновых ценозов и внедрение в них зеленых мхов и лишайников.

кайме, положение которой совпадает с зоной окисления, происходит выпадение гидроксидов железа. При этом коллоидные образования железа (III) заполняют полости проводящих тканей отмерших мхов – происходит кольматация, сопровождающаяся сорбцией ЭП. Вместе с тем, уровень стояния капиллярной каймы не статичен – он с некоторым запаздыванием «следует» за понижением уровня мерзлотного водоупора, скорость опускания которого регулируется скоростью сезонного оттаивания мерзлых почв. Возможно, что этой асинхронностью обусловлен элювиально-иллювиальный тип распределения ЭП в нижней части торфяной толщи.

4.4. Геохимия Центрально-Ямальской южной тундры

В пределах провинции возвышенные южные тундры Центрального Ямала геоморфологически выделяются три района: 1) высокие холмистые слаборассеченные ледниковые и водно-ледниковые равнины, 2) денудационно-аккумулятивные наклонные равнины, 3) ландшафты денудационного низкогорья.

Высокие холмистые водно-ледниковые равнины

Территория прилегает к денудационному низкогорью и сложена палеозойскими отложениями, перекрытыми маломощным чехлом рыхлых ледниковых отложений. Почвообразующие породы в основном представлены базальтоидами. Современные осадки состоят из аллювиальных, болотных и элювиально-делювиальных отложений супесчано-суглинистого, реже глинистого состава. В почвенном покрове преобладают глеевые криоземы. Их статистические параметры приведены в табл. 4.4, из данных которой видно, что содержание большинства ЭП не превышает геохимического фона. Исключением являются Cr, Co, P, Pb. Предполагается, что аномалии перечисленных ЭП связаны с их повышенным содержанием в почвообразующих породах.

Распределение ЭП в почвах ледниковых равнин демонстрируется на примере разрезов Я 2-17 и Я 2-18, заложенных в средней части склона в пределах склонового делювия. Поверхность – мелкобугорковатая тундра с зеленомошно-лишайниковой хвощевой растительностью; среди почв на склоновом делювии доминируют глеевые криоземы.

Разрез Я 2-17 (рис. 4.12), заложенный в центре бугра, вскрыл торфянистые криоземы глеевые.

Верхняя часть профиля представлена торфяным горизонтом (10 см), подстилаемым криогенным горизонтом $A_{кр}$ – черно-бурым творожистым органоминеральным горизонтом мощностью 1.5–

Таблица 4.4

**Статистические параметры распределения элементов-примесей
в почвах ландшафтов южных возвышенных субарктических тундр, г/т**

Элементы	Ландшафты высоких холмистых водно-ледниковых равнин, n = 46				Ландшафты денудационно-аккумулятивных наклонных равнин, n = 81				Ландшафты денудационного низкогорья, n = 102			
	Q1	Me	Q3	КК	Q1	Me	Q3	КК	Q1	Me	Q3	КК
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы												
Sr	32	42	56	0.2	18	32	42	0.1	13	20	56	0.1
Ba	100	200	300	0.5	56	81	100	0.2	42	86	100	0.2
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью												
Y	5.6	6.1	7.5	0.2	5.6	7.5	9.9	0.3	5.6	7.5	9.9	0.2
Sc	1.7	2.2	3.2	0.2	2.4	3.2	4.2	0.3	1.7	3.2	4.2	0.3
Ga	5	7	10	0.5	7	10	18	0.8	10	20	30	1.7
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью												
Ti	1800	2400	3200	0.6	1000	2200	3200	0.5	750	1000	3200	0.3
Zr	56	64	75	0.4	32	56	75	0.3	32	42	75	0.3
V	56	75	99	0.8	75	120	170	1.3	75	94	170	1.0
Nb	3.2	4.2	5.6	0.5	3.2	4.6	5.6	0.6	3.2	4	5.6	0.5
Sn	1.7	2.6	3.2	0.9	3.2	4.2	5.6	1.4	2.4	3.2	4.2	1.1
Mb	0.56	0.67	0.75	0.5	0.56	0.75	0.99	0.5	0.56	0.75	0.99	0.5
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы												
P	800	900	1100	1.3	320	1000	1700	1.4	320	860	1700	1.3
V. Металлы-сульфофилы												
Zn	32	42	56	0.9	32	42	100	0.9	32	49	90	1.1
Cu	13	18	32	0.5	24	57	100	1.8	13	24	57	0.8
Pb	13	16	18	1.3	10	16	18	1.3	10	13	18	1.1
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	130	190	420	0.2	180	560	750	0.7	316	240	560	0.3
Co	56	78	99	5.5	99	133	420	8.1	56	99	320	7.1
Ni	7	12	13	0.3	32	99	320	2.6	10	18	42	0.5
Cr	56	78	99	1.3	99	320	420	5.5	56	99	320	1.7

2.0 см. На его границе с делювиальным суглинком отмечается тонкий кольматированный слой, образованный гидроксидами железа. Нижняя часть профиля оглеена и имеет голубовато-серую окраску. В зоне $A_{кр}$ и окрашенного минерального прослоя формируется кислородно-сорбционная геохимическая аномалия типа А6-Г6.

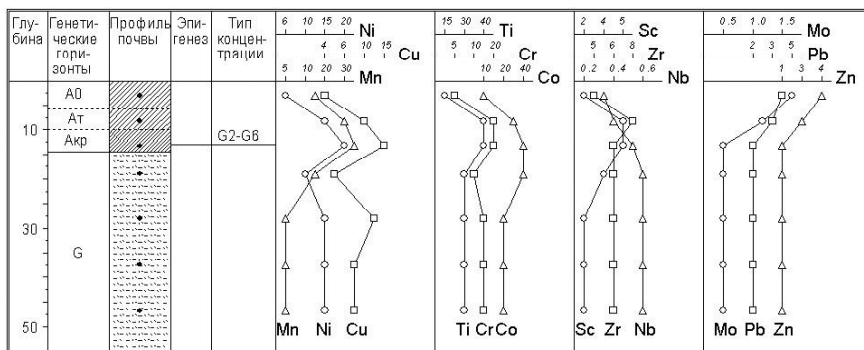


Рис. 4.12. Распределение элементов в почвах, развивающихся на склоновом делювии (разрез Я 2-17).

В распределении ЭП наблюдаются три типа: для Mo, Zn – регрессивно-аккумулятивный, Mn, Ni, Cu, Ti, Cr, Co, Sc, Zr – преимущественно аккумулятивно-элювиально-иллювиальный и для Nb – элювиальный. Образование первой ассоциации обусловлено биологическим поглощением, формирование второй во многом обусловлено сорбционными процессами, поступление Nb, по-видимому, связано со склоновым делювием.

Разрез Я 2-18 (рис. 4.13) заложен в краевой части полосы стока. Он вскрыл глеевый торфозем, верхний горизонт которого образован однородной торфяной залежью мощностью 35–40 см; здесь фиксируются прослой торфа, кольматированные гидроксидами железа. Минеральный горизонт представлен оглеенным супесчаным делювием – влажным, тиксотропным.

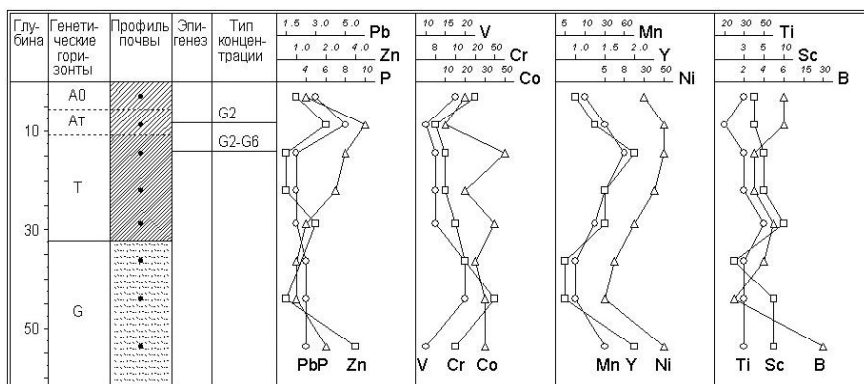


Рис. 4.13. Распределение элементов в отложениях склонового делювия (разрез Я 2-18).

Распределение ЭП в профиле контрастное, в его верхней части наблюдается геохимическая аномалия, совпадающая с корнеобитаемым горизонтом. В средней части накопление ЭП приурочено к прослоям торфа. В этой зоне совмещены два типа сорбционного накопления – органическим веществом торфа и коллоидными образованиями гидроксидов железа, что придает определенную комплексность геохимической аномалии, в состав которой входят как анионогенные (P, Y, Sc), так и катионогенные (Co, Mn, Ni) элементы. Кроме того, приуроченность аномалии марганца к прослою с гидроксидами железа свидетельствует о наличии Eh-зональности в данной части профиля (известно, что для осаждения марганца нужны более окислительные условия, нежели для железа). В зоне мерзлотного водоупора отмечается аномалия Zr, Cr, Ga. Ее появление, возможно, обусловлено формированием надмерзлотного иллювиального максимума.

В некоторых случаях кривые распределения ЭП дают основание допускать и аккумулятивно-элювиально-иллювиальной процесс. Примером служит разрез Я 2-6 (рис. 4.14).

Разрез заложен на плакорном участке. Поверхность – мелкобугорковатая лишайниковая тундра. Верхняя часть профиля представлена органогенными горизонтами А0-Ат и подстилается белесоватым с коричневатым оттенком опесчаненным горизонтом А2. Ниже с резкой границей залегает коричневатый супесчаный уплотненный гумусированный горизонт, подстилаемый супесчаной толщей со следами оглеения и ожелезнения.

Среди почв в нижней части делювиального склона преобладают торфяные глеевые криоземы. Несколько иной характер рас-

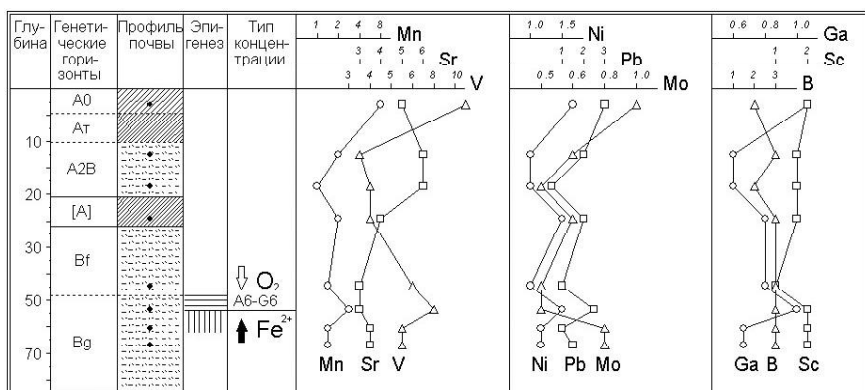


Рис. 4.14. Формирование геохимической аномалии в торфянисто-подзолистой глеевой почве (разрез Я 2-6).

пределах ЭП мы видим в разрезе Я 2-20 (рис. 4.15). Разрез вскрыл криоземы глеевые. Горизонт А0 – живой сфагнум, который развивается на торфяной дернине (Ат), образованной зелеными мхами. В зоне контакта торф/легкий суглинок расположен криогенный горизонт $A_{кр}$, подстилаемый прослоем минерального грунта, кольматированного гидроксидами железа. Ниже залегает глеевый горизонт, представленный сизым легким суглинком (G) с новообразованиями рыхлых конкреций гидроксидов железа, связанных иллювиальным процессом. Мерзлотный водоупор залегает на глубине 80 см.

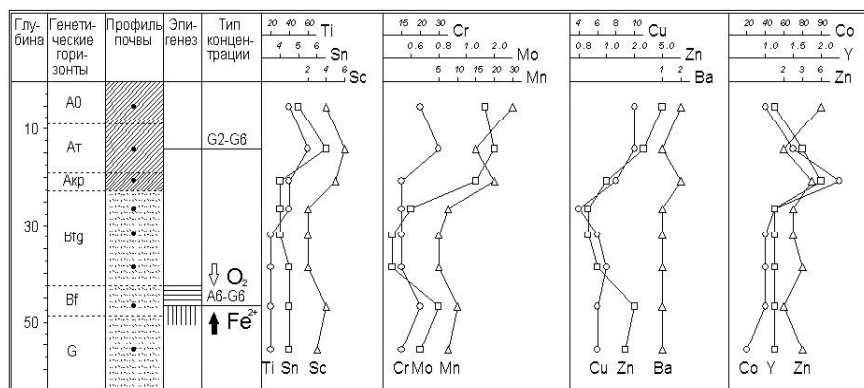


Рис. 4.15. Распределение элементов в криоземах глеевых в пределах плоскобугристых торфяников (разрез Я 2-20).

В распределении ЭП отмечаются три максимума. В верхней части профиля их два: первый совпадает с торфяным горизонтом, второй – с $A_{кр}$. В глеевом горизонте увеличение содержания элементов совпадает с положением в профиле железистых новообразований. Профильное распределение ЭП можно отнести к аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу. Верхняя аномалия (Sr, Cr, Sn, Mo, Sc), по-видимому, связана с биогенным накоплением (G2-G6), а нижняя образовалась на кислородно-сорбционном геохимическом барьере типа А6-G6.

В целом, особенности распределения ЭП в почвенном покрове данного района определяются особенностями торфообразования и, возможно, изменением режима увлажнения, о чем свидетельствует смена моховых сообществ лишайниковыми.

Денудационно-аккумулятивные наклонные равнины

Такие ландшафты расположены на крайнем юго-западе Ямала и представлены каменистой тундрой. Рельеф здесь высокий, хол-

мистый, слаборассеченный. Склоны имеют хорошо выраженный линейный рисунок полос стока. Хорошо развита сеть ручьев, много мелких озер. Нижняя часть склонов и подножье часто заболочены. Почвы преимущественно суглинистые, реже супесчаные с примесью гравия и гальки, подстилаемые обломочными грунтами. Часто встречаются глыбовый, щебнистый и дресвяный грунты с супесчано-суглинистым заполнением. В почвенном покрове преобладают подбуры и подзолы. Почвы представлены суглинистыми и супесчано-песчаными разностями, в местах выхода кристаллических пород – суглинистым делювием основных пород [188].

Статистические параметры распределения ЭП в почвах ландшафтов денудационных наклонных равнин приведены в табл. 4.4, где отмечается относительно высокое содержание Sn, V, P, Cu, Pb, Co, Ni, Cr. Возможно, это обусловлено высоким содержанием минеральных форм данных ЭП в почвообразующих породах, а также низкой растворимостью их соединений в условиях тундры.

Для почв характерен активный промывной режим, органогенный горизонт очень тонок. Распределение ЭП в профиле этих почв демонстрирует разрез Я 2-21 (рис. 4.16). Разрез заложен на вершине каменистого холма. Растительный покров сплошной, много злаков. Верхняя часть профиля представлена тонким торфяно-суглинистым горизонтом, ниже которого залегает суглинистый мелкозем, подстилаемый буровато-коричневой гравийно-галечниковой толщей.

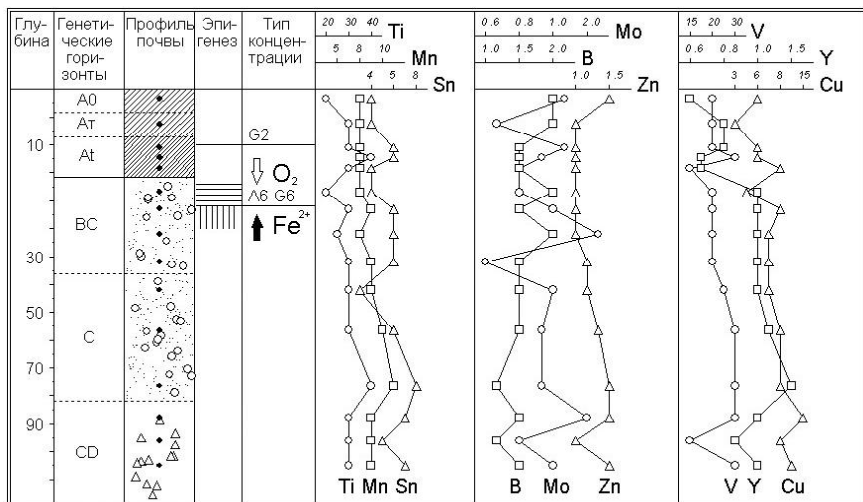


Рис. 4.16. Распределение элементов в профиле делювиальных отложений (разрез Я 2-21).

В профиле выделяются две зоны накопления ЭП. Верхняя совпадает с оторфованным суглинистым горизонтом (тип барьера G2), нижняя связана с иллювиальным процессом и достигает наибольшего развития в зоне мерзлотного водоупора. Таким образом, тип распределения ЭП в почвенном профиле – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный. Иллювиальные максимумы большинства ЭП не совпадают; вероятно, это можно объяснить разной подвижностью компонентов.

Нижняя часть склона холма сильно увлажнена, микрорельеф осложнен солифлюкцией и суффозионными просадками, занятыми мочажинами; поверхность – плоскобугристая тундра. Разрез Я 2-23 (рис. 4.17) вскрыл торфяные почвы – среднемощный (45 см) торфозем, в котором видны слои разных генераций.

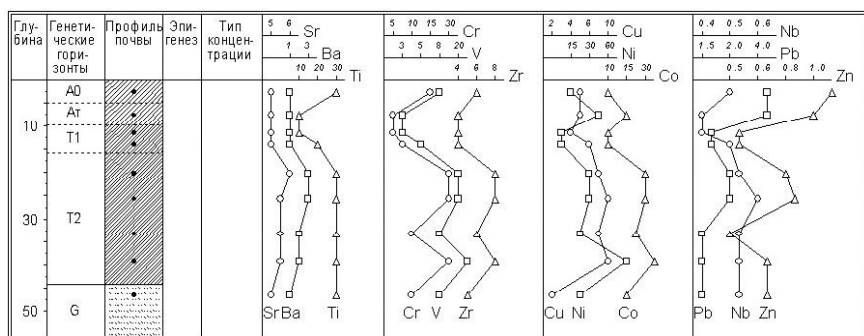


Рис. 4.17. Распределение элементов в торфяно-болотных почвах (разрез Я 2-23).

Горизонт T2 представлен прослоем плотного коричневого торфа с короткими растительными волокнами. На нем залегает слой рыхлого темно-бурого торфа (T1) с остатками древесной растительности, который перекрывается слаборазложившимся сфагновым торфом (At). Торфяная толща подстилается голубовато-серым делювиальным суглинком.

В распределении ЭП отмечаются два максимума. Первый приурочен к корнеобитаемому слою, второй – в торфяной толще. В самой торфяной толще распределение Sr, Ba, Ti слабо дифференцировано, а для остальных ЭП отмечается четкий аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип распределения. Высокая минерализация торфа и слабые различия в геохимии его разновидностей по линии геохимического профиля позволяют считать, что в нижней части склонов осаждаются выносимые сверху ЭП.

Ландшафты денудационного низкогорья. Тундровое редколесье

На границе Южного Ямала и предгорий Полярного Урала (северо-восточное Предуралье) преобладает крупно-грядовый, холмисто-грядовый, местами низкогорный рельеф. На вершинах холмов и гряд – скальные выходы и каменные россыпи. Абсолютные отметки – 150–200 м. Большая часть территории покрыта плащом ледниковых и водно-ледниковых отложений позднечетвертичного возраста (не более 20 м) и современными отложениями мощностью до 5 м. Субстрат почв обычно представлен суглинками, реже супесями с гравием и галькой, подстилаемый изверженными породами палеозоя – слабыветрелыми трещиноватыми порфиритами и габбро-диабазами. Отмечаются криогенное выветривание, морозная дифференциация, на склонах – медленная солифлюкция. В нижних частях склонов, сложенных элювием-делювием, нередко развиваются термокарстовые процессы. Растительный покров на ненарушенных участках представлен каменистой тундрой, но на склонах отмечаются полосы стока, заполненные суглинистым делювием. Они хорошо дешифруются на аэрофотоснимках по темным полосам, образованными линейными зарослями карликовой березки высотой не более 15 см. Почвенный покров маломощный, растительный покров не сплошной. Склоны заняты ольшаниками с ерниково-мохово-лишайниковым листовичным редколесьем, а их нижние части часто заболочены.

Статистические параметры распределения ЭП в почвах ландшафтов денудационного низкогорья даны в табл. 4.4, показавшей относительное накопление Ga, Co, Cr, что, возможно, обусловлено относительно высоким их содержанием в почвообразующих породах.

Распределение ЭП в почве и подстилающих породах демонстрирует разрез Я 2-25 (рис. 4.18), заложенный на привершинной части склона, на поверхности которого имеются каменные развалы.

Разрез вскрыл горно-тундровые каменисто-мелкоземистые почвы. Верхняя часть профиля представлена светлой супестью с примесью мелкозема. Напочвенный лишайниковый растительный покров маломощный и легко отделяется от минерального субстрата ($A_0 = 3-5$ см). Под ним залегают темно-бурый творожистый криогенный минеральный горизонт $A_{кр}$. Почвы характеризуются активным промывным режимом.

В распределении большинства ЭП выделяются элювиальный минимум и иллювиальный максимум, совпадающий с положением кислородно-сорбционного геохимического барьера. По характеру распределения ЭП в минеральном горизонте можно выделить

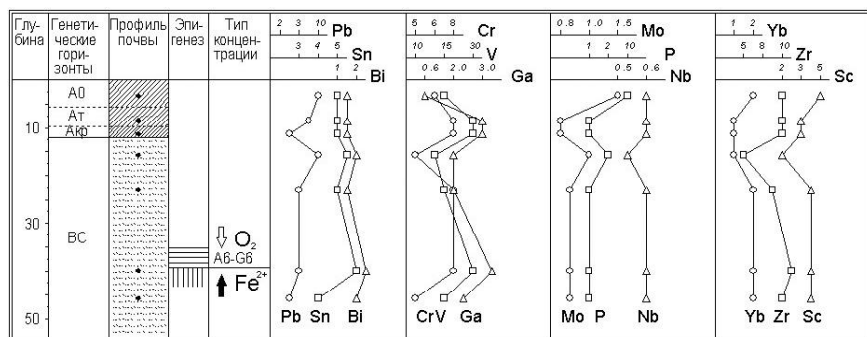


Рис. 4.18. Распределение элементов в горно-тундровых почвах (разрез Я 2-25).

три их группы. Первая включает Mo, P, Pb с регрессивно-аккумулятивным типом распределения, для второй (Nb, Yb, Sc) характерен прогрессивно-элювиальный, для остальных (Sn, Bi, Cr, V, Ga, Zr) – элювиально-иллювиальный тип распределения.

В нижней части склона в пределах солифлюкционного шлейфа заложен разрез Я 2-28 (рис. 4.19), вскрывший среднемощный криогенный торфозем, подстилаемый супесчаным делювием. Торфяная толща образована торфом различной генерации: хорошо разложившимся буровато-коричневым (внизу) и рыхлым мохово-древесным (вверху).

В распределении ЭП выделяются два максимума. Первый приурочен к корнеобитаемому горизонту, второй – к зоне контакта торф/делювий. При этом для Cr и Ga, тяготеющих к глинистым

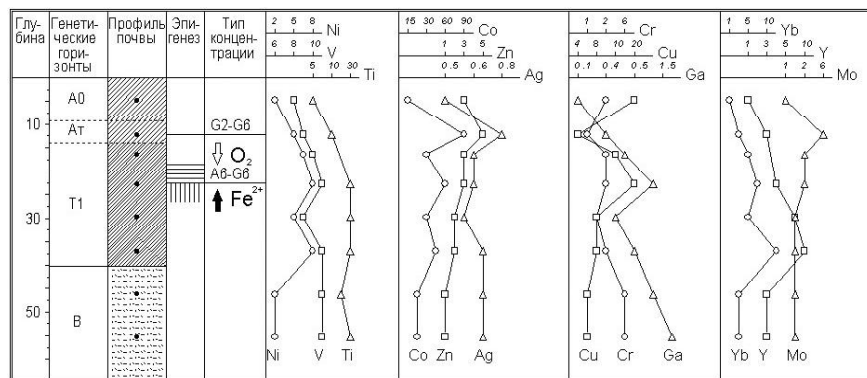


Рис. 4.19. Распределение элементов в горно-тундровой торфяно-болотной почве (разрез Я 2-28).

минералам, отмечается преимущественная аккумуляция в минеральном горизонте, а для Yb, Y, Ni, V и в меньшей мере для Ti и Mo наблюдается элювиально-иллювиальное распределение.

Для ландшафтов тундровых редколесий, развивающихся на пологих склонах в пределах ледниковых отложений, характерна слабая миграция ЭП. Поверхность склона часто осложнена солифлюкцией и занята мохово-кустарниковым листовенничным редколесьем (рис. 4.20). В нижней части склона развивается ерниковая тундра с солифлюкционными кочками и оплывинами. Почвы супесчаные с поверхностным оглеением, в верхней части имеются следы криотурбации. В нижней части склона почвы более глинистые и слабо тиксотропны.

Распределение ЭП в профиле подзолистых почв демонстрирует разрез Я 2-29 (рис. 4.21), заложенный в привершинной части холма. Почвы представлены комбинациями альфегумусовых глеевых криоземов и альфегумусовыми глееватыми подзолами [90, с. 109]. Для них характерен активный промывной режим. По типу распределения ЭП можно выделить элювиально-иллювиальный – для В, Y; элювиальный – для Zr, Ti; аккумулятивно-элювиально-иллювиальный – для Sr, Mn и регрессивно-аккумулятивный – для Ga, Cr, Pb.

Для почв, образованных комбинациями подзолов и альфегумусовых торфяных криоземов, отмечается развитие альфегумусового элювиального процесса, что проявляется в элювиально-иллювиальной дифференциации почвенного профиля – разрез Я 2-5 (рис. 4.22).

Этот разрез заложен на привершинной части склона в пределах торфянистых подзолисто-глеевых почв. Органическая часть почвы представлена мохово-лишайниковым горизонтом, подстилаемым коричневым слаборазложившимся торфом. Минеральная часть образована светло-серым горизонтом супеси с редкой галькой.

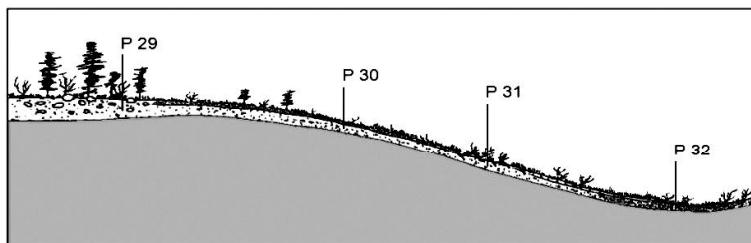


Рис. 4.20. Схема опробования по линии ландшафтно-геохимического профиля в пределах тундрового редколесья.

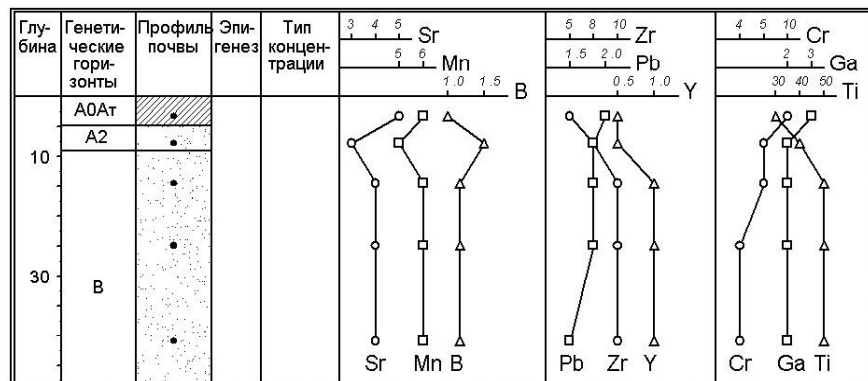


Рис. 4.21. Распределение элементов в тундрово-подзолистых почвах (разрез Я 2-29).

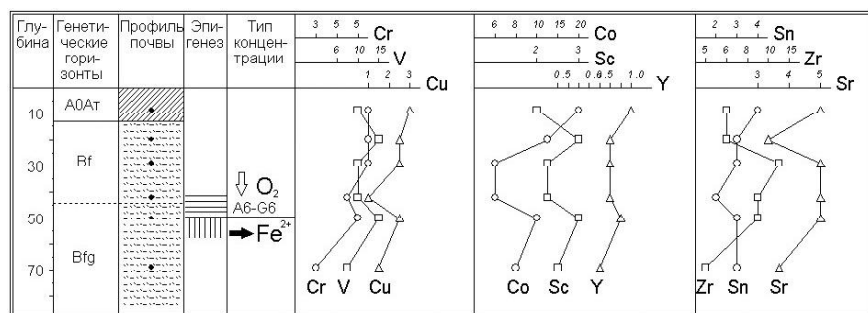


Рис. 4.22. Распределение элементов в торфянистых подзолисто-глеевых почвах при элювиально-иллювиальном процессе (разрез Я 2-5).

В профиле почвы отмечается аномалия A6-G6, совпадающая с положением капиллярной каймы мерзлотной верховодки. Элювиально-иллювиальная дифференциация почвенного профиля выражена очень четко, что, возможно, связано с глеевым выщелачиванием.

4.5. Региональные геохимические особенности ландшафтов Ямала

Приведенные материалы, характеризующие геохимию разных ландшафтных фаций Ямала, позволяют сделать определенные обобщения, выделив несколько ведущих процессов. Известно, что основным фактором современной геохимической дифференциации почвенного покрова на Ямале является торфообразование [192].

Наряду с этим мы можем отметить еще два сопряженных геохимических процесса – ожелезнение почв и накопление железа в поверхностных водах.

Криогенное выщелачивание и ожелезнение почв

В приповерхностной части профиля автоморфных почв, как правило, отмечается относительно стабильный окислительно-восстановительный режим с преобладанием окислительных реакций [123]. Однако из данных табл. 4.5 видно, что во всех разрезах явно повышенное содержание подвижных форм железа в верхней части профиля.

Здесь же, несмотря на окислительную обстановку, зарегистрированы и самые высокие содержания закисного железа (оксид железа II). Такое же преобладание закисного железа над окисным (оксид железа III) выявлено для открытой поверхности, образовавшейся на месте сплыва почвы. Предполагается, что сохранение части морского сульфата в условиях восстановительной среды, обеспечивающей существование Fe(II), делало железо актив-

Таблица 4.5

Распределение растворимых форм железа* в профиле мерзлотных почв Центрального Ямала, мг/100 г почвы

Номер разреза. Рельеф. Почва**	Глубина, см	Растворимые формы		
		Fe ₂ O ₃	Fe ²⁺	Fe ³⁺
Я 7. Плакорный участок в средней части пологого склона с травяно-кустарничково-лишайниково-моховой растительностью. Криозем глеевый торфянистый	6	479.0	0.456	0.024
	15	375.2	0.444	0.040
	30	319.4	0.038	0.406
	55	207.6	0.136	0.264
Я 9. Привершинная часть склона пологой гряды, осложненного криогенным сплывом, и с ветровыми раздувами. Растительность представлена угнетенным подростом ивы, редкими куртинками злаков и пятнами лишайников. Криозем дерново-глеевый	13	415.2	0.276	0.208
	17	247.5	0.120	0.332
	21	582.8	0.324	0.132
	33	542.9	0.352	0.104
	52	1341.3	0.152	0.316
Я 10. Плоско-выпуклая вершина гряды с травяно-кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью. Криозем глеевый торфянистый	75	319.4	0.452	0.024
	9	526.9	0.144	0.320
	23	271.5	0.176	0.256
	42	415.2	0.448	–
Криозем глеевый торфянистый	63	319.4	0.428	0.124
Поверхность криогенного сплыва возле разреза Я9	1	638.7	0.452	0.016

Примечания: * Определение подвижных форм железа выполнено в лаборатории экологии почв Института экологии растений и животных УрО РАН; ** Названия почв даны по номенклатуре, приведенной в работе В.С. Дедкова [191].

ным мигрантом в зимний период и обеспечивало подток водорастворимых форм в составе пленочной жидкости в верхнюю часть почвенного профиля. Возможность существования подобного механизма в мерзлой толще известна давно. Так, эксперименты по определению скорости миграции ионов в мерзлых породах, проводившиеся в Антарктиде, показали, что ионы ^{36}Cl мигрируют за 25 дней на расстояние 7 см [261]. Вместе с тем, известно, что с понижением температуры системы уменьшается роль объемной диффузии и увеличивается диффузия поверхностная по границам зерен, возрастающая с уменьшением размеров [236]. В нашем случае это обстоятельство важно, так как для почвообразующих пород казанцевской свиты присуще высокое содержание пылеватой фракции [188]. Перемещение ионов металлов к поверхности происходит в составе пленочной воды. Интенсивность и направление ее миграции в зимний период контролируется физическими свойствами снежного покрова, которые обеспечивают существование в снежной толще и верхней части профиля мерзлых почв не только градиента упругости водяного пара, а также и температурный градиент. Совокупное их действие может поддерживать вертикальную миграцию поровых растворов в мерзлых почвах к поверхности в течение всего периода стояния снежного покрова. В результате в приповерхностной части сезонно оттаивающего слоя за зиму формируется криогенный солевой ореол из легко растворимых форм железа. Предполагается, что в качестве таковых могут выступать многоводные кристаллогидраты – сульфаты железа, различающиеся только по количеству гидроксильной и молекулярной воды (табл. 4.6). Выбор обусловлен тем, что: а) в их кристаллизации немаловажную роль играют процессы, протекающие на фоне отрицательных температур; б) их образование происходит при низких значениях pH; в) для них характерна высокая растворимость в воде; г) все они разлагаются водой с выпадением гидроксидов железа [107, 139, 162, 207, 255].

Таким образом, существование в почвообразующих породах казанцевской свиты остатков органики и сульфатов (следов морских трансгрессий) позволяет предполагать наличие условий, благоприятствующих созданию сезонного потенциала гидроксидно-железистых соединений в мерзлых почвах.

С оттаиванием почв и формированием мерзлотной верховодки этот потенциал проявляется по характерному охристому окрашиванию поверхности в зоне разгрузки мерзлотной верховодки и в ожелезнении почв, которое в пределах зарастающих оползневых склонов обнаруживается непосредственно под маломощной дерниной в виде интенсивно окрашенного органоминерального горизонта мощностью 2–5 см. Присутствие Fe(II) в приповерхностной

Таблица 4.6

**Перечень водорастворимых сульфатов,
образование которых возможно в мерзлых почвах**

Соединения с оксидом железа II		Соединения с оксидами железа II и III	
Название	Формула	Название	Формула
Роценит	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Вольтаит	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Сидерит	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Рёмерит	$\text{Fe}_{2,5}^{2+}\text{Fe}_4^{3+}(\text{SO}_4) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Мелантерит	$\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Билинит	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4) \cdot 22\text{H}_2\text{O}$
Пизанит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Cu})(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Ботриоген	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Кировит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Метавольтин	$\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Галотрихит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Копиапит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Zn}, \text{Cu})\text{Fe}_4^{3+}(\text{SO}_4)_6 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$

части почв, отличающихся преобладанием окислительных условий, связано с его вхождением в состав железо-гумусового комплекса.

Другой механизм ожелезнения почв Ямала связан с геохимической активностью атмосферы⁸ и атмосферным циклом миграции железа. В отличие от описанного (природного) он является техногенным (см. раздел 7.1).

Низкая эрозионная устойчивость ландшафтов и ожелезненные вод

В формировании современного рельефа Ямала заметную роль играют овражная эрозия и оползневые процессы, связанные с действием природных факторов: а) морским генезисом почвообразующих пород, для которых характерно остаточное засоление, и б) наличием в них большого количества органики [188]. Последнее в значительной степени определяет прочность связи и особенности седиментации глинистых агрегатов при формировании осадочных пород. Известно, что нарушение связи между частицами грунта, которое может быть вызвано активизацией химических реакций в системе «почва–раствор», приводит к развитию ползучести – медленной деформации, так называемому крипу. В зоне криогенеза с ним связаны такие склоновые процессы, как солифлюкция, оползни, криогенные сплывы почвенного слоя [63].

Вместе с тем, активное освоение природных ресурсов Ямала вызвало появление территорий, на которых в результате оползней-сплывов полностью нарушен первичный почвенно-растительный покров. Масштабность нарушений свидетельствует о прогрес-

⁸ Геохимическая активность атмосферы – это совокупность фотохимических и физико-химических реакций между компонентами атмосферы (газы, аэрозоли, водяной пар) и теллурической пылью при участии техногенных эмиссий, в результате которых происходят их качественные и количественные изменения в воздушной среде.

сирующем снижении эрозионной устойчивости ландшафтов Ямала. Так, съемочные работы, проведенные ВСЕГИНГЕО в конце 1970-х гг., зафиксировали только единичные молодые сплывы-оползни, а в 1990-х гг. их уже было зарегистрировано столько, что можно говорить о площадном распространении данного процесса [16]. В связи с этим разумно предполагать, что низкая устойчивость поверхности в районах промышленного освоения нефтегазовых месторождений Ямала в большей мере «унаследована», и активизация оползневых процессов, наблюдаемая в настоящее время, вызвана не столько освоением месторождений, сколько является результатом суммарного влияния природных и техногенных факторов. При плоскостном движении почвенного слоя обнажаются подстилающие почвообразующие породы, которые, вступая в реакции с почвенными растворами, изменяют химический состав природных вод.

Ожелезнение природных вод Ямала

Гидрохимическая характеристика и ионный состав вод приведены в табл. 4.7 и 4.8. Воды имеют преимущественно нейтральную реакцию с высокой долей гидрокарбонатов в анионном составе. Для речных вод (р. Морды-Яха) характерен гидрокарбонатно-хлоридно-магниево-натриевый состав.

Пробы из мочажин и полос стока, открывающихся по тальвегу оврагов в пойму, отличаются увеличением доли сульфатов, гидрокарбонатов, натрия и калия, органического вещества и общего железа. Реки имеют очень малый уклон и медленное течение. Во время морских приливов в р. Морды-Яха возникает противотечение, при этом на поверхности воды образуются шапки пены. Химический состав пены (обр. 1, табл. 4.7 и 4.8) сильно отличается от химического состава речной воды: преобладают «морские» ионы Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , резко увеличено содержание Fe , Ca и растворенного органического вещества (РОВ). Воды из слабокислых становятся слабощелочными. Отсутствуют сульфатные, хлоридные и гидрокарбонатные ионы. Высокое содержание ионных форм железа коррелирует с концентрацией РОВ, что дает основание считать, что железо в пене находится исключительно в составе органикоминеральных комплексов.

В тыльной части солифлюкционных террас и склоновых обрушений формируются поверхностные воды за счет подпруживания стока мерзлотной верховодки и вод, образуемых при вытаивании ископаемых льдов. Преобладание среди катионов Mg^{2+} в этой группе вод свидетельствует об активном его выщелачивании из вмещающих морских казанцевских отложений. Воды данного типа (см. обр. 6, 10, 11 – табл. 4.7 и 4.8) слабо соленые (3–6 мг/дм³), пре-

Таблица 4.7
Гидрохимическая характеристика природных вод в пределах субарктических тундр Ямала, мг/дм³

Место взятия пробы	Взвешенные вещества	Сухой остаток	Прокаленный остаток	БПК ₅	Окисляемость		рН
					перманганатная	биохимическая	
Воды рек и ручьев							
1. Река Морды-Яха, пена в прибрежной части	–	3218.0	1032.0	635.0	–	6853.1	7.05
2. Полоса стока, овраг	9636.3	152.0	32.0	151.0	–	983.4	5.95
3. Ручей	1740.0	100.0	2.1	1.63	7.4	804.0	6.45
4. Река Морды-Яха	45.2	65.0	35.0	1.85	4.6	15.84	6.35
Мерзлотная верховодка							
5. Полоса стока в пойме р. Морды-Яха	3467.0	1996.0	1528.0	92.0	42.5	491.7	7.50
6. Разрез 600, тригопункт 46.3	85.49	1007.0	858.0	0.48	6.4	35.83	7.50
7. Шурф 1 на 2 м ниже отм. 46.3 м, склон	240.99	7118.0	6308.0	–	44.0	578.0	7.05
8. Шурф 2, на 8 м ниже отм. 46.3, скат склона	100.0	8795.0	7353.6	–	47.9	697.6	7.40
9. Мочажина 1, подножие склона	23.9	156.0	2.2	1.06	8.0	29.0	7.80
10. Разрез Я-308	1074.0	473.0	354.0	–	129.9	864.0	6.90
11. Мочажина 2, подпруженный сток	504.2	3538.0	3017.0	150.5	42.5	518.2	7.20
12. Мочажина 3, подпруженный сток	532.4	4179.0	3789.0	–	27.8	538.2	7.65

Таблица 4.8

Ионный состав природных вод в пределах субарктических тундр Ямала, мг/дм³

Место взятия пробы	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	μ
Воды рек и ручьев										
1. Река Морды-Яха, пена в прибрежной части	13.25	7.5	20.64	24.32	1.09	20.2	—	—	—	—
2. Полоса стока, овраг	8.25	1.5	2.00	10.94	0.057	2.17	46.8	39.57	5.76	0.0024
3. Ручей	8.0	0.5	4.01	4.86	0.004	1.000	36.6	19.45	5.76	0.0015
4. Река Морды-Яха	5.85	1.0	—	9.73	0.007	0.267	24.4	22.36	3.84	0.0015
Мерзлотная в ерховодка										
5. Полоса стока в пойме р. Морды-Яха	167.5	88.8	16.03	14.59	0.33	7.95	396.5	153.72	96.0	0.0148
6. Разрез 600, тригопункт 46.3	47.05	0.75	6.01	14.59	0.007	0.192	14.64	95.03	7.68	0.0041
7. Шурф 1 на 2 м ниже отм. 46.3 м, склон	1625.0	60.0	379.3	92.18	—	0.173	273.3	2236.0	1113.6	0.1196
8. Шурф 2, на 8 м ниже отм. 46.3, скат склона	2032.5	55.75	5.82	3.62	0.005	0.328	549.0	3595.2	396.0	0.1089
9. Мочажина 1, подножие склона	12.2	2.15	24.01	4.86	0.003	0.431	51.24	13.64	3.84	0.0026
10. Разрез Я-308	5.0	1.5	—	12.16	0.74	1.8	17.08	4.472	13.44	0.0017
11. Мочажина 2, подпруженный сток	975.0	18.05	70.14	105.79	0.058	0.104	231.8	11.18	99.84	0.0377
12. Мочажина 3, подпруженный сток	1187.5	25.75	40.08	121.6	0.029	0.055	441.6	60.37	124.8	0.0452

Примечание. Гидрохимический анализ выполнен Ю.Г. Смирновым (Институт экологии растений и животных УрО РАН).

имущественно сульфатно-хлоридно-калиево-натриевые с высоким содержанием карбонатов. В целом, верховодка в зоне склоновых обрушений имеет слабощелочную реакцию, отличается высокой минерализацией и содержит трудноокисляемое органическое вещество.

Воды из мочажин в основном гидрокарбонатно-натриево-калиевые с щелочной реакцией. По кислотности воды близки к нейтральным и слабощелочным. Соотношение перманганатной и бихроматной окисляемости, а также значений БПК₅ и бихроматной окисляемости показывает наличие трудноокисляемого органического вещества.

В ионном составе вод (табл. 4.8) отмечается преобладание Fe³⁺ над Fe²⁺. В составе надмерзлотных вод появляются, нередко в большом количестве, сульфаты и хлориды. Слабая корреляция между гидрокарбонат-ионом и катионами кальция и магния и относительно устойчивые положительные связи между минерализацией, хлорид-ионом, магнием, натрием, сульфат-ионом дают основание говорить о наличии остаточной засоленности рельефообразующих рыхлых отложений, история образования которых связана с морскими трансгрессиями ледовых бассейнов, имевшими место в плицен-плейстоценовое время [188].

Для мерзлотной верховодки, открывающейся в пойме малых водотоков и краевой части временных стоков в оврагах, характерно повышенное содержание железа и органики (величина окисляемости достигает 90–150 мг O₂/л). Это может свидетельствовать о нахождении железа в составе органоминеральных комплексов. Из результатов гидрохимического анализа следует, что содержание железа в мерзлотной верховодке варьирует в широких пределах: от 0.05 до 7.95 (табл. 4.8) при средних содержаниях 0.77 мг/л, что близко к мировым данным (0.7 мг/л) [9].

Водораздельные озерно-болотные комплексы Ямала являются местом смешения надмерзлотных вод с атмосферными осадками. Геохимические особенности данного типа вод обусловлены слабым водообменом и постоянным контактом с органическим веществом торфяников. В то же время содержание железа в водах водораздельных ландшафтов относительно невелико – не превышает 0.05–0.4 мг/л.

Расчет⁹ мольных концентраций ионных форм железа показал, что в почвенных водах закисных ионных форм железа больше, нежели в речных (табл. 4.9). В пределах значений кислотности

⁹ Алгоритм расчета подробно приведен в статье М.П. Тентюкова «Ожелезнение поверхности тундр Центрального Ямала как природно-техногенный феномен» // Криосфера Земли, 2005. Т. IX, № 4. С. 18-28.

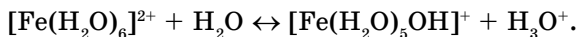
Таблица 4.9

Сопряженные концентрации ионных форм железа с сульфат-ионом
в природных водах эрозивно-неустойчивых ландшафтов Центрального Ямала, моль/л

Место взятия пробы	pH		Закисное железо			pH			Окисное железо			SO ₄ ²⁻
	Fe ²⁺	Fe(OH) ⁺	Fe(OH) ⁺	Fe(OH) ₂ ⁰	Fe(OH) ₂ ⁰	FeOH ²⁺	Fe(OH) ₂ ⁺	Fe(OH) ₃ ⁰				
Речные воды												
Временный водоток, овраг	5.95	1.01·10 ⁻⁶	2.92·10 ⁻⁹	—	—	5.95	1.52·10 ⁻⁸	6.05·10 ⁻⁷	3.81·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵
Ручей в пойме р. Морды-Яха	6.45	7.08·10 ⁻⁸	6.43·10 ⁻¹⁰	—	—	6.45	4.43·10 ⁻⁹	2.21·10 ⁻⁷	1.77·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵	6.0·10 ⁻⁵
Река Морды-Яха	6.35	1.24·10 ⁻⁷	8.99·10 ⁻¹⁰	—	—	6.35	1.86·10 ⁻⁹	7.44·10 ⁻⁸	4.69·10 ⁻⁶	4.0·10 ⁻⁵	4.0·10 ⁻⁵	4.0·10 ⁻⁵
Почвенные воды												
Разрез 600, тригопункт 46.3	7.50	5.28·10 ⁻⁶	6.07·10 ⁻⁷	3.11·10 ⁻⁹	7.50	—	—	—	1.42·10 ⁻⁷	1.42·10 ⁻⁴	1.0·10 ⁻³	1.0·10 ⁻³
Шурф 2, на 8 м ниже отм. 46.3, склон	7.40	8.18·10 ⁻⁸	7.46·10 ⁻⁹	3.04·10 ⁻¹¹	7.40	—	—	—	7.38·10 ⁻⁹	5.85·10 ⁻⁶	4.12·10 ⁻³	4.12·10 ⁻³
Мочажина 1, подножие склона	7.80	4.35·10 ⁻⁸	9.96·10 ⁻⁹	1.02·10 ⁻¹⁰	7.80	—	—	—	3.85·10 ⁻⁹	7.69·10 ⁻⁶	4.0·10 ⁻⁵	4.0·10 ⁻⁵
Разрез Я-308	6.90	1.28·10 ⁻⁵	3.70·10 ⁻⁷	—	6.90	—	—	—	1.27·10 ⁻⁷	3.20·10 ⁻⁵	1.4·10 ⁻⁴	1.4·10 ⁻⁴
Мочажина 2, подпруженный сток	7.20	9.79·10 ⁻⁶	5.64·10 ⁻⁷	1.45·10 ⁻⁹	7.20	—	—	—	3.70·10 ⁻⁹	1.85·10 ⁻⁶	1.04·10 ⁻³	1.04·10 ⁻³
Мочажина 3, подпруженный сток	7.65	4.52·10 ⁻⁷	6.52·10 ⁻⁸	4.22·10 ⁻¹⁰	7.65	—	—	—	7.80·10 ⁻¹⁰	9.81·10 ⁻⁷	1.3·10 ⁻³	1.3·10 ⁻³

речных и почвенных вод закисное железо находится в виде свободного катиона Fe^{2+} (рис. 4.24). При этом следует ожидать, что его миграция в поверхностных водах осуществляется как в гидратированной форме – аквакомплексов [96, 124], так и в форме устойчивых анионных комплексов $[\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4)_2]^{2-}$, в которых Fe^{2+} защищено от окисления [68]. Его осаждение становится заметным в нейтральных условиях (рис. 4.23).

Появление в почвенных водах монокомплекса $\text{Fe}(\text{OH})^+$ обусловлено повышением pH, которое во многом связано с реакциями гидролиза в почвенных растворах. Известно, что в гидратированных катионах в качестве лиганда выступает вода $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$, которая при гидролизе ведет себя как кислота [79]:



С увеличением концентрации легкорастворимых солей сульфатов в почвенных растворах появляется незаряженная гидроокись закисного железа $\text{Fe}[\text{OH}]_2^0$. Эта закисная форма становится заметной при pH 7.2.

Для ионных форм железа, находящихся в равновесии с Fe^{3+} при интервале значений pH поверхностных вод, преимущественной формой миграции окисного железа являются его метастабильная форма $\text{Fe}[\text{OH}]_2^+$ и электрически нейтральное соединение $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ (см. табл. 4.9 и рис. 4.24).

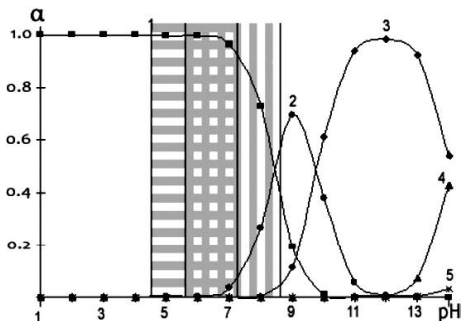


Рис. 4.23. Диаграмма монокомплексов железа (II) в зависимости от pH в системе $\text{Fe}^{2+}-\text{OH}^-$.

Условные обозначения: 1 – Fe^{2+} , 2 – $[\text{Fe}(\text{OH})]^+$, 3 – $[\text{Fe}(\text{OH})_2]^0$, 4 – $[\text{Fe}(\text{OH})_3]^-$, 5 – $[\text{Fe}(\text{OH})_4]^{2-}$.

Дополнительные обозначения: интервал кислотности природных вод показан горизонтальной штриховкой, техногенных – вертикальной.

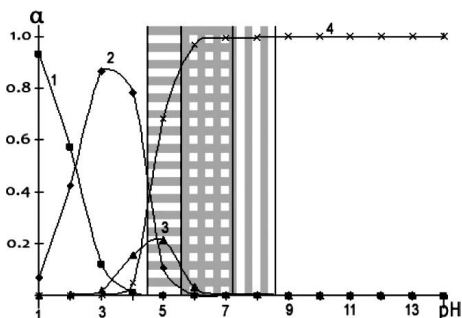


Рис. 4.24. Диаграмма монокомплексов железа (III) в зависимости от pH в системе $\text{Fe}^{3+}-\text{OH}^-$.

Условные обозначения: 1 – Fe^{3+} , 2 – $[\text{Fe}(\text{OH})]^{2+}$, 3 – $[\text{Fe}(\text{OH})_2]^+$, 4 – $[\text{Fe}(\text{OH})_3]^0$.

При pH выше 5.9 монокомплекс $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ образует прочные гидроксокомплексы [68], которые в виде коллоидных натеков оседают в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. При pH выше 7.2 уровень содержания $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ уже не определяется значениями pH, а больше зависит от наличия сульфатов – концентрация монокомплекса изменяется симбатно изменению концентрации сульфат-иона (табл. 4.9). Это может свидетельствовать об участии ионных форм Fe^{3+} в сульфатном комплексообразовании. Для природных вод отмечается положительная корреляция между ионными формами железа и сульфат-ионом. Соотношение $[\text{SO}_4^{2-}] / ([\text{Fe}^{2+}] + [\text{Fe}^{3+}])$ в почвенных водах, по сравнению с речными, на два порядка больше и в среднем составляет 150.0 и 4.3 соответственно (табл. 4.9). Предполагается, что это обусловлено тем, что присутствующий в растворах SO_4^{2-} активно замещает OH^- по типу лигандного обмена с образованием сульфатных комплексов [68, 132]. Последнее приводит к смещению равновесия в системе «почва–раствор» в сторону большего растворения минеральных форм железа из почвообразующих пород, а это, в свою очередь, способствует увеличению аналитической концентрации металла в мерзлотной верховодке.

Таким образом, в условиях ландшафтов Центрального Ямала, характеризующихся невысокой эрозионной устойчивостью, дифференциация закисных ионных форм железа вызвана изменением pH почвенных растворов и наличием в них легкорастворимых комплексообразующих соединений (в рассмотренном случае это сульфаты), а окисных связана с ростом концентрации комплексообразователей.

Для ландшафтов Центрального Ямала низкая эрозионная устойчивость обусловлена криогенным крипом и наличием остаточного засоления в почвах. При медленном движении почвенно-

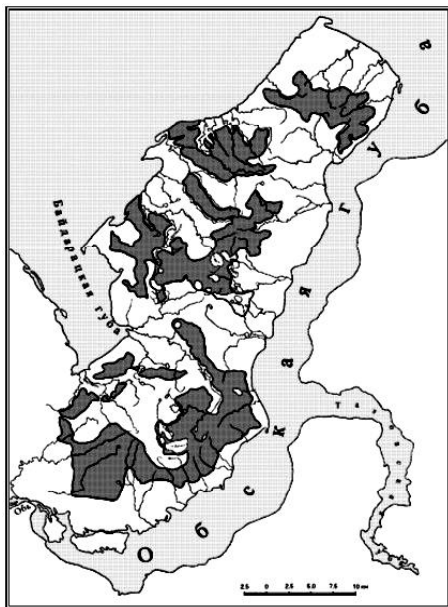


Рис. 4.25. Ареал (показан темным крапом) возможной активности оползневых процессов и распространения условий, благоприятных для формирования аномалий А6-Г6 в казанцевских отложениях.

го слоя обнажаются подстилающие солесодержащие почвообразующие породы, которые сразу же вовлекаются в процессы химического преобразования. Вследствие этого равновесие в системе «почва–растворы» нарушается, что во многом обусловлено реакциями комплексообразования катионов (Fe^{2+} и Fe^{3+}). Это вызывает изменение соотношений и распределения концентраций ионных форм гидроксидов железа в почвенных водах, что в условиях Центрального Ямала может быть использовано в качестве индикационных признаков при оценке эрозионной устойчивости ландшафтов. Ареал возможной активности оползневых процессов на Ямале показан на рис. 4.25.

4.6. Геохимия отдельных элементов в почвах Ямала

Особенности миграции отдельных ЭП в почвах тундр Ямала показаны на примере микроэлементов, близких по своим химическим свойствам. Таких групп было выделено три: элементы-литофилы (Lit), элементы-сульфофилы (Sif), элементы-сидерофилы (Sid). В первую группу вошли Sr, Ba, Ga, Ti. Общими для этих элементов являются их сравнительно высокий кларк в литосфере и в разной степени выраженная тенденция к образованию ионных связей. А.И. Перельман отмечает, что последнее хорошо объясняет их геохимию в ландшафтах – высокую растворимость некоторых солей, их белый цвет, щелочно-кислотные свойства растворов [182]. Вторая группа включает Cu, Zn, Pb, отличающиеся повышенным сродством к сере и тенденцией к образованию ковалентных связей. В третью группу вошли Mn, Co, Ni, Cr, которые выделяются повышенным сродством к кислороду и образованием металлических связей.

Элементы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. Данные распределения цинка по 77 почвенным профилям (603 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Zn как 75 ± 8 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (60–100 г/т), а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2): соответственно 100–130, 130–150, >150 г/т. Сильные аномалии Zn встречаются в почвах ландшафтов северных субарктических тундр, отличающихся низкой эрозионной устойчивостью. Для плакорных участков максимальные содержания Zn (>150 г/т) зафиксированы в горизонте A_0 , представленном мохово-лишайниковой подстилкой, что, вероятно, имеет аэротехногенную природу. Однако можно предположить иное – здесь еще осталось много

биогенного цинка $Zn_{\text{био}}$, который не успел выщелочиться фульвокислотами из-за малой скорости разложения растительного материала. В средней субарктической тундре повышенный фон Zn зафиксирован в пределах ландшафтов постледниковых озерных равнин (Лаборовская впадина). Для ландшафтов южной тундры содержание цинка ниже фонового, что связано с преимущественным выносом металла из почв. В профиле подзолистых и оглеенных почв распределение Zn в основном элювиально-иллювиальное, для пойменных почв (альвиземов) отмечаются элювиальный и аккумулятивный типы. Последний – чаще в таких почвах, где идут процессы глеевого выщелачивания.

Медь. Металл хорошо мигрирует в кислой среде. С органическим веществом почв медь образует органоминеральные соединения [182], что обуславливает относительно высокую подвижность металла в тундровых водах.

Данные распределения меди по 77 почвенным профилям (648 проб) позволяют оценить региональный кларк Cu в форме 32 ± 4 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (30–50 г/т), а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 50–60, 60–70, >70 г/т.

В торфяных почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр при среднем медианном 23 г/т в ландшафтах низких морских террас (казанцевская равнина) аномальные содержания Cu могут доходить до 70 г/т. Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала интервал аномальных концентраций Cu составляет 50-60 г/т. Эти концентрации отмечены для торфоземов в Лаборовской впадине, а также для торфяно-суглинистых почв денудационно-аккумулятивных равнин южных тундр.

Очевидно, что современные процессы почвообразования не способствуют накоплению меди в ландшафтах Ямала. Однако при наличии в почвах сульфатного засоления эта закономерность может нарушаться. Поскольку при наличии в почвообразующих субстратах реликтовых сульфатов, унаследованных от былой казанской трансгрессии, в почвах может развиваться процесс бактериальной сульфат-редукции с появлением сероводородного геохимического барьера, на котором будет концентрироваться медь.

Распределение металла в профиле торфянистых почв Ямала в основном аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. В верхней части профиля максимум Cu приурочен к органическому горизонту, а иллювиальный – к окисленному (B_f). Торфяные горизонты, как правило, обеднены металлом, что обусловлено способностью меди образовывать легкорастворимые комплексы с фульвокислотами. Поэтому в торфоземах Ямала распределение меди имеет преимущественно иллювиальный тип.

Свинец активно участвует в реакциях комплексообразования с фосфор-, серо-, кислород-, азотсодержащими лигандами. Активность миграции металла контролируется сульфидным, сульфатным, карбонатным, фосфатным барьерами [251]. Металл легко связывается в растворимые органоминеральные комплексы с органическим веществом почв, что обеспечивает Pb относительно высокую подвижность в тундровых ландшафтах. Однако при кислотном гидролизе торфянистых почв возможно оглинивание почвенного профиля, в результате свинец может сорбироваться глинистыми минералами. В этих условиях гумусовое ОВ для свинца может быть и эффективным сорбционным барьером, на котором металл осаждается в виде органо-минеральных комплексов.

Данные распределения свинца по 77 почвенным профилям (601 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк Pb в форме 17 ± 3 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (15–32 г/т), а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 32–45, 45–59, >59 г/т. В торфяных почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр содержание Pb соответствует общему фону (от 8 до 30 г/т); максимальные концентрации элемента приурочены к торфянистой дернине и достигают 30 г/т. Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала интервал геохимического фона Pb меньше – 8–21 г/т. Относительно сильные аномалии металла (40–60 г/т) зафиксированы в торфяных почвах трансаккумулятивных ландшафтов. Для почв южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала при среднем медианном 20 г/т сильные аномалии элемента отмечены в подбурах, развивающихся в пределах каменистой тундры (100–150 г/т). Возможно, что эти аномалии имеют техногенную природу, поскольку ключевые участки оказались недалеко от автомобильной дороги.

Распределение Pb в почвенном профиле типичное: аккумулятивный максимум часто фиксируется в органической части профиля, тогда как иллювиальный максимум Pb обычно приурочен к кислородно-сорбционному барьеру или мерзлотному водоупору. Последнее нередко наблюдается для суглинистых почв, что дает основание предположить механическую миграцию металла в составе глинистых частиц. Здесь в почвенном профиле нередко отмечается увеличение содержания Pb в ряду песок → супесь → суглинок. Подобный литологический контроль может иметь разную причину. Следует различать, что если в глинистом прослое больше свинца, чем в песчаном, то: (а) свинца было изначально больше (в гидрослюдистой глине Pb замещает K и может входить в кристаллическую структуру гидрослюды); (б) свинец накопился

в глине (например, монтмориллонитовой) путем сорбции, т.е. это *вторичное обогащение на сорбционном барьере*; (в) свинец накопился в глине (первым или вторым способом), но не в глинистом веществе – а в *органическом*, которого в глине, как правило, существенно больше, чем в песке [251]. В данном случае относительно высокие содержания металла в суглинистых почвах Ямала – скорее всего, результат вторичного обогащения на сорбционном геохимическом барьере. Вариант (а) проблематичен из-за преимущественно монтмориллонитового состава глин [188].

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец. В почвах марганец присутствует чаще всего в виде ионов Mn^{2+} и Mn^{3+} . Наряду с кислородным геохимическим барьером марганец осаждается на щелочном (карбонатном) и сероводородном (сульфидном) геохимических барьерах. Однако следует заметить, что при избытке серы марганец легко образует растворимые полисульфидные комплексы. На щелочном барьере он выпадает в виде малорастворимого карбоната в составе изоморфных смесей с Ca, Mg, Fe, а на сероводородном образует собственный сульфид, но чаще входит в состав пирита [251]. Именно с этими свойствами связана широкая встречаемость Mn в диагенетических карбонатах и пиритах.

Данные распределения марганца по 77 почвенным профилям (655 проб) позволяют оценить региональный кларк Mn как 400 ± 20 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона (300–600 г/т) и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 600–1200, 1200–1800, >1800 г/т.

В почвах ландшафтов приподнятых равнин (салехардская равнина в пределах северной субарктической низинной Западно-Ямальской тундры) аномально высокие содержания Mn зафиксированы в торфяной дернине (до 800 г/т). Предполагается, что аномалия имеет аэрогенную природу и связана с ветровыми раздувами обнаженных участков почвы. В ландшафтах средних возвышенных субарктических тундр увеличенные (до 420 г/т) содержания марганца зафиксированы в Лаборовской впадине. В почвах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные содержания Mn (до 560 г/т) отмечены в ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин для участков с торфяно-суглинистыми почвами, развивающихся в пределах озерных и речных террас. В целом, распределение Mn в профиле тундровых почв Ямала отвечает обычному для почв Ямала типу. Аккумуляция часто приурочена к корнеобитаемому слою органической части профиля, а иллювиальный максимум – к кислородно-сорбционному геохимическому барьеру.

Кобальт. В зоне гипергенеза активность миграции кобальта во многом зависит от окислительно-восстановительных условий: он подвижен в глеевых условиях. Отмечается возможность кобальта комплексироваться с органическими лигандами, что обеспечивает кобальту концентрационную функцию живого вещества, но также транспортную и барьерную [251].

В исследованных почвах распределение Co контролируется окислительно-восстановительной зональностью. Иллювиальный максимум приурочен к окисленному горизонту (B_r), а элювиальный минимум – к глеевому (B_g). Повсеместно в органической части профиля отмечается увеличение содержания Co, связанное с его аккумуляцией ОВ почвы. Известно, что Co способен комплексоваться с органическими лигандами. Так, при взаимодействии с фульвокислотами образуются хелаты, прочность которых возрастает при подщелачивании [251].

Данные распределения кобальта по 77 почвенным профилям (602 пробы) позволяют оценить региональный кларк Co в форме 21 ± 3 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 7–27 г/т, а также выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 27–34, 34–41, >41 г/т. В ландшафтах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр содержание кобальта находится в пределах фона, но при этом высокие его содержания (до 30 г/т) зафиксированы в торфяниках хасыреев (котловины спущенных озер). Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала при среднем медианном 35.9 г/т сильные аномалии элемента отмечены в торфоземах развивающихся в пределах постледниковых озерных равнин (до 100 г/т). Возможно, что эти аномалии связаны с процессами торфообразования.

Для почв южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала местный фон Co составил 17 г/т, что ниже регионального. Возможно, что в данном районе вынос металла из почв более активен. Так, в ландшафтах денудационного низкогорья аномальные концентрации Co (свыше 32 г/т) отмечены для буроземов, развивающихся в пределах горной тундры. В ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин аномалии Co (до 50–60 г/т) зафиксированы в гумусированном горизонте $A_{\text{крио}}$ горных тундрово-глеевых почв.

Хром. Накопление Cr в тундровых почвах может осуществляться в результате его адсорбции гидроксидами Fe и Mn, глинистыми частицами и органическими коллоидами. Относительно последних известно, что Cr (III), образуя растворенные комплексы с фульво- и гуминовыми кислотами почв, может мигрировать в слабокислой и нейтральной средах. В кислых условиях транспортная функция ОВ сменяется барьерной [251].

Данные распределения хрома по 77 почвенным профилям (635 проб) позволяют оценить региональный кларк Cr в форме 72 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 57–105 г/т, а также выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 105–158, 158–201, >201 г/т. Распределение Cr в профиле почв Ямала – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное.

Торфяные почвы в ландшафтах низких морских террас в пределах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр отличаются аномально высоким содержанием Cr. Сильные аномалии отмечены в нижних частях склонов, осложненных криогенными сплывами (до 130 г/т). В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные концентрации Cr (80–100 г/т) приурочены к иллювиальному горизонту и совпадают по положению с мерзлотным водоупором. Для южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала сильные аномалии зарегистрированы в ландшафтах денудационно-аккумулятивных равнин в оторфованном мелкоземном горно-тундровых почвах с концентрациями Cr от 100 до 200 г/т. Природа данных аномалий в почвах, скорее всего, связана с повышенным фоном металла в палеозойских базальтоидах, являющихся здесь почвообразующими.

Никель. В зоне гипергенеза Ni мигрирует преимущественно в форме катиона Ni^{2+} , образуя в основном комплексы с низкомолекулярными органическими веществами, что обеспечивает Ni наряду с концентрированием ОВ также его миграционную активность (перенос растворенных форм) и образование нерастворимых форм с ОВ [37]. Ni^{2+} хорошо адсорбируется гидроксидами Fe, Mn, глинистыми коллоидами и осаждается на сероводородном геохимическом барьере [182]. Способность Ni комплексоваться с порфиринами – дериватами хлорофилла – относит его в разряд основных сопутствующих элементов (элементов-спутников) нефтей [251].

Распределение Ni в почвах Ямала обычное: аккумулятивный (биогенно-сорбционный) максимум приурочен к торфяной дернине, а иллювиальный – к кислородно-сорбционному барьеру, формирующемуся в надмерзлотной части профиля.

Данные распределения никеля по 77 почвенным профилям (647 проб) позволяют оценить региональный кларк Ni как 21 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 18–75 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 75–118, 118–162, >162 г/т.

Для северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр фоновые значения никеля 23 г/т; аномальные содержания Ni (40–80 г/т) зарегистрированы в ландшафтах салехардских рав-

нин по отдельным пробам, приуроченным в профиле почв к погребенным торфяным горизонтам. В ландшафтах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала среднее медианное содержание никеля составляет 13 г/т, что ниже регионально-го. Однако в отдельных пробах торфоземов, взятых в пределах ландшафтов постледниковых озерных равнин, зафиксированы аномальные содержания никеля до 100 г/т. В ландшафтах южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала при среднем медианном 31 г/т аномальные содержания Ni (до 150 г/т) отмечены для горно-тундровых болотных почв. Столь высокие значения концентрации, возможно, связаны с повышенным содержанием металла в почвообразующих породах, представленных обломочными породами палеозоя.

Элементы-литофилы (Sr, Ba, Ti, Ga)

Стронций. По геохимическим и биохимическим свойствам Sr – аналог Ca [181]. В природных условиях Sr часто ассоциируется с Ca, вследствие чего отношение Sr/Ca используется в индикационных целях. Стронций свободно мигрирует из пород при выветривании в кислой окислительной обстановке. В ландшафтах Ямала относительно высокие содержания стронция фиксируются в органическом горизонте почв. В целом распределение Sr в профиле подзолистых почв Ямала отвечает преимущественно элювиально-иллювиальному типу, в торфяных (торфоземах и торфяных криоземах) – аккумулятивно-элювиально-иллювиальному.

Данные распределения стронция по 77 почвенным профилям (669 проб) позволяют оценить региональный кларк Sr в форме 60 ± 4 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (40–230 г/т), а также выделить аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 230–410, 410–760, >760 г/т.

Торфяные почвы северных субарктических низинных Западно-Ямальных тундр отличаются аномально высоким содержанием Sr. Даже в среднем по почвам содержание Sr составляет до 250 г/т, а по отдельным пробам из погребенных торфяных горизонтов (ландшафты салехардских равнин) доходят до 2500 г/т. Для почв средних и южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала концентрации Sr – в пределах фона. Повышенные содержания Sr отмечены в ландшафтах постледниковых озерных равнин (до 230 г/т).

Предполагается, что аномальные содержания стронция – результат криогенных процессов, при которых возможно появление его карбонатных форм с последующим их сорбционным закреплением в торфяной толще. Известно, что при промерзании водона-

сыщенных почв в поровом растворе происходит изменение в соотношении ионов за счет выпадения плохо растворимых солей и выделения газов [19]. Можно предположить, что появление карбонатных форм стронция обусловлено следующим. При замерзании воды происходит выделение растворенного углекислого газа, содержание которого в тундровых водах может достигать до 186, а в виде HCO_3^- – до 650 мг/л (Барыгин, 1951), что приводит к образованию карбонатных ионов из гидрокарбонатных по известной реакции:



Зимой труднорастворимый карбонат стронция вмораживается в ледовую фазу мерзлых почв, а с их оттаиванием сорбционно закрепляется органическим веществом торфа, что, возможно, и объясняет (сезонное?) существование карбонатных форм стронция в кислых тундровых почвах.

Барий. В зоне гипергенеза Ва малоподвижен вследствие низкой растворимости сульфата и карбоната и сильной сорбции его глинистыми минералами и ОВ почвы, а также гидроксидами Mn, которые могут накапливать до 10% Ва [181]. Для Ямала распределение Ва в профиле почв с легким механическим составом отвечает преимущественно элювиально-иллювиальному типу, а в торфяных (торфоземах и торфяных криоземах) – аккумулятивно-элювиальному.

Данные распределения Ва по 77 почвенным профилям (478 проб) позволяют оценить региональный кларк бария как 100 ± 10 г/т. Используя квантили распределения, определен интервал геохимического фона – 90–200 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 200–360, 360–520, >502 г/т.

В почвах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр по отдельным пробам органогенные горизонты (морские террасы в пределах салехардской равнины) отличаются аномально высоким содержанием Ва (1500–2500 г/т при среднем медианном 420). Почвы средних субарктических тундр содержат Ва меньше – от 40 до 125, при максимальных значениях 300–400 г/т, зафиксированных в торфянисто-глеевых почвах в пределах водно-ледниковых и морских возвышенных равнин Центрального Ямала. В ландшафтах южной возвышенной Центрально-Ямальской тундры при среднем медианном 100 г/т сильные аномалии Ва (до 500 г/т) выявлены в суглинистых почвах в ландшафтах высоких холмистых водно-ледниковых равнин. Природа аномалий, возможно, связана с относительно высоким содержанием металла в почве.

Галлий. Ионная форма Ga^{3+} отличается очень невысокой интенсивностью миграции в биосфере. Ga имеет высокое сродство к глинистым минералам и накапливается ОВ почвы. Последнее имеет характер хемосорбции. Сорбция оптимальна в интервале рН 2.0–6.5. При подщелачивании развивается десорбция [252, с. 224].

В профиле подзолистых альфегумусовых почв Ямала распределение Ga преимущественно элювиальное, торфяных криоземов – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. Концентрирование Ga в почвенном профиле может осложняться процессом кислого гидролиза. Известно, что в результате последнего происходит оглинивание почв, что, в свою очередь, увеличивает содержание галлия за счет его сорбции глинистыми минералами.

Данные распределения Ga по 77 почвенным профилям (638 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк галлия как 16 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (12–26 г/т), а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 26–36, 36–56, >56 г/т.

Торфяно-суглинистые почвы салехардских равнин в пределах северных субарктических низинных Западно-Ямальских тундр отличаются невысоким содержанием Ga – от 10 до 17 г/т, а по отдельным пробам торфяной дернины и оглеенных горизонтов доходят до 25 г/т. Почвы ландшафтов низких морских террас характеризуются несколько повышенным фоном Ga (20 г/т), что, возможно, обусловлено относительным обогащением Ga пылеватых суглинков. Для почв средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала концентрации Ga находятся в пределах фона. При этом повышенные содержания галлия зарегистрированы в ландшафтах ледниковых и водно-ледниковых равнин (до 26 г/т). Для почв южных возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала аномальные содержания Ga (до 30 г/т) отмечены в ландшафтах денудационно-аккумулятивных и денудационного низкогорья в супесчаных почвах с близким залеганием коренных пород основного состава.

Титан. Считается, что Ti, как элемент-гидролизат, малоподвижен. Однако для металла отмечается способность образования растворимых комплексов в присутствии органических комплексообразователей, поэтому в болотных ландшафтах миграция Ti вполне ощутима, что ведет к попаданию его в гипергенные минералы (карбонаты, гидроксиды, фосфаты, глинистые минералы) [252, с. 258].

Данные распределения Ti по 77 почвенным профилям (601 проба) позволяют оценить региональный кларк титана в форме 2000 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (1700–3100 г/т), а также выделить

аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 3100–4500, 4500–7300, >7300 г/т.

Распределение Ti в почвах Ямала типичное – элювиально-иллювиальное. Криогенные дерново-глеевые аллювиземы салехардской равнины в пределах северной субарктической низинной Западно-Ямальской тундры отличаются аномально высоким содержанием Ti. При средней медианной 1780 г/т концентрация Ti по отдельным пробам, взятым из органоминерального горизонта, может достигать 8000 г/т. В почвах средних возвышенных субарктических тундр Центрального Ямала содержание титана еще выше. При значениях местного фона 2400 г/т повышенные содержания Ti до 4000 г/т отмечены для торфоземов Лаборовской впадины. В почвах южной возвышенной Центрально-Ямальской субарктической тундры содержание металла самое высокое. При среднем медианном 2700 г/т аномальные содержания титана наблюдаются в отдельных пробах суглинистого мелкозема в ландшафтах денудационного низкогорья до 5000–6000 г/т. Очевидно, что в почвах концентрации титана в значительной части унаследованы от подстилающих пород. Поэтому максимальной титанистостью отличаются почвы южной тундры Ямала, развитые непосредственно по базальтоидам и габброидам с их высоким кларком титана.

Глава 5. ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

В пределах данной территории были открыты нефтяные месторождения. На момент исследований на некоторых проведены разведочные работы (Мишваньское), другие находились в стадии подготовки к эксплуатации (Харьягинское и Сандивейское). Для оценки устойчивости и разработки природоохранных мероприятий с учетом промышленной специализации территории были осуществлены ландшафтно-геохимические исследования условий миграции и определены концентрации химических элементов в данном регионе.

5.1. Характеристика района исследований

По ландшафтно-геохимической классификации А.И. Перельмана [176] территория относится к тундровым ландшафтам с кислым глеевым классом миграции, а по районированию территории по типам возможных изменений природной среды при нефтедобыче [77] – к Урало-Тиманской ландшафтно-геохимической области.

Рельеф представляет собой эрозионно-денудационно-аккумулятивную равнину. Здесь выделяются междуречья, представленные моренными формами рельефа – пологими холмисто-грядовыми образованиями («мусюры») с хорошо выраженными долинами малых водотоков с глубиной вреза водотока 2–7 и 10–20 м, а также плоские слабодренлируемые заболоченные водоразделы с превышениями 2–3 м и многочисленными озерами (типичный ландшафт многоозерья). Основными рельефообразующими факторами являются солифлюкция, термокарст, морозное выветривание, эрозионные процессы. На плакорах развивается мелко-, средне-, крупнобугристая тундра. Часто отмечается чередование невысоких плоских бугристых торфяников с заболоченными, труднопроходимыми понижениями.

В геологическом отношении – это часть Харьягинской депрессии, относящейся к Колвинскому мегавалу. Четвертичные отложения мощностью до 250 м залегают несогласно на различных

древних породах. На значительной части Большеземельской тундры они имеют континентальное происхождение. Выделяются ледниковые, аллювиальные, озерные и делювиальные отложения [221, 242]. Современные четвертичные отложения представлены рыхлыми осадками небольшой мощности, в состав которых входят покровные суглинки, аллювиальные и озерно-болотные фации. Покровные суглинки широко развиты на вершинах и склонах водоразделов. Мощность их составляет 3–5 м. Образование покровных суглинков связано в основном с развитием сложных криогенных процессов в зоне промерзания-оттаивания коры выветривания. Современный аллювий слагает первые надпойменные террасы и поймы рек. Для надпойменных террас характерен супесчано-суглинистый состав аллювия, а в пойме наиболее типичны песчаные разности с включениями валунов и гальки. Озерно-болотные осадки представлены суглинками, песками и перекрыты торфяными отложениями [61].

По климатической классификации Б.П. Алисова [14] район относится к субарктическому поясу. Особенности климата определяются малым количеством солнечной радиации зимой (суммарная радиация за три зимних месяца достигает всего 2 ккал/см², в то время как летом – 35) [219]. Близость полярных областей, интенсивный западный перенос воздушных масс определяют циклонический тип погоды. Среднегодовая температура колеблется в пределах –0.2...– 6.3 °С. Средняя температура лета составляет +10...+12 °С, зимы –17...–20 °С.

Геокриологические условия. Для исследованного района характерно широкое развитие мерзлых толщ. На их распространение определенное влияние оказал полярно-голоценовый этап Полярной (поздневалдайской) ледниковой эпохи, которая отличалась наиболее суровым климатом за весь неоплейстоцен. В период глубокого похолодания в интервале 24–17 тыс. лет назад ледники небольшими языками заходили в долину р. Шапкина, а также перекрывали верхнее течение р. Колва. Долина р. Лая оставалась свободной от ледника [17]. По характеру распространения мерзлых пород выделяют сплошную (мерзлота отсутствует только в долинах крупных рек) и прерывистую зоны. Последнюю представляют отдельные мерзлые массивы протяженностью более 20 км [67]. Пространственное распространение многолетнемерзлых пород в пределах исследованной территории показано на рис. 3.7 (см. главу 3).

В кровле многолетнемерзлых толщ криогенное строение отложений неоднородное. Наибольшей льдистостью отличаются мерзлые торфяники с линзовидно-волнистыми текстурами. Суглинистые отложения имеют невысокую льдистость [61].

В почвенном покрове ландшафтов многоозерья доминируют почвы мерзлотные тундрово-болотные и тундровые глеевые. Для плоских торфяных бугров характерно формирование мерзлотных сухо-торфяных почв. Почвообразующие породы представлены суглинистыми озерно-болотными отложениями [103, 110]. Наличие близко залегающего мерзлотного водоупора определяет переувлажнение и развитие оглеения по всему почвенному профилю. Сезонное промерзание смыкается с многолетней мерзлотой. В результате этого процессы выветривания почвообразующих пород и разложения органического вещества идут особенно медленно.

Для эрозионно-аккумулятивных равнин (долины малых водотоков), характерно формирование почв тундрового элювиально-глеевого типа [103]. Основные черты геохимии макроэлементов (Fe, Al, Si, Mg, Ca, K, P) в процессах тундрового элювиально-глеевого типа почвообразования рассмотрены И.В. Забоевой [103] на примере тундровых поверхностно-глеевых, глее-подзолистых почв кустарниковой тундры и лесотундры; И.В. Игнатенко [110] описаны лесотундровые поверхностно-глеевые почвы; в северной тайге Западной Сибири Н.А. Караваевой [118] охарактеризованы элювиально-глееватые кислые почвы, отличающиеся наличием сплошного оглеенного профиля. Ареал этих почв захватывает западно-сибирскую лесотундру и кустарничковую тундру; аналогичные им глеевые дифференцированные почвы описаны В.О. Таргульяном [223] в кустарничковой тундре и лесотундре Восточной Чукотки. Иными словами, элювиально-глеевый тип почвообразования широко распространен в тундровой, лесотундровой и частично в таежной зонах.

Особенности элювиально-глеевого процесса показаны в работе И.В. Игнатенко [110]. Для этих почв характерно наличие верхнего («висячего») и нижнего глеевых горизонтов, разделенных неоглеенной и относительно агрегированной толщей легких суглинков с наличием белесоватой (кремнеземистой) присыпки на гранях почвенных отдельностей (педов). Наблюдается четкая дифференциация профиля по содержанию тонкодисперсной фракции (<0.001 мм) – верхние горизонты, в основном оглеенные, ее содержат меньше, чем нижние; в распределении полуторных окислов (R_2O_3) и особенно Fe_2O_3 также наблюдается образование двух максимумов. Кроме этого для верхнего «висячего» глеевого горизонта характерна тиксотропность, что препятствует нисходящей миграции почвенных растворов и «способствует» развитию латерального стока.¹⁰

¹⁰ Это подтверждается резким изменением окраски воды в тундровых и лесотундровых ручьях, вызванным выносом подвижных фракций РОВ после продолжительных дождей (от бесцветной до окраски хорошо заваренного чая) [110].

Вместе с тем, по влагосодержанию в почвенном профиле выделяют верхнюю зону с повышенной влажностью, среднюю – относительно иссушенную и нижнюю – насыщенную водой. Предполагается, что это остаточное проявление перераспределения почвенной влаги в сезонно-талом слое (СТС) в осенне-зимний период, в результате которого верхняя и надмерзлотная части СТС оказываются более увлажнены, чем средняя [110, 135]. Для элювиально-глеевого почвообразования характерно обеднение растительной подстилки зольными элементами, что обусловлено интенсивным выщелачиванием из органических остатков и их поглощением растениями. Элювиально-глеевое почвообразование сопровождается кислотным гидролизом силикатов, с чем связывается активный вынос алюминия и особенно железа; их взаимодействие с гумусовыми и фульвокислотами обуславливает преимущественную миграцию Fe и Al в составе органоминеральных комплексов [110, 223].

Растительный покров южной тундры на среднесуглинистых и супесчаных тундровых почвах представлен кустарниковыми ассоциациями, получившими название «ерниковые тундры» – с широким участием ивы и березы карликовой, причем в условиях холмисто-грядового рельефа такие тундры встречаются лишь отдельными участками на склонах. Вершины холмов и повышений заняты кустарниково-мохово-лишайниковыми ассоциациями со стелящимися формами ив и березы карликовой высотой до 20 см. На плоских слабодренированных междуручьях развиваются осоково-сфагновые и гипно-сфагновые моховые сообщества. В долинах крупных рек (Лая и Колва) развиваются даже долинные леса, а поймы малых и средних водотоков часто заняты крупноивняковой разнотравно-луговой растительностью на дерново-глеевых почвах [194]. Растительные сообщества тундры сравнительно молоды и имеют голоценовый возраст [10].

Химический состав поверхностных вод Большеземельской тундры

Для Большеземельской тундры характерно преобладание малых рек и ручьев длиной меньше 10 км. Они составляют 93.6% от общего количества водотоков. Озерность водосборов достигает 5–10, заболоченность – 10–20%. Характеристика поверхностных вод дается в объеме таксонов геохимической классификации, предложенной А.И. Перельманом [179]. Гидрохимическая характеристика и ионный состав приведены в табл. 5.1 и 5.2.

Мерзлотная верховодка вследствие большого количества растворенного органического вещества, отсутствия активного перемешивания и резких суточных колебаний температуры в зоне

Таблица 5.1

Макроионный состав поверхностных вод, мг/дм³ (Большеземельская тундра)

Но- мера проб	Место взятия пробы	Взве- шенные вещества	Минер- ализа- ция	Сухой оста- ток	pH	HCO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺
Мерзлотная верховодка													
1	Мочажина	9.0	68.7	9.8	4.5	18.3	4.8	4.5	0.00	0.000	6.0	0.6	4.5
2	Разрез 130	41.0	56.5	74.8	4.7	30.5	7.2	3.5	0.00	0.880	8.0	2.4	4.0
Воды озер и болот													
3	Озеро 1	7.0	16.2	7.0	6.6	6.7	1.9	3.2	0.00	0.000	2.4	0.7	0.8
4	Озеро 2	7.8	55.7	45.2	6.7	30.5	7.2	4.5	0.44	0.000	5.0	4.2	3.9
5	Озеро 3	5.2	22.8	5.2	6.6	11.0	1.4	4.2	0.00	0.000	3.2	1.3	0.2
6	Озеро 4	9.2	52.2	39.6	7.2	30.5	4.8	4.5	0.44	0.000	3.0	5.5	3.5
7	Озеро 5	9.2	20.6	6.4	6.6	9.2	1.4	4.2	0.00	0.000	3.0	1.0	1.8
8	Болото в озерной котловине	5.8	21.9	5.8	6.4	11.0	1.4	3.5	0.00	0.000	2.8	1.0	1.8
9	Верховое болото	4.8	9.7	4.8	5.5	2.4	1.9	2.5	0.00	0.000	1.2	0.4	0.5
Воды ручьев и рек													
10	Ручей Сено-шюр	14.4	96.8	115.0	6.1	61.0	7.2	4.5	0.00	0.000	16.0	3.6	4.5
11	Река Лая	6.0	282.3	142.4	6.7	201.4	7.2	4.5	0.00	0.013	34.1	9.1	26.0
12	Река Лая	13.4	241.6	162.0	6.9	164.7	9.6	6.5	0.44	0.013	32.1	8.5	19.8
13	Река Колва	11.2	101.3	63.6	6.8	67.1	4.8	3.5	0.00	0.000	16.0	2.4	7.5
14	Река Колва	8.8	110.8	80.0	6.8	67.2	9.6	4.5	0.00	0.018	14.0	2.4	13.2

Таблица 5.2

Микроионный состав поверхностных вод, мг/дм³

Номера проб	Место взятия пробы	pH	Fe	Zn	Pb
Мерзлотная верховодка					
1	Мочажина	4.5	1.40	0.07	0.003
2	Разрез 130	4.7	0.95	0.07	0.004
Воды озер и болот					
3	Озеро 1	6.6	н/о	0.03	0.003
4	Озеро 2	6.7	0.44	0.01	0.004
5	Озеро 3	6.6	н/о	0.01	0.001
6	Озеро 4	7.2	0.44	0.77	0.000
7	Озеро 5	6.6	н/о	0.00	0.000
8	Болото в озерной котловине	6.4	н/о	0.08	0.008
9	Верховое болото	5.5	н/о	0.05	0.005
Воды ручьев и рек					
10	Ручей Сено-шор	6.1	2.55	0.05	0.012
11	Река Лая	6.7	0.35	0.10	0.000
12	Река Лая	6.9	0.40	0.05	0.005
13	Река Колва	6.8	0.44	0.05	0.005
14	Река Колва	6.8	0.47	0.06	0.012

мерзлотного водоупора близка к глеевому типу. Воды холодные, кислые (pH 4.2–4.7), ультрапресные – минерализация 50–60 мг/дм³. По ионному составу – гидрокарбонатно-кальциевые с повышенным содержанием железа. Это определяет выпадение гидроксидов железа и образование охристого окрашивания в зоне смешения глеевой верховодки с кислородом воздуха. В смотровых шурфах в торфяных почвах ожелезненные участки всегда совпадают с капиллярной каймой мерзлотной верховодки.

Воды озер и болот довольно однородны по составу и условиям формирования, поскольку в период снеготаяния они объединяются в озерно-болотные комплексы. Площадь водосбора отдельных комплексов установить чрезвычайно сложно, так как избыток воды, образующийся в результате таяния снега и выпадения осадков, отводится по временным водотокам и полосам стока. Слабый водообмен и медленное разложение донных органических осадков повышают значения pH (по сравнению с мерзлотной верховодкой) до 6.6–7.6. По физико-химическим условиям воды озер и болот близки к глеевому типу. По ионному составу – гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 20–50 мг/дм³.

Воды ручьев по окислительно-восстановительным условиям стоят ближе к кислородному типу, поскольку турбулентное движение воды определяет и активное перемешивание водной толщи. Воды слабокислые (pH 5.0–6.0), хотя в зоне разгрузки в них мерз-

лотной верховодки рН может понижаться до 4.4–4.7. Воды ультрапресные, по ионному составу гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 70–90 мг/дм³, обогащены железом.

Воды рек близки к кислородному типу, ультрапресные с минерализацией 100–120 мг/дм³. Кислотность вод близка к нейтральной (рН 6.3-6.8). По ионному составу воды гидрокарбонатно-кальциевые.

5.2. Геохимическая дифференциация ландшафтов

В пределах исследованной территории выделяются: 1) эрозионно-аккумулятивные и 2) озерно-болотные равнины (ландшафты «многоозерья»). Статистические параметры распределения элементов-примесей (ЭП) в почвенном покрове ландшафтов южной подзоны Большеземельской тундры приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.3
Статистические параметры распределения элементов-примесей в ландшафтах южной подзоны Большеземельской тундры, г/т

Элементы	Озерно-болотные равнины (ландшафты многоозерья), n = 826				Эрозионно-аккумулятивные равнины, n = 375			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные элементы-литофилы								
Sr	178	278	464	1.0	158.5	251	316	0.9
Ba	464.2	774	1000	1.9	398.1	631	1000	1.5
II. Элементы-литофилы с постоянной валентностью								
Y	10	35.9	59	1.2	6.3	10	15.8	0.3
Ga	7.7	13.1	27.8	1.1	4	6.3	10	0.5
Sc	16.7	21.6	27.8	2.3	3.2	6.3	10	0.7
III. Элементы-литофилы с переменной валентностью								
Ti	3160	7700	10000	2.3	630	1000	3160	0.3
Zr	100	166	278	1.0	39.8	63.1	158.5	0.4
V	77.4	110.2	166	1.2	7.9	31.6	50.1	0.3
Sn	2.2	2.8	3.2	1.0	2	2.4	3	0.8
Mo	1.7	2.2	2.7	1.5	1	1.6	4	1.1
IV. Типичные анионогенные элементы-литофилы								
P	1000	1990	5010	3.0	599	774	1000	1.2
V. Металлы-сульфофилы								
Zn	77.4	166	215	3.9	31.6	50.1	100	1.2
Cu	27.8	46	77	1.5	15.8	25.1	39.8	0.8
Pb	10	16.7	21.5	1.4	6.3	10	31.6	0.8
VI. Металлы-сидерофилы								
Mn	278.3	464.2	774	0.6	100	199	501	0.2
Cr	100	117	166.8	2.0	15.8	31.6	63.1	0.5
Co	10	19	27.8	1.4	6.3	10	15.8	0.7
Ni	40.8	46.4	77.4	1.3	20	31.6	39.8	0.9

Основными рельефообразующими факторами являются солифлюкция, термокарст, морозное выветривание, эрозионные процессы. Мерзлотные почвы эрозионно-аккумулятивной равнины беднее по содержанию ЭП, нежели почвы ландшафтов многоозерья, что, возможно, отражает различия в почвообразовательном процессе и условий миграции ЭП. Для первых – это глееобразование при избыточном увлажнении и вынос ЭП в условиях различной степени расчлененности рельефа, для вторых – торфонакопление и сорбция ЭП органическим веществом.

Эрозионно-аккумулятивные равнины

Здесь выделяются междуречья, представленные моренными формами рельефа – пологими холмисто-грядовыми образованиями («мусюры») с хорошо выраженными долинами малых водотоков с глубиной вреза водотока 2–7 и 10–20 м. Протяженность их не более 10 км. Борта долин часто пологие. Пойма слабо выражена. Как правило, все водотоки берут начало из озер и болот. Элементарные ландшафты долин малых водотоков представлены участками тундрового редколесья и кустарничковой мохово-лишайниковой тундры, входящими в систему их водосборов.

Геохимические особенности ландшафтов эрозионно-аккумулятивных равнин исследовались на примере долин малых водотоков в пределах Лая-Колвинского междуречья, которое и сейчас остается слабо изученным, что связано с малой освоенностью данной территории.

Особенности распределения элементов-примесей в почвах

Автоморфным типом почв эрозионно-аккумулятивных равнин являются поверхностно-глеевые. Особенности распределения ЭП в профиле таких почв демонстрирует разрез 331 (рис. 5.1).

Разрез заложен на участке целинной тундры (буровая «Мишвань-11»), в привершинной части пологого склона невысокого увала (элювиальный ландшафт). Поверхность – кустарничково-мохово-лишайниковая бугорковатая тундра. Разрез вскрыл торфянистую поверхностно-глеевую почву. Верхняя часть профиля – живой мохово-лишайниковый покров мощностью 7–8 см с растительным опадом из листьев кустарничков, легко отделяющимся от минерального грунта, в котором выделяются три слоя. Первый прослеживается до глубины 40 см и имеет легко суглинистый состав, светло-бурого цвета, рыхлый, мелкокомковатый, ровно окрашен, в нижней части тиксотропный. Средний слой мощностью 9–12 см представлен светло-бурым пылеватым песчаным горизонтом со следами перераспределения железа. Нижний слой (до глубины 90 см) сложен темно-бурым плотным с ореховатой структурой сред-

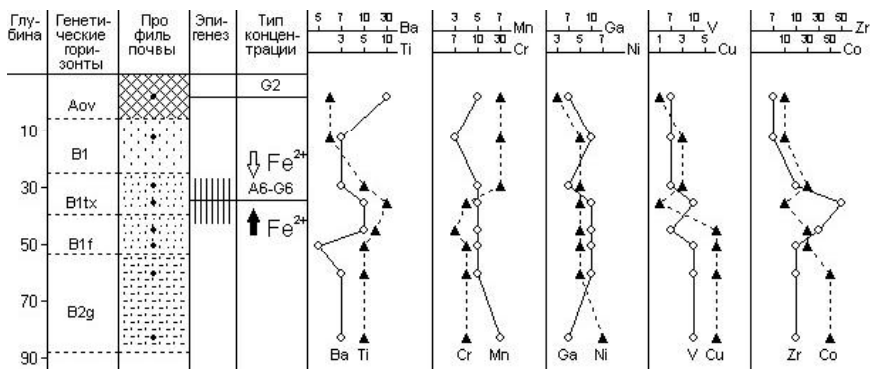


Рис. 5.1. Распределение элементов в профиле торфянистой поверхностно-глеевой почвы, формирующейся на плакорных участках (разрез 331).

ним суглинком с охристыми пятнами – следами перераспределения железа.

Геохимический профиль контрастный, в распределении химических элементов отмечается относительно увеличение содержания в средней части профиля Zr, V, Ti, Ba, что, возможно, связано с иллювиальным процессом. Повышенное содержание в органической части профиля Ba, Mn, Cr, очевидно, результат биогенного накопления. Наличие тиксотропного горизонта изменяет характер распределения элементов в профиле почв. Относительное увеличение содержания элементов на верхней границе тиксотропного горизонта обусловлено их сосаждением с гидроксидами железа и частичной сорбцией глинистой фракцией покровных суглинков.

Несколько иной характер распределения элементов демонстрирует разрез 332 (рис. 5.2), заложенный в средней части пологого склона (трансэлювиальный ландшафт), в мелкобугорковой мохово-кустарничковой тундре с осоково-злаковой растительностью.

Разрез вскрыл поверхностно-глеевую почву. Напочвенный покров образован тонким слоем (до 2 см) живых зеленых мхов с отмершими частями и примесью опада листьев кустарничков и трав. Под ним лежит темно-бурый слой рыхлого, влажного, мелкокомковатого с корнями растений легкого суглинка (до 25 см), который с неясным переходом залегает на буровато-коричневом пылеватом опесчаненном суглинке (8–12 см), имеющем слабо выраженную сетчатую структуру, в которой сетка выполнена песчанисто-пылеватым материалом. Возможно, это «проекции» от ледяных жил сезонного промерзания. Данный слой подстилается серовато-бурый средним суглинком с включениями редкой галь-

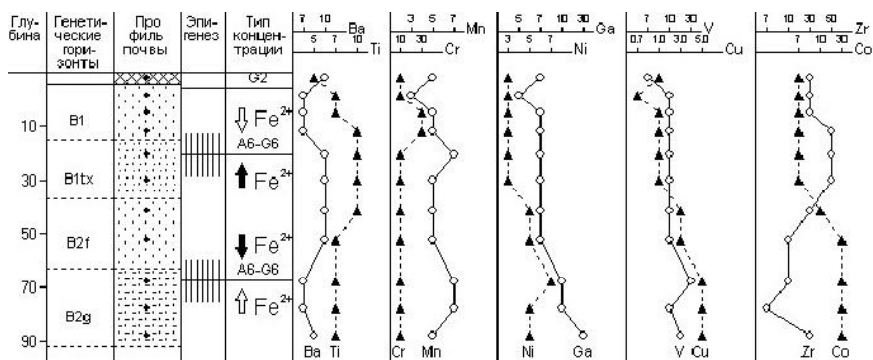


Рис. 5.2. Распределение элементов в профиле поверхностно-глиевых почв, развивающихся в пределах пологого склона (разрез 332).

ки с плотной ореховатой структурой, видимой мощностью до 90 см. В средней части наблюдается слабо выраженный тиксотропный горизонт, ограниченный ожелезненными прослоями суглинка. К ним приурочено относительное увеличение Ba, Mn, Zr, Ni, Co.

Наличие охристых прослоев в верхней и нижней частях профиля говорит о локальном развитии окислительной обстановки, что, скорее всего, связано с неоднородностью проницаемости. Дополнительным свидетельством тому являются приуроченные к этим участкам уровни накопления Mn. Очевидно, что в этих же местах локального окисления железа окислялся и марганец (очевидно, под *каталитическим влиянием* гидроксида железа, что давно допускается в отношении ЖМК – железо-марганцевых конкреций).

В торфянистом горизонте наблюдается накопление Ba, Mn, Cu, Ga. Наличие последнего, являющегося типовым компонентом глин, – результат ветровых раздувов почвы, тогда как аномалия Ba, Mn, Cu связана с сорбцией биофильных ЭП.

Трансаккумулятивный ландшафт представлен неширокой надпойменной террасой (до 4–6 м), расположенной на высоте 1.5–2.0 м над уровнем водотока и занятой ивняковой крупно-разнотравно-злаковой растительностью (чемерица, герань, ива), развивающейся на аллювиально-дерново-глиевых почвах. Распределение элементов в почвенном профиле демонстрирует разрез 334 (рис. 5.3), заложенный в пойме ручья, дренирующего фоновый участок в пределах буровой Мишвань-11.

Разрез вскрыл аллювиальную дерново-глиевую почву. В профиле выделяется светло-серый заиленный суглинок с корнями растений (мощностью до 20 см), с неясным переходом, залегаю-

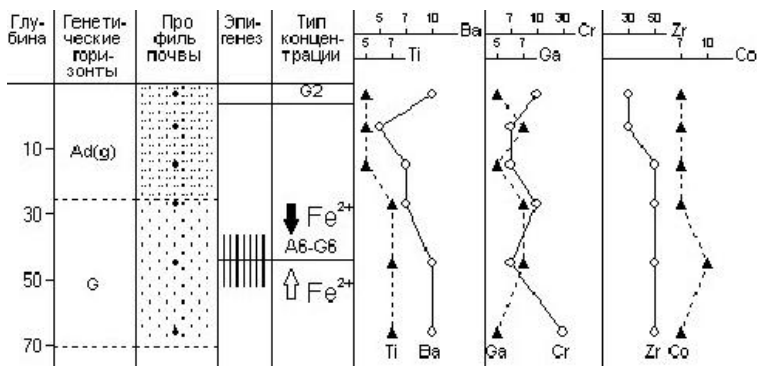


Рис. 5.3. Распределение элементов в аллювиально-дерново-глеевых почвах, слагающих надпойменную террасу (разрез 334).

щий на темно-сером песчаном горизонте с неясной слоистостью. Нижняя часть профиля характеризуется диффузным оглеением. Его морфологические признаки в виде общего сизого фона окраски с ограниченным участием охристых пятен и прожилок из гидроксидов железа зафиксированы до глубины 70 см. Относительное увеличение содержания ЭП в нижней части профиля приурочено к охристым пятнам, появление которых свидетельствует о неустойчивости оглеения.

Кислородно-сорбционный геохимический барьер

Этот барьер формируется в зоне контакта глеевой мерзлотной верховодки с кислородом воздуха. В условиях кислого оглеения в мерзлотных ландшафтах двухвалентное железо мигрирует в форме гидрокарбонатов и органоминеральных комплексов [19]. В зоне окисления оно окисляется и выпадает в виде гидроксидов трехвалентного железа, которые отличает большая поверхность, по Д. Дриверу [96] примерно 200 м²/г. Большое количество растворенной органики в поверхностных водах тундры дает основание считать, что при образовании гидроксидов железа в состав коллоидов входят и органические вещества. Поэтому осаждение железа на кислородном барьере сопровождается сорбцией как анионогенных, так и катионогенных элементов, что ведет к образованию комплексной аномалии А6–G6.

Примером, демонстрирующим особенности распределения ЭП на кислородно-сорбционном барьере, служит разрез 202 (рис. 5.4).

Разрез заложен на фоновом участке в пределах буровой Харьяга-13 на коротком склоне, заросшем березкой и ивой. Много багульника, который образует совместно с морошкой небольшие

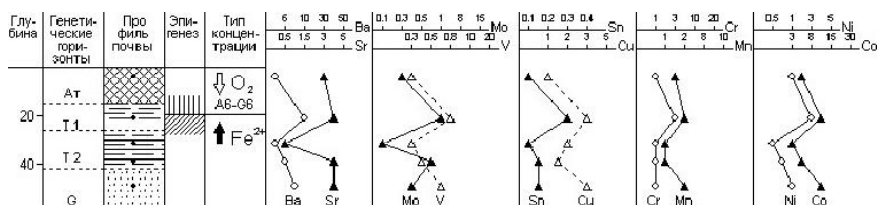


Рис. 5.4. Накопление ЭП на кислородно-сорбционном геохимическом барьере мерзлотных торфяно-болотных почв (разрез 202, буровая Харьяга-13).

куртинки в привершинной части склона. Разрез вскрыл торфяно-болотную почву. Мерзлотный водоупор залегает на глубине 45 см. Ободренная кайма в зоне капиллярного подъема обогащена V, Cr, Mn, Co, Cu, Mo, Sr, Ba. Для содержания V, Cr, Co, Cu отмечается прямая корреляция с содержанием железа в мерзлотной верховке.

Повышенные содержания остальных элементов, вероятно, обусловлены их сорбционным закреплением в торфе. Поэтому сложный характер спектра ЭП в этой части профиля определяется совмещением сорбционного и кислородного барьеров и образованием геохимической аномалии А6–G6.

Глеево-сорбционный геохимический барьер

Строение профиля целинных почв и особенности образования в них геохимических аномалий показаны на примере разрезов 343 и 345. Профили поверхностно-глеевых почв в пределах пятнисто-бугорковатой и бугорковатой тундр несколько различаются между собой.

Профиль почвы в пределах пятна под водорослево-лишайниковой коркой исследован в разрезе 343 (рис. 5.5), заложенном на плакорном участке ерниковой кустарничково-мохово-лишайниковой тундры. Нанорельеф пятнисто-мелкобугорковатый, поверхность пятен между бугорками покрыта лишайниково-водорослевой коркой.

Верхняя часть разреза представлена лишайниково-водорослевой коркой (A0) на поверхности минерального грунта. Его приконтактный слой окрашен гидроксидами железа. Мощность слоя – 3-4 см. Переход резкий. Ниже залегает глеево-тиксотропный горизонт (Gt) из светло-коричневого суглинка с охристыми и сизоватыми пятнами перераспределения железа. Бесструктурный, влажный, оплывает. Мощность горизонта 25–28 см. Переход неясный. Средняя часть профиля (горизонт В мощностью до 50 см) представлена светло-коричневым средним суглинком, в котором выделяются два слоя. Верхний – влажный мелкокомковатый, на

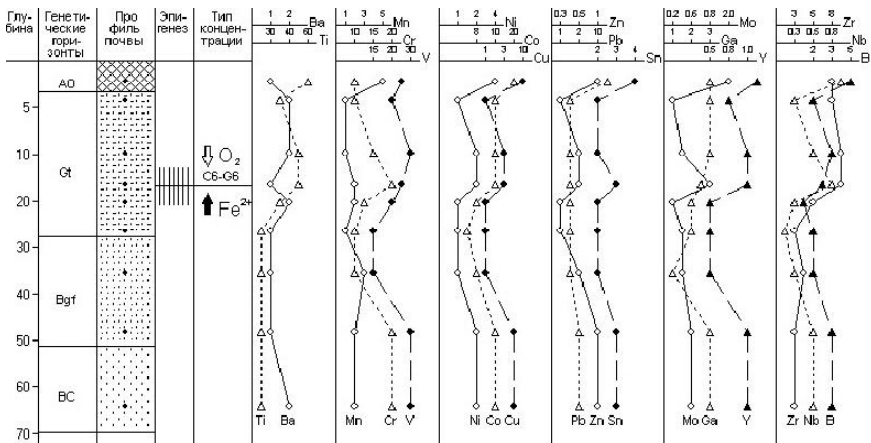


Рис. 5.5. Образование геохимической аномалии в тиксотропном горизонте поверхностно-глеевых почв (разрез 343, пятнисто-бугорковая ерниковая тундра).

поверхности структурных комков (педов) белесоватая кремнеземистая присыпка; нижний – с мелко-ореховатой структурой, с глубины 70 см мерзлый. Мерзлота, возможно, сезонная. Первый уровень накопления приурочен к органогенному горизонту и обусловлен наличием аномалии G2, образовавшейся на сорбционном геохимическом барьере (рис. 5.5). Ее спектр образован как анионами (B, Mo, Sn), так и катионами (Ba, Mn, Ni, Co, Pb, Zn, Nb). Второй уровень образован Cr, Sn, Mo, Y и связан с образованием аномалии на глеевом геохимическом барьере, который фиксируется в средней части тиксотропного горизонта (аномалия С6-Г6).

Сходное строение имеют торфянистые поверхностно-глеевые почвы, варьирует лишь мощность органогенного горизонта. В отличие от почв, в пределах пятен прирост последнего осуществляется, главным образом, за счет торфяной прослойки и появления специфического гумусового горизонта (A1_{крио}) криогенно-коагуляционного происхождения [22]. Строение профиля торфянистых поверхностно-глеевых почв показано на примере разреза 345 (рис. 5.6), заложенного на водораздельном участке.

Растительный покров – ерниковая кустарничково-моховая мелкобугорковатая тундра. Верхний горизонт профиля (A0) образован живым моховым покровом с отмершими его частями, с включениями опада листьев и веточек кустарничков, влажный, рыхлый, мощность 7–9 см. Ниже залегает оторфованный с включениями корней и растительных остатков темно-бурый криогенный суглинок (A1_{крио}), рыхлый, с творожистой структурой, влажный,

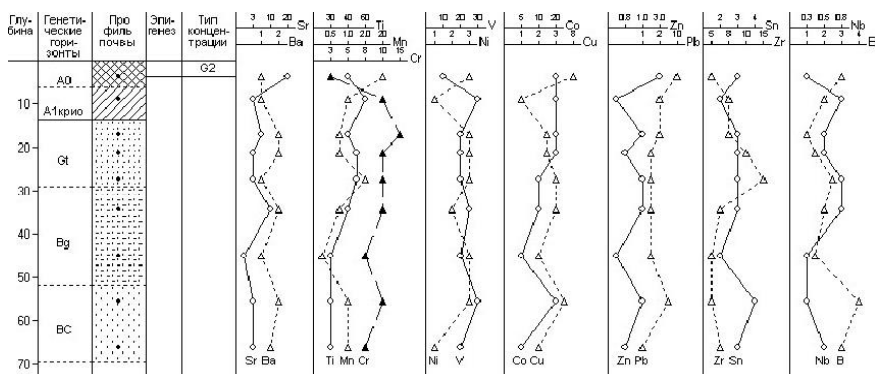


Рис. 5.6. Формирование геохимических аномалий в торфянистой поверхностно-глеевой почве (разрез 345, бугорковая ерниковая тундра).

мощностью 7–9 см. Он с неясным переходом подстилается влажным бесструктурным тиксотропным суглинком с охристыми и сизыми пятнами, мощностью 14–16 см. Ниже располагается зональный суглинистый горизонт (мощностью до 50 см: верхний слой его из мелкокомковатого среднего суглинка с белесоватой присыпкой на поверхности педов, влажный, а под ним ниже лежит буровато-коричневый с охристыми пятнами средний суглинок с оrehоватой структурой, мерзлый с глубины 60 см. Мерзлота, возможно, сезонная.

В почвенном профиле выявляются две зоны накопления элементов-примесей. Верхняя совпадает с органогенным горизонтом. В нем отмечаются два уровня повышенного содержания элементов. Первый составляют Sr, Mn, Co, Zn, Zr, Pb, Nb и он приурочен к торфянистой прослойке, второй, образованный Ba, Cr, – к оторфованному суглинку (A1_{крю}). Нижняя зона накопления Ba, Cr, Ni, V, Sn, B, очевидно, обусловлена иллювиальными процессами. В мерзлом суглинке содержание элементов ниже, чем в надмерзлотном оттаявшем слое. Тип распределения элементов в профиле – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный.

В целом для типоморфных почв – поверхностно-глеевых суглинистых в ландшафтах эрозионно-аккумулятивных равнин – наиболее часто встречающимися являются кислородно-сорбционные и глеево-сорбционные геохимические барьеры. В техногенных условиях наряду с формированием техногенных барьеров происходит преобразование природных барьеров, но спектр их неширок (см. главу 7).

Ландшафты многоозерья

Здесь развиваются плоские слабодренируемые заболоченные водоразделы с превышениями 2–3 м и многочисленными озерами (типичный ландшафт многоозерья). На плакорах развивается мелко-, средне-, крупнобугристая тундра. Часто отмечается чередование невысоких плоских бугристых торфяников с заболоченными, труднопроходимыми понижениями. В почвенном покрове ландшафтов многоозерья доминируют почвы мерзлотные тундрово-болотные и тундровые глеевые. Для плоских торфяных бугров характерно формирование мерзлотных сухоторфяных почв. Почвообразующие породы представлены суглинистыми озерно-болотными отложениями. Наличие близко залегающего мерзлотного водоупора определяет переувлажнение и развитие оглеения по всему почвенному профилю. Сезонное промерзание смыкается с многолетней мерзлотой.

Особенности геохимии ландшафтов многоозерья изучались в пределах Верхне-Колвинского озерного района, где преобладают озерно-болотные комплексы с западинно-бугристым рельефом. По А.А. Григорьеву [83], обособление бугров произошло вследствие образования морозобойных трещин. Их дальнейшее развитие обусловлено последовательно сменявшимися длительными периодами похолодания с глубоким промерзанием пород с их последующим протаиванием во время потепления, которые фиксируются в раз-

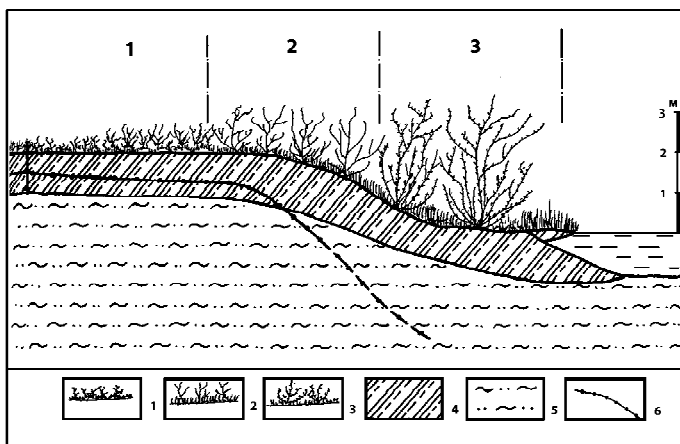


Рис. 5.7 Геохимическое сопряжение элементарных тундровых ландшафтов в краевой части озерно-болотных котловин, неглубоких долин малых водотоков и полос стока.

Условные обозначения: 1 – багульниково-мохово-лишайниковая тундра автономных ландшафтов, 2 – ерниковая травяно-моховая тундра трансэлювиальных ландшафтов, 3 – ивняково-осоково-сфагновая тундра трансаккумулятивных ландшафтов.

резе торфяников по степени разложения растений-торфообразователей (см. главу 3). Понижения между буграми нередко заболочены и труднопроходимы, поросли осокой и ерником и часто заняты озерно-болотными комплексами. Характерны слабая расчлененность рельефа (относительное превышение 1.5–2.5 м) и наличие мощных (до 1.5 м) отложений торфа. Схема геохимического сопряжения показана на рис. 5.7.

Доля автономных ландшафтов доходит здесь до 65%, тогда как трансэлювиальные, представленные узкой краевой частью озерно-болотных комплексов, занимают всего 10%. Остальное – это трансаккумулятивные ландшафты, образованные озерными и болотными котловинами, соединенными между собой полосами стока и протоками.

Биосорбционный геохимический барьер

Автоморфным типом почв являются торфяно-болотные. Особенности распределения элементов в профиле таких почв демонстрирует разрез 148 (рис. 5.8), заложенный на большом плоском бугре целинной тундры в пределах обработанной буровой Харьяга-4. Разрез вскрыл торфяно-болотную почву. Верхняя часть профиля представлена торфяным горизонтом мощностью до 25 см, который залегает на сизовато-буром мелкокомковатом суглинке со следами перераспределения железа, мощностью 12–15 см. Ниже этого слоя – мерзлый сизовато-серый суглинок с сетчатой криоструктурой видимой мощностью 80 см, который при оттаивании оплывает.

В сезонно-талом слое выделяются регрессивно-аккумулятивный тип распределения для Ag, Y, Ba и аккумулятивно-элювиально-иллювиальный – для P, Pb, Ga, Sn, Ni, V, Cu, Zn. При этом для большинства элементов, за исключением Mn, Y, Co, Zr, Ti, отмечается увеличенное содержание в торфяной дернине.

В качестве другого примера, демонстрирующего особенности накопления ЭП на сорбционном биогеохимическом барьере, при-

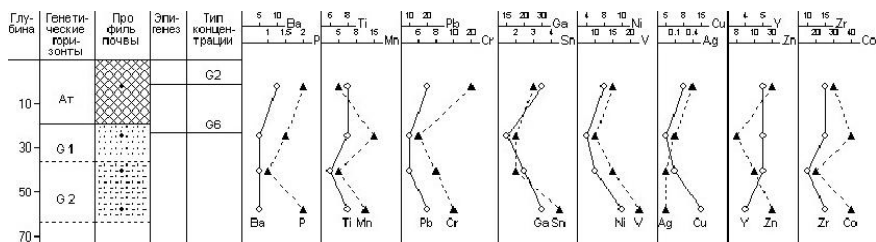


Рис. 5.8. Распределение элементов в сезонно-талом слое (39 см) торфяно-болотных почв (разрез 148, буровая Харьяга-4).

водится описание разреза 210 (рис. 5.9), заложенного в привершинной части большого плоского торфяного бугра. Поверхность представлена кустарничково-мохово-лишайниковой тундрой.

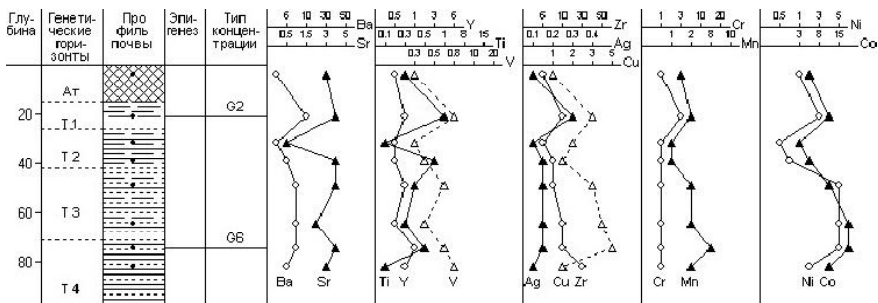


Рис. 5.9. Распределение ЭП в профиле торфяно-болотных почв (разрез 210, буровая Харьяга-26).

Разрез вскрыл торфяно-болотные почвы, в которых торфяная толща представлена торфом нескольких генераций. Верхняя часть профиля сложена сфагновым очесом. Под ним залегает толща, образованная торфом разных генераций (моховой, осоковый, древесный). В распределении ЭП выделяются два уровня накопления. Верхний приурочен к границе контакта растительной дернины и сфагнового очеса и отличается от нижнего более широким спектром ЭП. Предполагается, что генезис верхней сорбционной аномалии обусловлен низкой скоростью разложения растительного опада, тогда как нижней – различиями условий торфонакопления.

Несколько иной тип распределения демонстрирует разрез 173 (рис. 5.10), заложенный в аналогичной позиции – на большом плоском торфяном бугре с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью на буровой Харьяга-17.

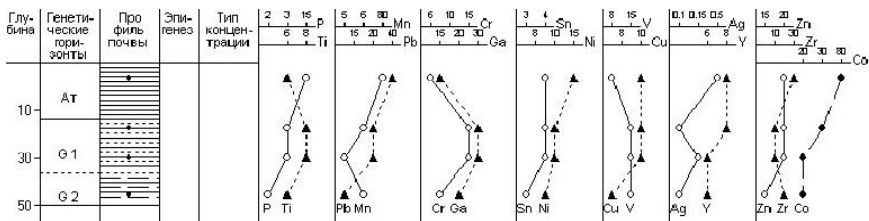


Рис. 5.10. Распределение элементов в сезонно-талом слое (60 см) торфяно-болотных почв (разрез 173, буровая Харьяга-17).

Верхняя часть профиля состоит из мохово-лишайникового живого покрова с примесью опада листьев кустарничков мощностью 12–15 см. Под ним залегает сизовато-бурый мелкокомковатый суглинок, подстилаемый буровато-серым с равномерной окраской суглинистым горизонтом с ореховатой структурой, мерзлым с глубины 60 см. В сезонно-талом слое для Sn, Mo, Cu, Y, Zn распределение не дифференцировано, а ниже оно меняется на регрессивное. В то время как для P, Pb, Ni, Zr, Co, Ag распределение имеет регрессивно-аккумулятивный тип, а для Cr, Ga – элювиальный.

Примером образования геохимических аномалий в автономных ландшафтах в сухо-торфяных почвах служит распределение элементов в разрезе 278 (рис. 5.11), заложенном на плакорном участке целинной тундры в пределах буровой площадки Харьяга-26. Поверхность – кустарничково-зеленомошно-лишайниковая мелкобугорковатая тундра с невысокими (высотой до 20 см) багульников и стелющимися формами ивы.

Разрез вскрыл сухо-торфяную почву. Верхняя часть профиля – живой моховой покров с примесью растительного опада, перекрывающий желтовато-коричневый влажный зеленомошно-сфагновый очес, залегающий на темно-коричневом мохово-осоковом хорошо разложившемся торфе. Сезонно-талый слой – 42 см. В распределении элементов отмечаются два уровня. Верхний находится в мохово-лишайниковой дернине, нижний – в надмерзлотной торфяной толще.

Для трансэлювиальных ландшафтов с сухо-торфяными почвами, занимающих узкие полосы в прибрежной части озерно-болотных комплексов, характерно увеличение слоя сезонного оттаивания до 60–80 см. Особенности распределения в профиле таких почв демонстрирует разрез 279 (рис. 5.12).

Поверхность – кустарничково-зеленомошная тундра. Разрез вскрыл сухо-торфяную почву. Верхняя часть профиля представлена живым моховым покровом, подстилаемым мохово-сфагновым торфяным очесом, который залегает на хорошо разложившемся мохово-осоковом торфе. Характерной особенностью верх-

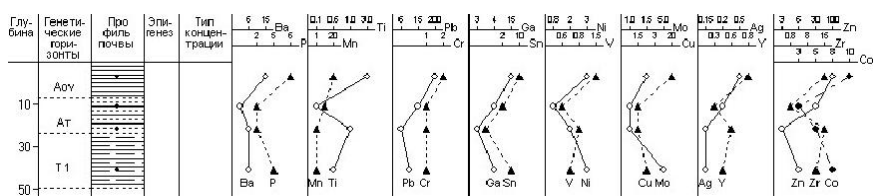


Рис. 5.11. Распределение элементов в профиле сухо-торфяных почв, элювиальный ландшафт (разрез 278, буровая Харьяга-26).

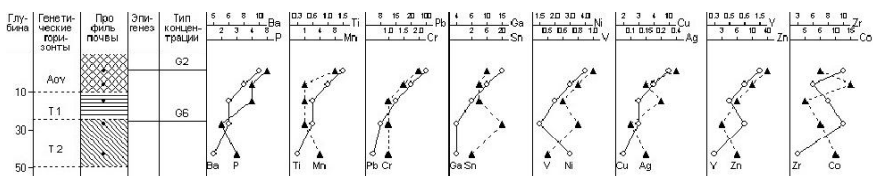


Рис. 5.12. Распределение элементов в сухо-торфяных почвах, трансэлювиальный ландшафт (разрез 279, буровая Харьяга-26).

ней части профиля является регрессивно-аккумулятивный тип распределения для большинства элементов. Исключение составляют Ag, Zr с прогрессивно-элювиальным и Co – с регрессивно-элювиальными типами распределения. Накопление элементов идет на сорбционном геохимическом барьере с образованием аномалий G2 и G6.

Таким образом, в ландшафтах многоозерья наиболее часто встречающимися являются биосорбционные и кислородно-сорбционные геохимические барьеры. Состав аномалий, формирующихся на биосорбционных барьерах, во многом контролируется биогеохимической активностью растений и низкими темпами минерализации растительного опада, а также особенностями торфонакопления, тогда как на кислородно-сорбционных – условиями осаждения гидроксидов железа в зоне кислородного барьера. Большое количество растворенной органики в поверхностных водах тундры дает основание считать, что при образовании гидроксидов железа в состав коллоидов входят и органические вещества. Поэтому осаждение железа на кислородном барьере сопровождается сорбцией как анионогенных, так и катионогенных элементов, что ведет к образованию комплексной аномалии A6–G6.

5.3. Геохимия отдельных элементов

Ландшафты Большеземельской тундры, также как и ландшафты Ямальной тундры, характеризуются глеевыми условиями миграции. Как и для Ямала, мы ограничиваемся здесь рассмотрением трех характерных групп элементов-примесей – металлов-сульфофилов (Zn, Cu, Pb), сидерофилов (Mn, Ni, Co, Cr) и литофилов (Ba, Sr, Ga, Ti).

Оценка колебаний геохимического фона

Используя отношение квартилей к медиане, по данным табл. 5.3 были рассчитаны квартильные числа (Mq3 и Mq1), характеризующие степень асимметричности распределения ЭП в почвах целинных участков Большеземельской тундры (рис. 5.13 и 5.14).

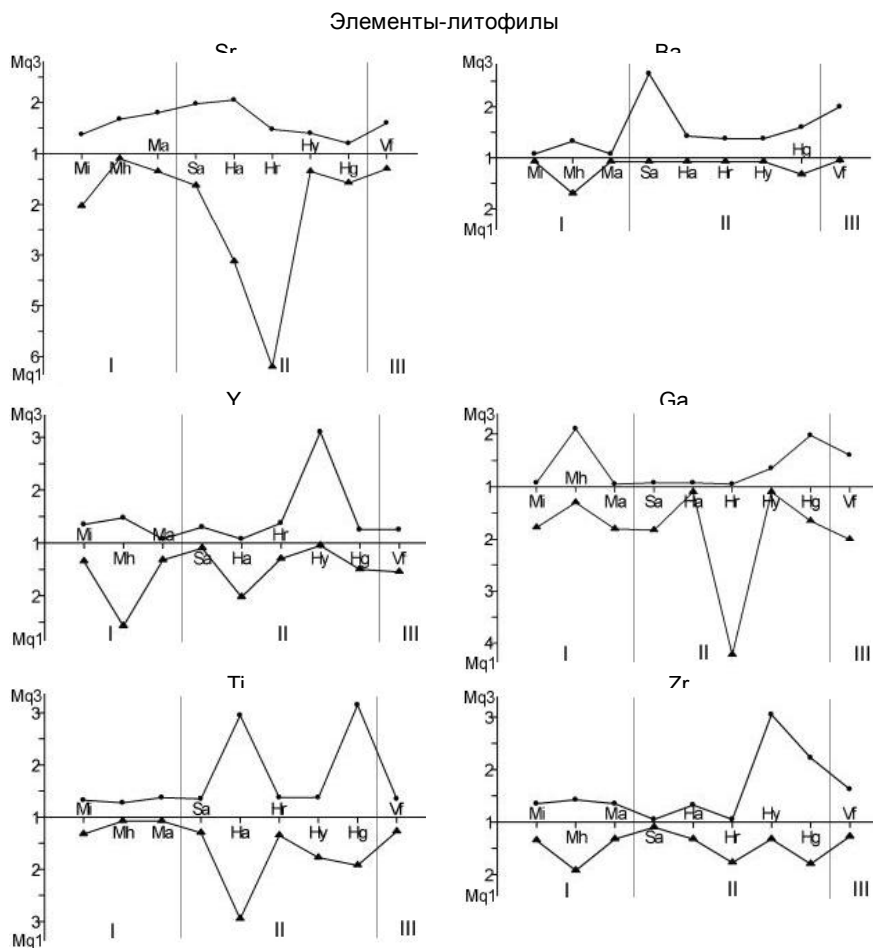


Рис. 5.13. Сравнительная оценка степени асимметричности распределения ЭП в почвах целинных участков в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре.

Условные обозначения. Здесь и на рис. 5.14: I – Лая-Колвинское междуречье. Буровые: Mi – Мишвань-2, Mh – Мишвань-11, Ma – Мишвань-15; II – Верхне-Колвинский озерно-болотный район: Sa – Сандивей-41, Ha – Харьяга-4, Hr – Харьяга-17, Hy – Харьяга-11, Hg – Харьяга-26; III – Воркутинская тундра: Vf – целинная, Vo – освоенная почвы.

Сравнение диаграмм показало, что в распределении Ba, Ti, Zn, Mn преобладает положительная асимметрия. Иными словами, в пределах целинных тундр существуют условия, способствующие образованию геохимических аномалий этих элементов, которые

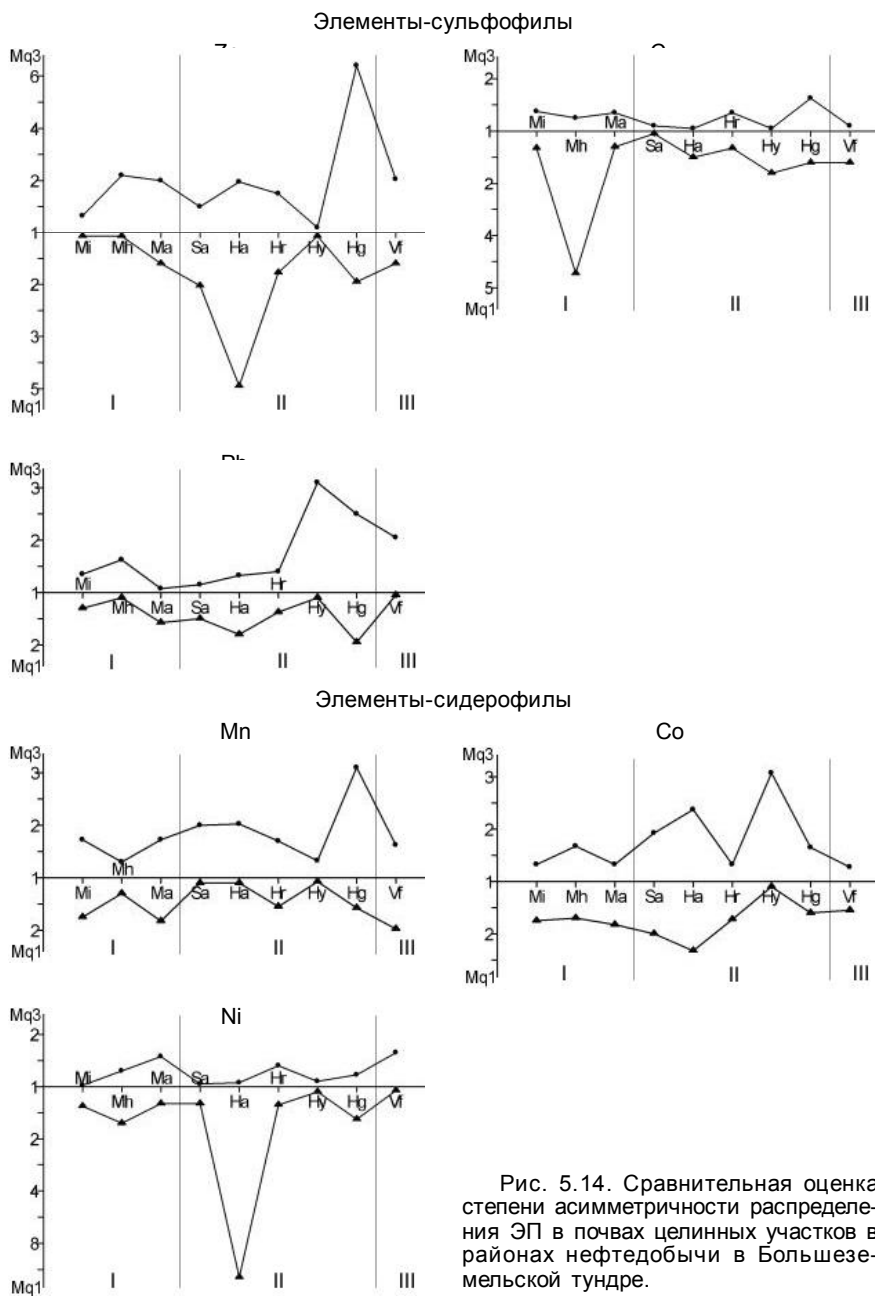


Рис. 5.14. Сравнительная оценка степени асимметричности распределения ЭП в почвах целинных участков в районах нефтедобычи в Большеземельской тундре.

генетически не связаны с рудогенными и техногенными источниками. Предполагается, что асимметричность распределения ЭП и связанная с этим контрастность колебаний геохимического фона больше зависят от состава почв и характера растительности. Можно считать, что многолетняя мерзлота как геохимический фактор, предопределяя особенности геохимических обстановок и условий, играет важную роль в мобилизации и миграции химических элементов в мерзлотных ландшафтах.

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. В Большеземельской тундре в профиле поверхностно-глеевых почв распределение Zn преимущественно элювиально-иллювиальное, для торфяно-болотных и сухо-торфяных почв отмечается аккумулятивный тип. Данные распределения цинка по 352 почвенным профилям (1076 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Zn как 100 ± 2 г/т, что на треть больше, чем для Ямала (75 ± 8 г/т).

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 40–190 г/т, а также выделить аномалии слабые (А), средние (А1) и сильные (А2) – соответственно 190–280, 280–370, >370 г/т. Для ландшафтов эрозионно-аккумулятивных равнин (Лая-Колвинское междуречье) среднее медианное содержание Zn в почвах ниже геохимического фона – 50 г/т, хотя для отдельных проб поверхностно-глеевых почв концентрации элемента могут достигать аномальных величин – 300–800 г/т. Возможная причина их появления – биогенное накопление металла в растительной дернине и слабый вынос цинка вследствие низкой скорости ее минерализации.

В ландшафтах многоозерья содержание выше фона (до 166 г/т), при этом самые высокие значения зафиксированы в торфяных почвах Верхне-Колвинского района (буровая Харьков-26). В золе торфа целинных участков тундры отмечены аномальные содержания элемента – до 1000 г/т. Предполагается, что столь резкие аномалии имеют техногенную природу.

Медь. В профиле торфяных почв с небольшой мощностью СТС (до 40 см) распределение меди имеет преимущественно элювиальный тип, что характерно для мерзлотных почв с близким уровнем залегания мерзлотного водоупора. В то же время распределение Cu в профиле почв с активным промывным режимом, в которых часто СТС не смыкается с кровлей многолетней мерзлоты, отвечает в основном элювиально-иллювиальному типу.

Данные распределения меди по 352 почвенным профилям (1124 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Cu в форме 32 ± 6 г/т, такой же, как и для Ямала (32 ± 4 г/т.).

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 20–63 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1 и А2) – соответственно 63–94, 94–125 и >125 г/т.

В почвах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья при местном фоне 15–40 г/т аномалии (до 100 г/т) отмечаются в иллювиально-железистых горизонтах поверхностно-глеевых почв. На техногенных участках (буровые Мишвань-11 и 15) более сильные аномалии (до 300 г/т) отмечаются на кислородно-сорбционном барьере, формирующемся в зоне разгрузки сточных вод. В торфяных почвах ландшафтов многоозерья Верхне-Колвинского озерного района местный фон составляет 27–77 г/т. Однако на участках с явным техногенным воздействием при средних значениях 45–74 г/т интервал аномальных содержаний меди составляет 100–600 г/т.

Свинец. Вертикальное распределение Pb в торфяных почвах Большеземельской тундры обычное: зона аккумуляции приурочена к торфяной дернине, иллювиальный максимум – к надмерзлотному горизонту. В поверхностно-глеевых почвах наличие тиксотропного горизонта изменяет характер распределения элемента: регрессивно-элювиальный над тиксотропным горизонтом меняется на регрессивно-аккумулятивный под ним.

Данные распределения свинца по 352 почвенным профилям (1201 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк Pb как 13 ± 2 г/т, немногим меньше, нежели для Ямала (17 ± 3 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 10–21 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 21–33, 33–44, >44 г/т.

В пределах Лая-Колвинского междуречья слабые аномалии (не превышающие 30–40 г/т) характерны для природного распределения, а резкие, достигающие 1000 г/т – только для участков с техногенным заражением. Для торфяных почв в ландшафтах многоозерья фоновые значения металла составили 10–21 г/т. Аномальные содержания свинца до 50 г/т зафиксированы в пределах буровой Харьяга-26. На отработанных буровых (Харьяга-4, 7, 13, 17) содержание Pb ниже – до 40 г/т.

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец. Вертикальное распределение Mn в профиле почв Большеземельской тундры обычное: первый аккумулятивный максимум приурочен к корнеобитаемому слою, иллювиальный – к зоне мерзлотного водоупора.

Данные распределения марганца по 352 почвенным профилям (1201 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк Mn как 300 ± 20 г/т, что несколько меньше, чем для Ямала (400 ± 20 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 100–600 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 600–1000, 1000–1400, >1400 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья аномальное содержание элемента отмечено в поверхностно-глеевых почвах на буровых Мишвань-2 и Мишвань-11 (до 1500 г/т), что несомненно связано с остаточным техногенным загрязнением. Сильные аномалии Mn (до 2000 г/т) зафиксированы в сухо-торфяных (участок Харьяга-26) и торфяно-глеевых почвах (участки Харьяга-11 и Сандивей-21) Верхне-Колвинского озерного района.

Кобальт. Распределение Co в почвах Большеземельской тундры на покровных суглинках имеет элювиально-иллювиальный тип, в торфяных – аккумулятивно-элювиальный.

Данные распределения Co по 352 почвенным профилям (1107 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк кобальта как 16 ± 2 г/т. Для Ямала региональный кларк немного выше – 21 ± 3 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 6–20 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 20–24, 24–28, >28 г/т.

В поверхностно-глеевых почвах Лая-Колвинского междуречья зафиксированы аномальные содержания Co (20–25 г/т), которые, как правило, приурочены к иллювиально-железистому горизонту. Аналогичные аномальные содержания Co отмечены для торфяных почв Верхне-Колвинского озерного района (буровая Харьяга-17 – до 30 г/т): они обычно приурочены к прослоям торфа кольматированными гидроксидами железа: следы «стояния» капиллярной каймы мерзлотной верховодки.

Хром. Распределение Cr в почвах Большеземельской тундры обычное. Данные распределения хрома по 352 почвенным профилям (1342 пробы) позволяют оценить региональный почвенный кларк Cr в форме 50 ± 1 г/т, что несколько меньше, нежели для Ямала (72 ± 1 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 20–100 г/т, а также выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 100–150, 150–200, >200 г/т.

Для поверхностно-глеевых почв Лая-Колвинского междуречья при местном фоне 10 г/т максимальные концентрации металла приурочены к иллювиально-железистому горизонту и достигают 90 г/т. На отработанных буровых площадках содержание металла может возрастать до 300 г/т. Для торфяных почв Верхне-Колвинского озерного района самые высокие значения Cr (700–1000 г/т) зафиксированы в полосе стока аварийных разливов буровых растворов на буровой Харьяга-26.

Никель. Распределение Ni в почвах Большеземельской тундры имеет преимущественно аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип.

Данные распределения никеля по 352 почвенным профилям (941 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк никеля в форме 39 ± 3 г/т. Для Ямала региональный кларк заметно ниже – 21 ± 1 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 20–50 г/т) и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 50–60, 60–70, >70 г/т.

В профиле почв Лая-Колвинского междуречья аномальные значения (до 50 г/т) элемента приурочены к иллювиальному максимуму, часто совпадающему с положением кислородно-сорбционного геохимического барьера. Для Верхне-Колвинского озерного района в торфяно-глеевых почвах содержание Ni колеблется от 40 до 70 г/т.

Металлы-литофилы (Sr, Ba, Ga, Ti)

Стронций. В Большеземельской тундре распределение Sr в почвах, формирующихся на покровных суглинках, имеет аккумулятивно-элювиально-иллювиальный тип, в торфяных – аккумулятивно-элювиальный.

Данные распределения Sr по 352 почвенным профилям (958 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк стронция как 240 ± 30 г/т, что в четыре раза выше, чем на Ямале (60 ± 4 г/т). Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 190–400 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 400–580, 580–760, >760 г/т.

В целинных тундрах ландшафтов многоозерья содержание металла минимальное – до 30 г/т, тогда как на техногенных участках в торфяных почвах зафиксированы содержания до 1500 г/т (буровые Харьяга-17 и Харьяга-4). В ландшафтах эрозионно-аккумулятивных равнин (Лая-Колвинское междуречье) среднее медианное содержание Sr в почвах лежит в интервале геохимического фона – 270 г/т.

Барий. Распределение бария в профиле почв аналогично Sr, в покровных суглинках – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное, в торфяных – аккумулятивно-элювиальное.

Данные распределения бария по 352 почвенным профилям (1120 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ba как 630 ± 90 г/т, что более чем в шесть раз выше, нежели для Ямала (100 ± 10 г/т). Возможно, что региональный кларк бария для Большеземельской тундры завышен; по мере увеличения базы данных он может измениться.

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 390–1000 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 1000–1360, 1360–2110, >2110 г/т. Содержания Ва в ландшафтах многоозерья колеблются в широких пределах – от 100 (целинные тундры) до 10000 г/т (территория обработанных буровых площадок). Чаще всего сильные аномалии фиксировались в торфяных почвах, на участках, прилегающих к работающим буровым (Харьяга-26, 11, 17). В ландшафтах Лая-Колвинского междуречья среднее медианное содержание Ва в почвах, развивающихся на покровных суглинках, выше фоновых – 770 г/т. Сильные аномалии встречаются редко и, как правило, связаны с остаточным загрязнением. Так, на буровой Мишвань-11 в органогенном горизонте почвы в полосе стока обработанного бурового раствора зафиксировано содержание Ва до 2000 г/т.

Галлий. Распределение Ga в почвах, формирующихся на покровных суглинках, имеет элювиально-аккумулятивный тип, в торфяно-болотных – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный.

Данные распределения галлия по 352 почвенным профилям (1170 проб) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ga как 8 ± 1 г/т (для Ямала он в два раза выше – 16 ± 2 г/т).

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 5–13 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 16–24, 24–40, >40 г/т.

В ландшафтах Большеземельской тундры содержание Ga колеблется от 5 до 40 г/т. В суглинистых почвах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья содержание Ga – в пределах фона. В ландшафтах многоозерья при среднем медианном 13 г/т аномальные содержания Ga в торфяно-болотных почвах могут достигать 40 г/т (буровая Харьяга-26). Предполагается, что высокие содержания галлия на участках, прилегающих к буровой площадке, связаны с развеванием обсохшей поверхности песчано-глинистого шлама в котловане-отстойнике, из которого ушла вода.

Титан. Данные распределения титана по 352 почвенным профилям (1201 проба) позволяют оценить региональный почвенный кларк Ti как 2500 ± 300 г/т, что несколько больше, нежели для Ямала (2000 ± 100 г/т).

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 1000–5000 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 5000–7000, 7000–11000, >11000 г/т. Содержания Ti в почвах целинных участков Большеземельской тундры колеблются в широких пределах – от 100 до 10000 г/т. В ландшафтах многоозерья в пределах обработанных буровых отмечены аномальные содержания Ti – до 7700 г/т. В покровных суглинках долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья содержание титана в пределах геохимического фона (до 1000 г/т).

Глава 6. БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУНДРОВЫХ РАСТЕНИЙ

Химическое загрязнение тундровых ландшафтов в результате промышленного освоения Арктики представляет опасность для существования животного и растительного мира этого региона. Загрязнение изменяет геохимический фон и миграцию химических элементов в почвенно-растительном покрове. В определенной степени глубина этих изменений зависит от концентрационных функций растений. Этим понятием В.И. Вернадский [41, 42, 44] обозначил избирательное поглощение клетками организмов из окружающей среды определенных химических элементов в количествах, превышающих их содержание в питающей среде, – такая избирательность является важной функцией растительных организмов.

Известно, что одни и те же химические элементы при определенных концентрациях могут как активизировать, так и подавлять биохимические процессы в организмах [46, 48, 243]. Подобная двойственная роль присуща многим химическим элементам.

Понятно, что изучение концентрационной функции тундровых растений представляет практический интерес для выработки мероприятий по защите тундровых экосистем от техногенной деградации.

6.1. Биогеохимическая специализация растений Ямальских тундр

Биогеохимические исследования проводили в пределах Западно-Ямальских низинных тундр, а также Центрально-Ямальских возвышенных южных и средних тундр. В этих районах на пологих склонах и плакорах развиты кустарничково-лишайниково-моховые с ивой и ерником пятнисто-бугорковатые тундры и ивняково-ерниково-кустарничково-травяно-моховые кочковато-бугорковатые тундры [18, 191, 196].

Нами было отобрано более 700 проб растений в прибрежной низинной северной субарктической тундре Западного Ямала, а также в средней и южной субарктических тундрах Центрального

Ямала. У древесных растений анализировали листья и побеги текущего года, у трав, мхов и лишайников – надземную часть. Биогеохимический фон рассмотрен по систематической принадлежности растений – на уровне семейств. Для сравнительной оценки биогеохимической специализации растений использовали коэффициент биологического поглощения (A_x), рассчитанный как отношение средних содержаний элементов-примесей в золе растений к кларкам соответствующих элементов в осадочных породах (по: [84]).

При анализе золы растений использовали полуколичественный спектральный анализ (ПСА). Статистические данные о распределении химических элементов в растительности тундровых равнин Ямала приведены в табл. 6.1–6.3. Группировка микроэлементов в них дана по А.И. Перельману [182]. Материал монографических работ Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, в которых обобщался огромный массив аналитических данных [249, 251, 252], показал, что группировка А.И. Перельмана вполне приемлема и удобна.

Таксономическая геохимическая специализация растений

Рассматривая распределение химических элементов (табл. 6.1–6.3), можно заметить определенную избирательность в их накоплении растениями различных семейств. Основываясь на этих отличиях, рассчитан коэффициент биологического поглощения (A_x), характеризующий интенсивность вовлечения химических элементов в биологический круговорот [176]. Ранжирование значений A_x позволяет составить ряды биологического поглощения в надземных частях растений (табл. 6.4–6.6).

Для Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр к элементам энергичного накопления ($A_x > 10n$) относятся Zn, Nb, P, Mn, Cu. При этом самые высокие значения A_x зафиксированы для Zn и P (от 13.1 до 41.3); у фосфора значения A_x ниже – до 14.9, а для ниобия, марганца и меди интервал величин A_x лежит в пределах 11.1–16.1 (табл. 6.4).

Для Центрально-Ямальских возвышенных средних и южных тундр группу элементов энергичного накопления образуют Zn, P, Mn (табл. 6.5, 6.6). При этом самые высокие значения A_x вновь отмечены для цинка. Коэффициент A_{Zn} в семействе березовых для средних и южных тундр составляет 73.5 и 113.2 соответственно. Возможно, это связано с высокой биофильностью цинка, который к тому же легко мигрирует в кислых почвах.

Состав ассоциаций со значениями A_x (10–n) очень меняется от выборки к выборке. Отмечается, что для низинных северных субарктических тундр, занимающих приморские террасы в пределах распространения казанцевских отложений, спектр сильно накап-

Таблица 6.1

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах
Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр (зола, г/г)

Группы	Элементы	Березовые, n = 16					Ивовые, n = 56					Мятликовые, n = 47					Осоковые, n = 26				
		Q1	Me	Q3	Ax		Q1	Me	Q3	Ax		Q1	Me	Q3	Ax		Q1	Me	Q3	Ax	
I	Sr	421	562	1000	2.1	1000	1770	2100	6.6	450	562	740	2.1	177	562	1000	2.1				
	Ba	316	562	1330	1.4	177	237	562	0.6	316	562	740	1.4	316	562	740	1.4				
II	Y	18	32	56	1.1	24.6	31.6	42.1	1.1	23.7	31.6	42.1	1.1	18	32	42	1.1				
	Ga	5.62	10	17.8	0.8	3.2	13	24	1.1	0.6	1	1.8	0.1	1	2	4	0.2				
III	Sc	6	10	18	1.0	10	24	32	2.5	31.6	56.2	178	5.9	13.3	32	100	3.3				
	Ti	1770	1770	2370	0.5	560	1150	1780	0.3	1330	1770	3160	0.5	560	1330	1770	0.4				
	Zr	31.6	56.2	133	0.3	17.8	31.6	133	0.2	42.1	100	177	0.6	23.7	42.1	56.2	0.2				
	V	32	42	56	0.5	17.7	42.2	100	0.5	42.1	74.9	100	0.8	17.7	31.6	42.1	0.3				
	Nb	17	32	56	4.2	17	42	56	5.5	23.7	31.6	100	4.2	20.5	31.6	4.2					
	Sn	13.3	17.8	23.7	6.1	13.3	17.8	24.0	6.1	3.3	10	31.6	3.4	5.6	10	56.2	3.4				
IV	Mo	3.1	5.6	7.4	3.7	1.78	3.16	5.62	2.1	0.6	1	1.78	0.7	1.3	1.7	2.0	1.2				
	P	1800	3200	5600	4.8	1310	1800	4200	2.7	3160	10000	13000	14.9	3000	10000	13000	14.9				
V	Zn	1000	1800	2400	41.9	750	1000	1770	23.3	100	316	562	7.3	421	562	1000	13.1				
	Cu	316	421	560	13.6	100	177	316	5.7	74.9	100	133	3.2	74.9	100	177	3.2				
VI	Pb	13.1	17.7	23.7	1.5	7	10	13.3	0.8	10	13.3	17.7	1.1	7	10	13	0.8				
	Mn	5620	10000	13000	12.0	1780	4220	10000	5.1	2370	3160	4210	3.8	2370	3160	5620	3.8				
	Co	18	42	100	3.0	17.7	31.6	74.9	2.3	10	13.3	17.7	1.0	10	13.3	17.7	1.0				
	Ni	56.4	74.9	99.9	2.0	74.9	100	130	2.7	56.2	74.9	130	2.0	31.6	42.1	56.2	1.1				
	Cr	21.6	31.6	42.1	0.6	17.7	31.6	100	0.6	31.6	74.9	100	1.3	42.1	74.9	100	1.3				

Окончание табл. 6.1

Группы	Элементы	Хвошцевые, n = 15				Сфагновые, n = 8				Политриховые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	421	562	1000	2.1	240	420	750	1.6	130	170	230	0.6
	Ba	56	100	178	0.2	170	230	560	0.6	270	560	860	1.4
II	Y	10	17.8	31.6	0.6	31	42	56	1.4	31	42	56	1.4
	Ga	0.6	1	1.8	0.1	1	1.3	1.8	0.1	1	1.8	4.2	0.2
III	Sc	24	32	75	3.3	6	10	13	1.0	10	13	24	1.4
	Ti	600	1000	1800	0.3	1000	1800	5600	0.5	700	1700	2300	0.5
IV	Zr	17.7	31.6	42.1	0.2	65	120	150	0.7	150	240	420	1.4
	V	31.6	42.2	77.0	0.5	32	42	56	0.5	42	56	74	0.6
V	Nb	32	75	100	9.9	32	56	100	7.4	32	56	100	7.4
	Sn	13	18	32	6.2	1.3	5.6	10	1.9	5.6	10	180	3.4
VI	Mo	0.5	0.7	1	0.5	0.6	1	1.3	0.7	1	1.3	1.8	0.9
	P	300	600	1000	0.9	1300	2500	4200	3.7	1800	5600	10000	8.4
VII	Zn	316	562	750	13.1	240	750	1000	17.4	130	230	420	5.3
	Cu	42.1	56.2	74.9	1.8	6	13	18	0.4	31	56	130	1.8
VIII	Pb	4	10	13	0.8	13	18	32	1.5	10	18	32	1.5
	Mn	214	310	421	0.4	2400	8700	10000	10.5	800	1700	4800	2.0
IX	Co	8	10	32	0.7	27	150	210	10.7	27	74	210	5.3
	Ni	23.7	31.6	42.1	0.9	60	100	133	2.7	17	42	56	1.1
X	Cr	24	42	56	0.7	42	56	100	1.0	56	130	240	2.3

Таблица 6.2.

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях, мхах и лишайниках
Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры (зола, г/г)

Группы	Элементы	Березовые, n = 63			Ивовые, n = 28			Вересковые, n = 30			Осоковые, n = 19			Астровые, n = 6							
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Ax				
I	Sr	177	316	421	1.2	421	562	749	2.1	166	215	278	0.8	77	100	133	0.4	210	300	420	1.1
	Ba	178	316	562	0.8	177	316	487	0.8	599	1660	2150	4.0	133	178	237	0.4	210	300	560	0.7
II	Y	2.7	3.1	4.2	0.1	3.16	5.62	7.4	0.2	2.78	3.59	4.64	0.1	2.1	3.16	4.22	0.1	5	10	20	0.3
	Ga	1	3.1	5.6	0.3	0.6	1	1.78	0.1	1	2.15	2.78	0.2	1	1.78	2.15	0.1	1	2	3	0.2
III	Sc	0.5	0.6	1	0.1	0.1	0.13	0.23	0.0	1	1.9	2.2	0.2	0.5	1	1.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.0
	Ti	560	1000	1330	0.3	170	310	480	0.1	590	1000	2150	0.3	560	1000	1700	0.3	170	200	210	0.1
IV	Zr	31.6	56.2	75	0.3	21.5	31.6	42.2	0.2	27.8	35.9	46.4	0.2	31.6	42.2	56.2	0.2	1	2	5	0.0
	V	7.5	13.3	17.8	0.1	3.2	5.6	7.5	0.1	7.7	10	21.5	0.1	5.6	10	13	0.1	3	5	6	0.1
V	Nb	1.8	5.6	10	0.7	1	2	3	0.3	1	3.6	4.6	0.5	2.1	3.2	5.6	0.4	1	2	3	0.3
	Sn	1.78	3.16	4.2	1.1	1.3	1.78	3.16	0.6	2.15	2.78	4.64	1.0	1.3	1.78	2.15	0.6	1	2	4	0.7
VI	Mo	0.56	0.75	1	0.5	1	1.33	1.78	0.9	0.46	0.52	0.59	0.3	1	2	4	1.3	1	3	5	2.0
	P	2400	3160	4200	4.7	2400	3160	4200	4.7	1660	2780	2780	4.1	7700	10000	13300	14.9	1900	2700	3160	4.0
VI	Zn	1770	3160	4200	73.5	315	562	1330	13.1	359	464	560	10.8	315	562	770	13.1	200	300	420	7.0
	Cu	133	177	210	5.7	75	100	170	3.2	100	167	178	5.4	42.2	56.2	133	1.8	10	20	30	0.6
VI	Pb	10	17.8	31.6	1.5	4.2	5.6	10	0.5	16.7	21.5	31.6	1.8	7.2	10	17	0.8	3	5	7	0.4
	Mn	7800	10000	13300	12.0	3160	7490	10000	9.0	1000	10000	13300	12.0	3160	5620	7400	6.8	1000	3000	3600	3.6
VI	Cr	10	13.3	17.8	0.2	3.1	5.6	10	0.1	10	16.7	21.5	0.3	5.6	7.5	10	0.1	13	30	36	0.5
	Ni	42	56.2	75	1.5	56.2	75	100	2.0	13.3	21.5	27.8	0.6	6	10	13.9	0.3	31	50	77	1.4
VI	Co	10	17.8	21.5	1.3	10	31.6	36.5	2.3	3.6	4.6	7.7	0.3	4.2	5.2	7.2	0.4	1	10	13	0.7

Окончание табл. 6.2

Группы	Элементы	Розовые, n = 4			Хвошчевые, n = 12			Сфагновые, n = 15			Кладониевые, n = 13			Плауновые, n = 8							
		Q1	Me	Q3	Ах	Ах	Q3	Me	Q3	Ах	Q1	Me	Q3	Ах	Q1	Me	Q3	Ах			
I	Sr	130	180	214	0.7	320	420	560	1.6	56	100	133	0.4	75	100	115	0.4	100	140	190	0.5
	Ba	130	180	240	0.4	77	100	180	0.2	133	177	215	0.4	180	320	560	0.8	78	100	120	0.2
II	Y	5.6	10	13	0.3	2.4	3.2	4.2	0.1	0.6	1	1.33	0.0	0.6	1	1.78	0.0	2.3	2.7	7.2	0.1
	Ga	1.3	1.8	2.4	0.2	1.3	3.2	4.2	0.3	7	10	13.3	0.8	10	13.3	17.8	1.1	2.1	2.7	5.2	0.2
III	Sc	0.7	1	1.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.0	1.78	3.16	4.2	0.3	1.8	3.2	5.6	0.3	0.1	0.2	0.3	0.0
	Ti	316	400	500	0.1	200	1000	1330	0.3	3160	4210	5620	1.1	3160	4220	5620	1.1	1400	1900	2700	0.5
IV	Zr	7	10	12	0.1	42	56	75	0.3	75	100	133	0.6	75	100	133	0.6	21	27	37	0.2
	V	10	13	17	0.1	6	30	42	0.3	75	100	178	1.1	46	100	133	1.1	13	19	23	0.2
V	Nb	1.8	3.2	7.5	0.4	1.8	2.4	4.2	0.3	5.62	7.5	9.9	1.0	4.2	5.62	10	0.7	1.4	1.9	2.7	0.3
	Sn	1	1.3	2.4	0.4	1	1.8	2.1	0.6	3.16	4.22	5.62	1.5	5.62	7.5	7.5	2.6	1.3	1.9	2.3	0.7
VI	Mo	4.2	5.6	7.4	3.7	1	1.3	5.6	0.9	0.56	0.75	1.33	0.5	1	1.33	1.54	0.9	0.6	0.7	1	0.5
	P	1500	2400	3200	3.6	1000	10000	13300	14.9	2150	3160	5620	4.7	3200	10000	13300	14.9	1170	1380	2150	2.1
V	Zn	240	320	370	7.4	77	100	133	2.3	240	316	421	7.3	320	750	1000	17.4	140	270	316	6.3
	Cu	75	100	133	3.2	56	75	100	2.4	31.6	56.2	74	1.8	56.2	75	100	2.4	77	100	193	3.2
VI	Pb	7	10	17	0.8	3	5	7	0.4	31.6	42.2	56.2	3.5	32	100	100	8.3	17	19	21	1.6
	Mn	7700	10000	13300	12.0	420	500	1000	0.6	560	1000	1770	1.2	560	1000	1330	1.2	770	1000	2000	1.2
VI	Cr	10	13	18	0.2	5	13	18	0.2	31.6	42.2	75	0.7	31.6	56.2	100	1.0	10	14	17	0.2
	Ni	13	18	21	0.5	10	18	32	0.5	13.3	17.8	31.6	0.5	13	42	49	1.1	7	10	14	0.3
VI	Co	5	7	10	0.5	7	10	13	0.7	13.3	17.8	42.2	1.3	10	13.3	17.8	1.0	3	5	7	0.4

Таблица 6.3

**Содержание элементов-примесей в сосулистых растениях, мхах и лишайниках
Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры (зола, г/г)**

Группы	Элементы	Березовые, n = 48				Ивовые, n = 24				Вересковые, n = 45				Сосновые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	86.6	100	178	0.4	86.6	237	316	0.9	46.4	59.9	100	0.2	77	100	120	0.4
	Ba	178	316	649	0.8	131	178	750	0.4	359	774	1000	1.9	700	2000	3000	4.9
II	Y	1.8	3.2	10	0.1	1	2	3	0.1	2.15	2.78	10	0.1	1	1.9	2.7	0.1
	Ga	1	1.78	2.14	0.1	0.8	1	1.78	0.1	2.15	2.78	4.64	0.2	0.8	1	1.4	0.1
III	Sc	1.78	3.16	4.21	0.3	0.24	1.78	3.16	0.2	1.77	2.78	3.2	0.3	0.1	0.19	0.27	0.0
	Ti	562	562	1000	0.2	316	562	740	0.2	599	1000	1900	0.3	320	520	560	0.1
	Zr	17.8	31.6	56.0	0.2	1	2	3	0.0	24	27.8	35.9	0.2	1	1.9	2.7	0.0
	V	11.5	31.6	36.5	0.3	10	15.4	31.6	0.2	27.8	35.9	100	0.4	17	19	23	0.2
	Nb	1	1.8	3.2	0.2	1	1.8	3.2	0.2	1	2.15	2.78	0.3	1	1.9	2.7	0.3
	Sn	1.3	1.78	2.37	0.6	0.6	1	1.78	0.3	2.15	2.78	3.16	1.0	1.3	1.9	1.9	0.7
IV	Mo	0.56	0.75	1.3	0.5	0.56	0.75	1	0.5	0.59	0.77	1.67	0.5	0.42	0.52	0.72	0.3
	P	7700	10000	17800	14.9	7500	10000	13300	14.9	7740	10000	13300	14.9	7200	10000	13300	14.9
V	Zn	3160	4870	5620	113.2	1000	1150	1780	26.7	278	359	464	8.3	320	370	440	8.6
	Cu	100	178	316	5.7	77	100	133	3.2	100	167	215	5.4	120	190	190	6.1
	Pb	17.8	42.2	56.2	3.5	3.2	5.6	10	0.5	21.5	46.4	56.2	3.9	14	19	32	1.6
	Mn	5600	10000	13300	12.0	1200	4900	5600	5.9	7740	10000	13000	12.0	5200	10000	13000	12.0
VI	Cr	10	17.8	23.7	0.3	6.5	17.8	31.6	0.3	21.5	27.8	77.4	0.5	7	10	14	0.2
	Ni	31.6	56.2	100	1.5	31.6	36.5	75	1.0	21.5	35.9	167	1.0	23	27	32	0.7
	Co	10	13.3	23.7	1.0	5.6	18	32	1.3	7.74	10	27.8	0.7	5.2	7.2	10	0.5

Продолжение табл. 6.3

Группы	Элементы			Мягкие, n = 12			Осоковые, n = 15			Розовые, n = 6			Бобовые, n = 18			Грициные, n = 8					
	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	
I	Sr	37	56	100	0.2	42.1	100	0.2	42	50	74	0.2	77	100	178	0.4	42	52	77	0.2	
	Ba	60	100	200	0.2	100	180	0.4	50	100	200	0.2	56	100	320	0.2	140	230	270	0.6	
II	Y	0.6	1	2	0.0	1.78	4.22	10	0.1	0.6	2	3	0.1	1	3	7	0.1	1	1.4	2.3	0.0
	Ga	1	1.8	2.4	0.2	0.6	1	1.78	0.1	0.7	1	2	0.1	1	1.8	2.4	0.2	0.7	1	1.4	0.1
III	Sc	0.1	0.13	0.24	0.0	0.18	3.16	0.3	0.1	0.2	0.3	0.0	0.6	1	2	0.1	1.4	2.3	2.7	0.2	
	Ti	320	420	1000	0.1	420	750	1000	0.2	200	300	320	0.1	130	180	1000	0.0	100	200	300	0.1
IV	Zr	0.6	1	2	0.0	1.8	31.6	56.2	0.2	10	20	30	0.1	7	10	20	0.1	1	2	3	0.0
	V	10	24	42	0.3	10	13	56	0.1	7	10	20	0.1	6	7	56	0.1	5	10	20	0.1
V	Nb	1	2	3	0.3	0.6	1	2	0.1	1	2	3	0.3	0.7	1	2	0.1	1	1.4	2.3	0.2
	Sn	1.0	1.8	2.1	0.6	1.33	1.78	3.16	0.6	2	3	6	1.0	1	1.78	2.4	0.6	1	1.4	2.3	0.5
VI	Mo	0.75	1.3	3.2	0.9	2.15	4.22	5.62	2.8	2	3	7	2.0	1.78	3.16	4.21	2.1	0.42	0.52	1	0.3
	P	7500	10000	13000	14.9	7500	10000	13300	14.9	5600	7000	10000	10.4	5620	10000	13300	14.9	5200	10000	13300	14.9
VII	Zn	100	130	320	3.0	320	750	1300	17.4	420	500	560	11.6	100	130	1000	3.0	70	100	130	2.3
	Cu	77	100	130	3.2	75	178	178	5.7	100	200	240	6.5	100	133	177	4.3	70	100	170	3.2
VIII	Pb	2.4	3.2	5.6	0.3	10	13.3	17.8	1.1	5	7	10	0.6	5.6	10	13	0.8	3	5	7	0.4
	Mn	900	1300	5600	1.6	5620	7500	10000	9.0	5000	10000	13300	12.0	300	1300	1700	1.6	700	1200	1400	1.4
IX	Cr	6	12	18	0.2	6	13	18	0.2	7	10	13	0.2	4	5	32	0.1	5	8	10	0.1
	Ni	10	18	32	0.5	18	32	42	0.9	20	30	32	0.8	21.5	31.6	42.2	0.9	19	37	52	1.0
X	Co	4.2	5.6	7.5	0.4	3.2	5.6	10	0.4	5	7	10	0.5	1.8	5.6	10	0.4	2.7	12	27	0.9

Окончание табл. 6.3

Группы	Элементы	Хвощевые, n = 40						Сфагновые, n = 22						Политриховые, n = 80						Цетрариевые, n = 25					
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax				
I	Sr	31.6	100	133	0.37	42.1	56.2	100	0.2	42.2	56.2	100	0.2	42.1	56.2	100	0.2	42.1	56.2	100	0.2				
	Ba	100	178	178	0.43	100	178	215	0.4	77	100	178	0.2	77	100	178	0.2	77	100	316	0.2				
II	Y	0.6	1	2	0.03	5.62	10	13	0.3	5.62	10	17	0.3	6.49	10	13.3	0.3	6.49	10	13.3	0.3				
	Ga	0.5	1	3	0.08	3.16	5.62	7.5	0.5	4.2	5.62	7.5	0.5	4.21	5.62	7.74	0.5	4.21	5.62	7.74	0.5				
III	Sc	0.1	0.3	3.2	0.03	2.15	3.16	4.87	0.3	1.78	3.16	4.22	0.3	1.33	3.16	5.62	0.3	1.33	3.16	5.62	0.3				
	Ti	133	178	316	0.05	1330	1780	3160	0.5	1330	1780	3160	0.5	1780	3160	3160	0.8	1780	3160	3160	0.8				
IV	Zr	0.6	1	2	0.01	42.1	56.2	74.4	0.3	42.2	56.2	74.4	0.3	42.1	56.2	100	0.3	42.1	56.2	100	0.3				
	V	7	10	13.3	0.11	56.2	100	130	1.1	75	100	130	1.1	75	100	133	1.1	75	100	133	1.1				
V	Nb	0.6	1	2	0.13	2.15	3.16	5.62	0.4	2.15	3.16	4.22	0.4	4.22	5.62	7.44	0.7	4.22	5.62	7.44	0.7				
	Sn	0.6	1	1.78	0.34	1.78	4.87	5.62	1.7	3.16	4.22	4.87	1.5	4.22	5.62	7.44	1.9	4.22	5.62	7.44	1.9				
VI	Mo	0.56	0.75	1	0.50	1	1.33	1.77	0.9	0.7	1	1.54	0.7	1	1.33	1.54	0.9	1	1.33	1.54	0.9				
	P	5600	10000	13300	14.9	3160	5620	13300	8.4	1780	3160	6490	4.7	4220	7500	10000	11.2	4220	7500	10000	11.2				
VII	Zn	77	100	170	2.33	316	422	562	9.8	133	178	487	4.1	422	562	774	13.1	422	562	774	13.1				
	Cu	56.2	86.6	100	2.79	17.8	75	100	2.4	31.6	56.2	100	1.8	56.2	75	100	2.4	56.2	75	100	2.4				
VIII	Pb	3.7	5.6	7.5	0.47	17.8	56.2	77.4	4.7	31.6	56.2	100	4.7	48.7	100	133	8.3	48.7	100	133	8.3				
	Mn	320	560	750	0.67	2150	3160	5620	3.8	7700	10000	13600	12.0	1300	3200	4200	3.9	1300	3200	4200	3.9				
IX	Cr	4.2	10	11.5	0.17	31.6	48.7	75	0.8	56.2	75	178	1.3	56.2	100	178	1.7	56.2	100	178	1.7				
	Ni	10	31.6	56.2	0.85	17.8	48.7	56.2	1.3	56.2	100	237	2.7	21.5	31.6	56.2	0.9	21.5	31.6	56.2	0.9				
X	Co	3.16	10	17.8	0.71	10	32	42	2.3	13.3	31.6	56.2	2.3	13.3	17.8	21.5	1.3	13.3	17.8	21.5	1.3				

Таблица 6.4
 Ряды биологического поглощения (Ах) и средние зольные кларки накопления (\bar{A}_x) микроэлементов
 в сосудистых растениях и мхах Западно-Ямальской низинной северной субарктической тундры

Интервал Ах	Березовые, n = 16	Ивовые, n = 54	Мятликовые, n = 47	Осоковые, n = 26	Хвощевые, n = 15	Сфагновые, n = 4	Политриховые, n = 4
Элементы: энергичного накопления (>10n)	Zn, Cu, Mn	Zn	P, Zn	Zn	Zn, Co, Mn		
сильного накопления (10–n)	Sn, P, Nb, Mo, Sr, Sn, Cu, Nb, Mn, Ni, P, Mn, Sn, Cu, Sr, Ni, P, Ba, Y, Sc	Zn, Mo, Nb, Mo, Sn, Nb, Mn, Cu, Sc, Co, Mo, Y, Sr, Ni, P, Ba, Cr, Pb, Y, Sc	Mo, Sn, Nb, Mn, Cu, Sc, Sr, Ba, Cr, Ni, Y	Nb, Sn, Sr, Cu, Mo, Sc	Nb, Cu, Mo, P, Nb, Mo, Zn, P, Sn, Ni, Sr, Co, Sn, Cr, Mn, Pb, Y, Sc	Zr, Ba, Ni, Ga	
среднего накопления и среднего захвата (0.n)	Ga, Cr, Ti, V, Ti, Zr	Pb, Ba, Cr, V, Ti, Zr	Co, V, Zr, Ti, Ga	Co, Pb, Ti, V, Ga, Zr	Ni, P, Pb, Cr, Co, Y, V, Mn, Ti, Ga, Ba, Zr	Cr, Ga, Zr, Ba, Ti, V	Sr, V, Ti
Элементы биологического захвата, $A_x < 1$							
Средние зольные кларки накопления							
\bar{A}_x^+	4.50 (84.7%)	3.05 (83.4%)	1.60 (70.0%)	1.88 (55.8%)	1.72 (86.1%)	3.24 (83.8%)	1.79 (61.3%)
\bar{A}_x^-	0.81 (15.3%)	0.61 (16.6%)	0.68 (30.0%)	1.49 (44.2%)	0.27 (13.9%)	0.63 (16.2%)	1.13 (38.7%)

Таблица 6.5
Ряды биологического поглощения (Ах) и средние зольные кларки накопления (\bar{A}_x) микроэлементов
в сосудистых растениях, мхах и лишайниках Центрально-Ямальной возвышенной
средней субарктической тундры

Интервал Ах	Березо- вые, n = 63	Ивовые, n = 28	Вереско- вые, n = 30	Осоко- вые, n = 19	Астро- вые, n = 6	Розо- цветные, n = 4	Хвоще- вые, n = 13	Сфагно- вые, n = 15	Кладно- ниевые, n = 13	Плауно- вые, n = 8
Элементы: энергичного накопления (>10n)	Zn, P, Mn	P, Zn	P, Mn, Zn	P, Zn	P, Mn	P	Zn, P	P	Zn, P	P
сильного накопления (10 –n)	Cu, Ni, Pb, Co, Sr, Sn	Mn, Cu, Co, Sr, Ni	Cu, Ba, Pb	Mn, Cu, Mo	Zn, Cu, Mn, Mo, Ni, Sr	Zn, Mo, Cu	Cu, Zn, Sr	Zn, P, Pb, Cu, Sn, Co, Mn, Ti, V	Pb, Sn, Cu, Mn, Ni, Ga, V	Zn, Cu, Pb, Mn
среднего накопления и среднего захвата (0.n)	Ba, Nb, Mo, Zr, Ti, Ga, Cr, V, Y, Sc	Mo, Ba, Sn, Pb, Nb, Y, Zr	Sn, Sr, Ni, Nb, Mo, Co, Cr, Ti, Zr, Sc, Ga, Y, V	Pb, Sn, Ba, Nb, Co, Sr, Ni, Ti, Zr, Ga, Cr, V, Y, Sc	Ba, Co, Sn, Pb, Y, Nb, Cr, Ni, Y, Cr, Ga, V, Ti, Sc	Pb, Co, Sr, Sn, Ba, Nb, Ni, Pb, V, Zr, Nb, Ti, Ga, Ba, Sc	Nb, Mn, Mo, Mn, Sn, Co, Ni, Zr, Ba, Sr, Y, Sc	Nb, Ga, Cr, Co, Mo, Ti, Ba, Nb, Sr, Ni, Ba, Sr, Y, Sc	Cr, Co, Mo, Ti, Ba, Nb, Sr, Ni, Nb, Ba, Cr, Ga, Zr, V	Sn, Ti, Mo, Co, Sr, Ni, Nb, Ba, Cr, Ga, Zr, V
слабого захвата (0.0n)	Cr, Ti, Ga, V, Sc	Cr, Ti, Ga, V, Sc	V, Ti, Sc, Zr	V, Ti, Sc, Zr	V, Ti, Sc, Zr	Sc	Cr, Y	Cr, Y	Y, Sc	Y, Sc
\bar{A}_x^+	4.76 (65.1%)	2.15 (47.2%)	1.81 (44.8%)	1.24 (59.3%)	1.09 (34.1%)	1.33 (40.6%)	0.49 (36.8%)	1.02 (71.4%)	1.89 (65.7%)	0.64 (34.9%)
\bar{A}_x^-	2.55 (34.9%)	2.41 (52.8%)	2.23 (55.2%)	0.84 (40.7%)	2.12 (65.9%)	1.94 (59.4%)	0.85 (63.2%)	0.42 (28.6%)	0.98 (34.3%)	1.19 (65.1%)

Таблица 6.6
Ряды биологического поглощения (Ах) и средние зольные кларки накопления (\bar{A}_x) микроэлементов в сосудистых растениях, мхах и лишайниках Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры

Интервал Ах	Березовые, n = 48	Ивовые, n = 24	Вересковые, n = 45	Сосновые, n = 8	Бобовые, n = 18	Гречишные, n = 8	Мятликовые, n = 12
Элементы: энергичного накопления (>10 n)	Zn, P, Mn	Zn, P	P, Mn	P, Mn	P	P	P
сильного накопления (10 – n)	Cu, Pb, Ni	Mn, Cu, Co	Zn, Cu, Pb, Ba	Zn, Cu, Ba, Pb	Cu, Zn, Mo, Mn,	Cu, Zn, Mn	Cu, Zn, Mn,
среднего накопления и среднего захвата (0.n)	Co, Ba, Sn, Mo, Sr, V, Sc, Cr, Nb, Zr, Ti, Ga, Y	Ni, Sr, Mo, Pb, Ba, Sn, Cr, Nb, Sc, V, Ti	Ni, Sn, Co, Mo, Cr, V, Sc, Nb, Ti, Ga, Sr, Zr	Элементы биологического захвата, $A_x < 1$			
слабого захвата (0.0n)	Ga, Y, Zr	Y	Ga, Y, Sc, Zr	Cr, V, Zr	Cr, Y	Ga, Y, Ti, Zr	Y, Sc, Zr
$\bar{A}_x +$	6.67 (87.0%)	1.97 (70.5%)	1.69 (61.9%)	1.72 (65.5%)	0.63 (41.0%)	0.53 (38.7%)	0.49 (36.6%)
$\bar{A}_x -$	0.99 (13.0%)	0.82 (29.5%)	1.04 (38.1%)	0.91 (35.5%)	0.91 (59.0%)	0.84 (61.3%)	0.86 (63.4%)

Средние зольные кларки накопления

Окончание табл. 6.6

Интервал Ах	Осоковые, n = 15	Розовцветные, n = 6	Хвощевые, n = 40	Сфагновые, n = 22	Политриховые, n = 80	Цетрариевые, n = 25
Элементы: энергичного накопления (>10 n) сильного накопления (10 – n)	Zn, P	P, Mn, Zn	P	Элементы биологического накопления, Ах > 1		
	Mn, Cu, Mo, Pb	Cu, Mo, Sn	Cu, Zn,	Zn, P, Pb, Mn, Cu, Co, Sn, Ni, V	P, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Sn, Cr, Mn, V	Zn, P Pb, Mn, Cu, Sn, Cr, Co, V
среднего накопления и среднего захвата (0.n)	Ni, Sn, Ba, Co, Sc, Cr, Sr, Ti, Zr, Y, V, Nb	Ba, Sr, Cr, Zr, V Cr, Nb, V	Ni, Co, Mn, Mo, Pb, Ba, Sr, Sn, Ga, Ba, Y, Zr, Sc, Sr	Элементы биологического захвата, Ах < 1		
слабого захвата (0.0n)	Ga	Ga, Ti, Y, Sc	Ga, Ti, Y, Sc, Zr			
\bar{A}_x^+	1.75 (64.7%)	1.60 (63.3%)	0.45 (36.2%)	1.37 (69.1%)	1.00 (70.5%)	1.70 (69.1%)
\bar{A}_y^-	0.95 (35.3%)	0.93 (36.7%)	0.81 (63.8%)	0.61 (30.9%)	0.43 (29.5%)	0.76 (30.9%)

ливающихся элементов значительно шире, нежели для возвышенных средней и южной тундр Центрального Ямала, развивающихся на салехардских отложениях и грубообломочных породах палеозоя.

Сравнение поглощения растительностью катионогенных (К) и анионогенных элементов и комплексообразователей (А) оценивалось с помощью диаграмм, где координатными осями служат средние кларки концентраций, рассчитанные отдельно для катионов (К) и анионов (А). Формула расчета имеет вид:

$$\left(\frac{\bar{K} = \sum A_x (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ba, Mn, Cr, Nb, Ti, Ag, Ga, Y, Sc, Sr)}{15} \right)$$

$$\text{и} \left(\frac{\bar{A} = \sum A_x (P, Mo, V, Zr, B, Sn)}{6} \right),$$

результаты показаны на рис. 6.1.

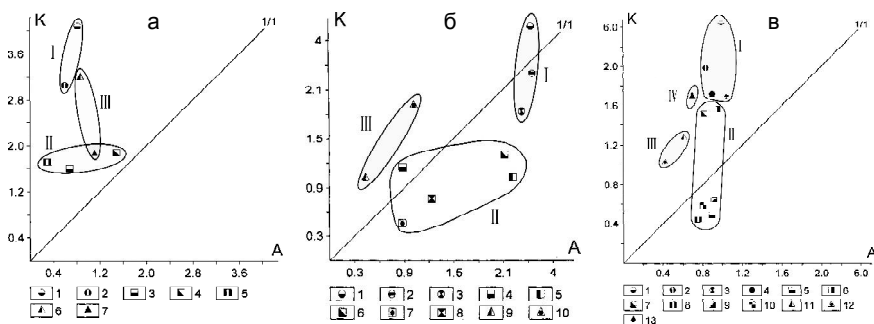


Рис. 6.1. Поля соотношений катионогенных и анионогенных элементов и комплексообразователей в растениях:

а) Западно-Ямальской низинной северной субарктической тундры.

Условные обозначения: I – древесные: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые; II – травы: 3 – сем. Мятликовые, 4 – сем. Осоковые, 5 – сем. Хвощевые; III – мхи: 6 – мхи рода Сфагнум, 7 – мхи рода Политрихум;

б) Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры.

Условные обозначения: I – древесные: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые; II – травы: 4 – сем. Осоковые, 5 – сем. Астровые, 6 – сем. Розоцветные, 7 – сем. Хвощевые, 8 – сем. Плауновые; III – мхи: 9 – сем. Сфагновые; IV – лишайники: 10 – род Цетрариевые;

в) Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры.

Условные обозначения: I – древесные: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые, 4 – сем. Сосновые; II – травы: 5 – сем. Мятликовые, 6 – сем. Осоковые, 7 – сем. Розоцветные, 8 – сем. Хвощевые, 9 – сем. Бобовые, 10 – Гречишные; III – мхи: 11 – мхи рода Сфагнум, 12 – мхи рода Политрихум; IV – лишайники: 13 – род Кладониевые.

Выясняется, что для травянистых форм свойственно преимущественное накопление анионогенных элементов, тогда как древесные растения (семейства березовые, ивовые, вересковые) отличаются высоким сродством к катионогенным элементам.

Анализ соотношений полей концентрации катионов и анионов показывает, что в низинных северных субарктических тундрах биогеохимическая активность в накоплении катионов у древесных растений выше. В средней субарктической тундре по этому показателю выделяются лишайники и мхи, что служит косвенным показателем наличия пылевого загрязнения приземной атмосферы, вызванного ветровыми раздувами обнаженных участков почв. На целинных участках средней субарктической тундры зольность торфяного слоя в верхней части почвенного профиля может достигать, по данным В.С. Дедкова [191, с. 119], до 28%, что также свидетельствует о значительной пылевой нагрузке на растительный покров в этом районе.

Вместе с тем, в южной субарктической тундре биогеохимическая активность древесных растений вновь возрастает и, в большей мере, за счет карликовой березки – концентратора цинка. В целом, сопоставление таксономической специализации растений Ямала и биогеохимической активности жизненных форм (кустарники, травы, мхи, лишайники) показало, что кустарникам, а также мхам и лишайникам присуще преобладающее накопление катионов, тогда как травам – анионов.

6.2. Биогеохимическая контрастность ландшафтов южной части Большеземельской тундры

Растительный покров автономных (типоморфных) ландшафтов южной части Большеземельской тундры представлен кустарниково-кустарничковыми зеленомошно-лишайниковыми сообществами. Доля кустарников невелика, проективное покрытие не превышает 15–18%. На плоских торфяных буграх их высота составляет не более 20–35 см, но в долинах малых водотоков и в прибрежной части озерно-болотных котловин они часто образуют заросли высотой 1.0–2.0 м. В кустарничковом ярусе преобладает багульник, а голубика, брусника, морошка, подбел выступают как дополнительные видообразователи кустарничковых сообществ. Из трав доминируют осоки. Цветочное разнотравье встречается лишь в припойменной части долин малых водотоков. Напочвенный покров часто образован мохово-лишайниковыми тундрами. Из лишайников часто встречаются роды Кладония и Цетрария. Зеленые мхи представлены в основном политрихумом и ритидиумом.

В низинах в моховом покрове доминирует сфагнум. Для плоских вершин торфяных бугров характерно образование мохово-лишайниковых группировок, в которых пятна мхов и лишайников распределены относительно равномерно. Угнетенных моховых ценозов, аналогичных тем, что встречались на Ямале, в пределах целинной тундры и техногенно нарушенных участков не выявлено. Повреждения мохового покрова связаны с передвижением гусеничного транспорта.

Биогеохимические исследования проводились на участках целинной тундры в пределах Лая-Колвинского междуречья (ландшафты эрозионно-аккумулятивных равнин) и Верхне-Колвинского озерного района (ландшафты многоозерья).

Биологическая активность растений эрозионно-аккумулятивных равнин (Лая-Колвинское междуречье)

Основной фон ландшафтов Лая-Колвинского междуречья составляют различные варианты кустарниковых и кустарничковых тундр с хорошо развитым мохово-лишайниковым ярусом на поверхностно-глеевых почвах. Общие черты биогеохимии долин малых водотоков в пределах Лая-Колвинского водораздела рассматриваются нами на материале около 130 проб золы растений; они представлены 17 доминирующими видами, относящимися к девяти семействам (табл. 6.7).

Для растений семейств Березовые, Ивовые, Вересковые отмечаются самые высокие средние кларки накопления (табл. 6.8). Из трав активное накопление ЭП наблюдается для растений семейств Мятликовые и Осоковые, чему немало способствует то, что для трав характерно значительное преобладание подземной (корневой) фитомассы над надземной [45].

Как видно из табл. 6.8, к элементам энергичного накопления ($A_x > 10n$) в большинстве выборок относится Mn. Особенно много марганца накапливают растения семейств Березовые, Ивовые, Вересковые, Мятликовые, Розоцветные, Осоковые. Группу элементов сильного накопления ($A_x = 10-n$) образуют P, Zn, Ba, Cu, Sr. Относительная устойчивость этой группы элементов, возможно, отражает биогеохимический фон.

Сравнение химического состава древесных растений семейств Березовые, Ивовые, Вересковые с травянистыми (Мятликовые, Розоцветные, Осоковые, Хвощевые) показали близость их средних величин накопления микроэлементов (табл. 6.8), что указывает на их общую связь с геохимическими условиями произрастания.

Однако при оценке биогеохимического фона помимо установления биогеохимической активности растений стоит задача выявить биогеохимическую специализацию растений. Нами эта зада-

Таблица 6.7

**Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах
в ландшафтах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья (зола, г/т)**

Группа	Элемент	Березовые, n = 12				Ивовые, n = 18				Вересковые, n = 4				Мятликовые, n = 21			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	240	300	2000	1.1	316	770	1330	2.9	100	160	320	0.6	2000	4000	7000	14.8
	Ba	1300	3200	5600	7.8	700	1700	2800	4.1	2500	7900	32000	19.3	700	1700	2800	4.1
II	Y	10	17.8	31.6	0.6	1	2	10	0.1	1	2	3	0.1	20	30	40	1.0
	Sc	1	2	3	0.2	1	2	3	0.2	1	2	3	0.2	10	40	200	4.2
III	Ga	1	2	2	0.2	1	5	8	0.4	0.1	0.2	0.3	0.0	0.6	1	4	0.1
	Ti	320	560	770	0.1	131	200	500	0.1	320	400	630	0.1	100	220	320	0.1
IV	Zr	30	70	100	0.4	28	36	100	0.2	16	25	32	0.1	42	100	132	0.6
	V	4	7	10	0.1	21	30	50	0.3	16	32	40	0.4	1	3	10	0.0
V	Nb	7	10	13	1.3	1	2	3	0.3	0.6	1	2.5	0.1	2	10	13	1.3
	Sn	1	2	3	0.7	0.2	0.5	1	0.2	0.1	0.2	0.6	0.1	1	1.67	2.15	0.6
VI	Mo	1.8	2.4	3.7	1.6	1	2	3	1.3	0.1	0.2	0.7	0.1	1.3	2.15	2.45	1.4
	P	4210	5600	8700	8.4	1330	4640	5600	6.9	2500	4000	6300	6.0	5270	7740	10000	11.6
V	Zn	600	700	1000	16.3	360	460	770	10.7	40	60	100	1.4	280	460	1000	10.7
	Cu	56	75	86.6	2.4	46.4	77.4	100	2.5	25	40	63	1.3	31.6	46.4	77.4	1.5
VI	Pb	10	30	60	2.5	7	13	22	1.1	1	4	7	0.3	7	8	32	0.7
	Mn	5600	10000	11500	120	4600	8800	10000	106	1330	2500	4000	30	1300	7700	16700	9.3
VI	Cr	7	60	77	1.0	20	50	80	0.9	20	40	50	0.7	2	3	11	0.1
	Ni	32	75	100	2.0	50	80	100	2.2	25	40	63	1.1	4	17	28	0.5
VI	Co	7	10	30	0.7	9	30	60	2.1	0.1	0.2	0.3	0.0	2.4	10	17	0.7

Окончание табл. 6.7

Группа	Элемент	Осоковые, n = 7			Астровые, n = 5			Хвощевые, n = 6			Полиприховые, n = 4						
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax				
I	Sr	500	800	1000	3.0	600	1000	2000	3.7	421	600	700	2.2	150	260	380	1.0
	Ba	4600	7700	28000	18.8	8700	10000	56000	24.4	3200	5600	7700	13.7	1500	2600	5600	6.3
II	Y	10	20	30	0.7	1	2	6	0.1	10	20	30	0.7	10	15	22	0.5
	Sc	1	2	3	0.2	1	2	3	0.2	60	100	300	10.4	15	22	32	2.3
III	Ga	1.3	2.8	6.8	0.2	0.6	1	2	0.1	6	7	30	0.6	5.6	6.8	15	0.6
	Ti	100	280	460	0.1	200	700	1000	0.2	600	700	4000	0.2	320	460	1000	0.1
IV	Zr	42	100	170	0.6	60	100	100	0.6	42	60	100	0.4	15	26	32	0.2
	V	1	3	6	0.0	3	10	60	0.1	70	100	170	1.1	46	68	100	0.7
V	Nb	4.6	10	17	1.3	6	10	10	1.3	6	10	21	1.3	1	2.2	3.2	0.3
	Sn	0.5	1	2.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	1	3	4	1.0	1	1.5	4.6	0.5
VI	Mo	2	4	5	2.7	6	7	10	4.7	1	2	3	1.3	1	2.2	4.6	1.5
	P	7700	8800	10000	13.1	4000	6000	6000	9.0	3200	6000	12000	9.0	1000	4600	6800	6.9
VII	Zn	130	200	800	4.7	70	100	130	2.3	90	100	200	2.3	10	60	100	1.4
	Cu	30	50	80	1.6	20	70	90	2.3	30	60	77	1.9	10	15	38	0.5
VIII	Pb	3	4	7	0.3	7	10	40	0.8	7	10	30	0.8	4	10	63	0.8
	Mn	2200	4600	17000	5.5	600	1000	4000	1.2	700	1000	3000	1.2	400	600	1200	0.7
IX	Cr	1	3	46	0.1	6	70	200	1.2	60	70	100	1.2	100	120	220	2.1
	Ni	7	10	17	0.3	4	30	60	0.8	24	30	60	0.8	18	38	46	1.0
X	Co	1	6	8	0.4	0.1	0.2	0.3	0.0	10	30	40	2.1	5.6	8.3	18	0.6

Таблица 6.8
Ряды биологического поглощения и средние зольные кларки накопления микроэлементов
в сосудистых растениях и мхах в ландшафтах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья

Интервал Ах	Березовые, n = 12	Ивовые, n = 18	Вереско- вые, n = 4	Мятлико- вые, n = 21	Осоковые, n = 7	Астровые, n = 5	Хвощевые, n = 6	Политри- ховые, n = 4
Элементы: энергичного накопления (>10n)	Zn, Mn	Zn, Mn	Sr, P, Zn	P				
сильного накопления (10 – n)	P, Ba, Pb, Cu, Ni, Mo, Nb, Sr, Cr	P, Ba, Sr, Cu, Ni, Co, Mo, Pb	P, Mn, Ba, Ni, Zn, Cu	Mn, Ba, Cu, Mo, Nb, Y Nb	Mn, Zn, Sr, Mo, Ba, Cu, Nb	P, Mo, Sr, Ba, Cu, Zn, Nb, Cr, Mn	P, Zn, Sr, Co, Cu, Ba, Mo, Nb, Cr, Mn, V, Sc, Sn	P, Ba, Ti, Sc, Cr, Zn, Zr, Mo, V, Ni
среднего накопления и среднего захвата (0, n)	Co, Sn, Y, Zr, Ga, Ti	Cr, Ga, Nb, Zr, Sn, Ti	Pb, Cr, Sr, V, Nb, Mo, Zr, Ti	Pb, Co, Zr, Sn, Sc, Ni, Ga	Y, Zr, Co, Pb, Sn, Ni, Ga	Pb, Ni, Zr, Ti, V Zr, Ti	Pb, Y, Ga, Zr, Ti	Sr, Pb, Mn, Y, Co, Ga, Cu, Sn, Nb
слабого захвата (0,0n)	V, Sc	Y, V, Sc	Sn, Y, Sc, Ga, Co	Ga, Cr, Ti, V, Ti, Cr, V, Sc	Ga, Y, Sn, Ni Sc, Co			
$\bar{A}_x +$	2.41 (75.2%)	1.84 (76.9%)	0.68 (58.2%)	2.28 (73.7%)	0.99 (53.6%)	0.83 (52.5%)	1.05 (61.0%)	1.11 (67.1%)
$\bar{A}_x -$	0.79 (24.8%)	0.56 (23.1%)	0.48 (41.8%)	0.82 (26.3%)	0.87 (46.4%)	0.75 (47.5%)	0.67 (39.0%)	0.53 (32.9%)

Элементы биологического захвата, $A_x < 1$

Средние зольные кларки накопления

ча решалась путем сопоставления содержания элементов в золе растений разных видов (рис. 6.2). Как следует из рис. 6.2, для трав прослеживается тенденция в преимущественном накоплении аниогенных элементов, тогда как в древесных растениях и особенно во мхах хорошо выражена катиогенная составляющая.

Следует заметить, что наряду с формальными группами (I, II, III) на рис. 6.2 можно выделить две неформальные. Верхняя образована растениями, входящими в семейства Березовые, Ивовые, Астровые, нижняя образована сообществом из растений семейств Вересковые, Осоковые, Хвощевые и зеленых мхов рода Политрихум. Верхняя – это растительные сообщества пойм, нижняя – плакорных участков. Иными словами, биогеохимическая активность растений, в частности травянистых, в достаточно однородных условиях местообитания определяется больше гидрогеохимическими условиями в почвенном профиле, нежели видовой принадлежностью растений, что следует учитывать при организации фонового мониторинга.

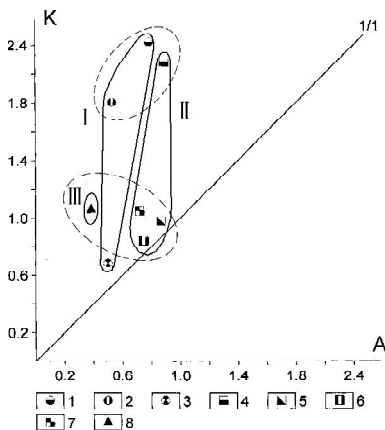


Рис. 6.2. Биогеохимическая активность растений Лая-Колвинского междуречья в поле соотношения катиогенных и аниогенных элементов (нормирование средних кларков накопления выполнено через Ax).

Условные обозначения: I – древесные растения: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые; II – травяные растения: 4 – сем. Мятликовые, 5 – сем. Осоковые, 6 – сем. Астровые, 7 – сем. Хвощевые; III – моховые растения: 8 – мхи рода Политрихум.

Ландшафты многоозерья (Верхне-Колвинский озерный район)

Общие черты биогеохимии рассматриваются нами на собственных материалах, включающих около 400 проб золы сосудистых растений, мхов и лишайников (19 доминирующих видов растений, относящихся к восьми семействам). Статистические параметры химического состава растительности приведены в табл. 6.9 и 6.10. Слабая геохимическая контрастность ландшафтов плоских водоразделов в пределах Верхне-Колвинского озерного района не позволяет установить приуроченность отдельных видов к определенным местообитаниям. Большинство из них встречается в широком диапазоне элементарных ландшафтов. Поэтому следует ожидать биогеохимической специализации лишь на более высоком таксономическом уровне, нежели вид – например, на уровне родов, семейств.

Таблица 6.9

Содержание элементов-примесей в сосудистых растениях и мхах
в ландшафтах Верхне-Колвинского озерного района (зола, г/г)

Группа	Элемент	Березовые, n = 58				Ивовые, n = 46				Вересковые, n = 30				Мятликовые, n = 8			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	245	464	774	1.7	464	774	1000	2.9	77	100	460	0.4	530	2200	2800	8.1
	Ba	1000	2780	4640	6.8	680	1000	2780	2.4	2780	4640	7740	11.3	600	800	2000	2.0
II	Y	2	3	6	0.1	2.45	2.78	5.6	0.1	2.8	3.6	17	0.1	10	20	30	0.7
	Ga	1	2.78	3.16	0.2	2.15	2.78	4.2	0.2	1	3	4	0.3	1	2	3	0.2
III	Sc	1	2.15	3.16	0.2	1	2.15	2.78	0.2	1	1.7	2.2	0.2	1	2.8	17	0.3
	Ti	167	464	774	0.1	100	359	464	0.1	359	464	1000	0.1	100	600	800	0.2
IV	Zr	7.7	27.8	46.4	0.2	4	10	28	0.1	21.5	27.8	35.9	0.2	70	100	130	0.6
	V	2.7	4.6	12.9	0.1	27.8	35.9	59.9	0.4	3	7	50	0.1	2	3	7	0.0
V	Nb	4.6	5.9	10	0.8	3.1	5.9	10	0.8	6	8	10	1.1	8	10	20	1.3
	Sn	1.2	2.2	2.8	0.8	1	2	4	0.7	1	2	4	0.7	1	2	3	0.7
VI	Mo	1.29	2.15	2.78	1.4	1.3	2.2	2.8	1.5	2	2	3	1.3	1	2	3	1.3
	P	4640	5990	16700	8.9	3590	4640	10000	6.9	4600	4600	5000	6.9	1000	5000	8000	7.5
V	Zn	464	1000	3590	23.3	278	774	2780	18.0	280	460	770	10.7	100	600	1000	14.0
	Cu	46.4	77.4	100	2.5	46.4	77.4	278	2.5	46.4	77	100	2.5	30	50	80	1.6
VI	Pb	21.5	46.4	100	3.9	10	27.8	40.8	2.3	10	27.8	46.4	2.3	3	10	20	0.8
	Mn	7740	10000	13000	12.0	4640	10000	13000	12.0	7740	10000	13000	12.0	3000	5000	8000	6.0
VI	Cr	10	24.5	77.4	0.4	10	46	77	0.8	36	46	77	0.8	3	4	6	0.1
	Ni	27.8	46.4	59.9	1.3	21.5	27.8	35.9	0.8	27.8	46.4	46.4	1.3	2	6	9	0.2
VI	Co	77.4	278	359	19.9	10	35.9	46.4	2.6	10	59.9	77.4	4.3	10	22	46	1.6

Окончание табл. 6.9

Гру- ппа	Эле- мент	Осоковые, n = 36				Розоцветные, n = 15				Сфагновые, n = 31				Политриховые, n = 5			
		Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax	Q1	Me	Q3	Ax
I	Sr	100	278	464	1.0	100	270	720	1.0	215	278	359	1.0	100	200	278	0.7
	Ba	460	1000	2780	2.4	700	1000	3000	2.4	1000	1700	4600	4.1	1200	1400	5200	3.4
II	Y	1	3	4	0.1	1	1.9	2.7	0.1	5.27	5.99	10	0.2	1	2	3	0.1
	Ga	2	3	4	0.3	0.1	0.2	0.3	0.0	3.59	10	16.7	0.8	0.7	1	2	0.1
III	Sc	1	2.15	2.78	0.2	0.1	0.2	0.3	0.0	3.59	5.27	7.74	0.5	5	7	20	0.7
	Ti	100	464	599	0.1	260	510	599	0.1	77	167	278	0.0	1900	5200	8200	1.4
IV	Zr	7.7	24.5	27.8	0.1	16	37	61	0.2	52.7	77.4	100	0.5	80	100	167	0.6
	V	27.8	30	50	0.3	10	19	72	0.2	10	21.5	27.8	0.2	10	30	40	0.3
V	Nb	4.64	5.99	7.7	0.8	1	1.9	2.7	0.3	3.59	5.9	10	0.8	7	10	50	1.3
	Sn	1	2	5	0.7	0.1	0.2	0.3	0.1	2.78	6.81	16.7	2.3	6	8	20	2.8
VI	Mo	2.8	10	13	6.7	0.1	0.2	0.3	0.1	3.16	5.99	10	4.0	3	6	10	4.0
	P	3160	4640	10000	6.9	3700	5100	5990	7.6	3590	4640	16800	6.9	1400	2300	10000	3.4
VII	Zn	278	408	464	9.5	70	160	270	3.7	280	460	1000	10.7	400	800	1000	18.6
	Cu	46.4	77.4	100	2.5	27	52	72	1.7	27.8	100	278	3.2	80	100	200	3.2
VIII	Pb	5.9	10	13	0.8	7	10	30	0.8	46.4	100	215	8.3	61	140	230	11.7
	Mn	2780	4640	5600	5.6	5100	7200	10000	8.7	400	1000	2800	1.2	1900	5200	10000	6.3
IX	Cr	35.9	46.4	52.7	0.8	37	52	72	0.9	21.5	35.9	77.4	0.6	16	19	44	0.3
	Ni	10	27.8	35.9	0.8	16	27	37	0.7	27.8	35.9	46.4	1.0	30	30	40	0.8
X	Co	24	28	46	2.0	1	2	3	0.1	59.9	129	278	9.2	70	100	200	7.1

Таблица 6.10
Ряды биологического поглощения (Ах)* и средние зольные кларки накопления (А_х) микроэлементов в сосудистых растениях и мхах ландшафтов Верхне-Колвинского озерного района

Интервал Ах	Березо- вые, n = 58	Ивовые, n = 46	Вереско- вые, n = 30	Мятлик- вые, n = 8	Осоковые, n = 36	Розоцвет- ные, n = 15	Сфагно- вые, n = 31	Политри- ховые, n = 5
Элементы:	Zn, Mn	Zn, Mn	Mn, Ba, Zn Zn				Zn	Zn, P, Pb
энергичного накопления (> 10n)								
сильного накопления (10 – n)	P, Ba, Pb, Cu, Co, Sr, Mo, Ni	P, Sr, Co, Cu, Ba, Pb, Mo	P, Cu, Pb, Ba, Cu, Mo, Ni, Nb	Sr, P, Mn, Ba, Cu, Mo, Nb	Zn, P, Mo, Mn, Cu, Ba, Sr	Mn, P, Zn, Ba, Cu,	Pb, P, Ba, Mo, Cu, Sn, Mn, Sr	Mn, Mo, Ba, Cu, Sn, Ti, Nb, Ni, Y
среднего накопления и среднего захвата (0,n)	Nb, Sn, Cr, Ga, Sc, Zr, Ti, Y	Cr, Nb, Ni, Sn, Ga, Sc, Zr, Y, Ti	Cr, Sn, Co, Sr, Ga, Sc, Zr, Y, Ti	Pb, Sn, Y, Zr, Sc, Ga, Ni, Ti, Co	Pb, Cr, Nb, Ni, Sn, Ga, Sc, Co, Zr, Ti, Y	Sr, Cr, Pb, Ni, Nb, Zr, V, Ti, Mo	Ni, Co, Ga, Nb, Cr, Sc, Zr, Ti, V, Y	Ga, Sr, Sc, Co, Zr, V, Cr
слабого захвата (0,0n)	V	Ti, Y, Zr, V	V	Cr, V	V	Y, Sn, Sc, Ga, Co		
\bar{A}_x^+	2.72 (79.5%)	2.26 (80.5%)	2.14 (77.5%)	1.81 (76.8%)	1.23 (63.7%)	1.06 (72.5%)	1.72 (71.8%)	2.57 (70.2%)
\bar{A}_x^-	0.69 (20.5%)	0.54 (19.5%)	0.62 (22.5%)	0.54 (23.2%)	0.71 (36.3%)	0.39 (27.5%)	0.68 (28.2%)	1.08 (29.8%)

* Коэффициент Ах рассчитан по отношению к содержанию микроэлементов в горных породах стратиферы (по: [84]).

Основной фон растительного покрова ландшафтов многоозерья в пределах Верхне-Колвинского озерного района создают ивняково-ерниковые кустарничково-зеленомошно-сфагновые тундры [8, 169, 195] с плоско-бугристыми болотами в сочетании с крупнобугристыми. Их плакорные поверхности занимают мелкопочкарные травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые фитоценозы с сухо-торфяными почвами. Слабовыраженный кустарничковый ярус образуют береза карликовая, ива, багульник, брусника (высотой 5(10)–15 см). В золе данных растений отмечаются самые высокие содержания Zn – от 460 г/т для багульника до 770 и 1000 г/т – для ивы и березы карликовой соответственно); содержание марганца в золе этих растений одно из самых высоких – 10000 г/т. Характерно, что из проанализированных кустарничковых форм зола багульника обогащена барием (до 4600 г/т), в золе ерника и ивы Ва накапливается несколько меньше – 2700 и 1000 г/т соответственно.

В травяном ярусе встречаются небольшие куртинки злаковых растений и немногочисленные осоковые. Биогеохимическая активность этой группы растений несколько ниже, чем древесных. Из проанализированных трав относительно высокие содержания элементов-примесей, в частности катионогенных (Zn, Sr), зафиксированы для растений семейства Мятликовые. Вместе с тем, для данной группы отмечены относительно высокие содержания анионогенных элементов (Mo, Sn, P). Повышение содержания данных элементов зарегистрированы для сем. Осоковые (табл. 6.9).

Из зеленых мхов часто встречаются дикрановые и политриховые. В зеленых мхах накапливаются в основном катионогенные элементы Zn (в золе до 800 г/т), Pb (до 100), из анионогенных относительно высокие содержания зафиксированы для P (до 2300 г/т) и Mo (до 6). Лишайниковый покров образован преимущественно Кладониевыми и Цетрариевыми. Для них характерно накопление Ti, которого в золе лишайников накапливается до 5000 г/т.

В увлажненных экотопах на торфяно-болотных почвах формируются травяно-кустарничковые-пушицево-сфагновые растительные сообщества. На кочках и буграх пучения отмечаются фрагменты фитоценозов, присущих сухим торфяникам, а плоские понижения заняты мочажинами. Обычно мочажинные понижения заняты пушицевыми ассоциациями и сфагновыми мхами. Для сфагновых мхов характерно накопление Zn (до 460 г/т), что несколько выше, чем для осоковых (400 г/т). Сфагновые мхи более энергично, нежели осоки, накапливают свинец и барий (табл. 6.9).

В переходной зоне от плакорных участков к озерно-болотным котловинам появляются растительные сообщества из крупных кустарников – береза карликовая, ива серая, ива пушистая (высо-

той 0.7–1.5 м), образующие густые заросли. Хорошо выражен травяно-кустарничковый ярус из багульника, брусники, морошки, черники, а из трав преобладают представители семейств Осоковые и Мятликовые. Для растений краевой зоны озерно-болотных комплексов характерна относительно высокая биогеохимическая активность.

По биогеохимической активности своей катионогенной специализацией выделяются древесные растения (семейства Березовые, Ивовые, Вересковые), а также Политриховые мхи. Для трав и сфагновых мхов характерно преимущественное накопление анионогенных элементов (рис. 6.3).

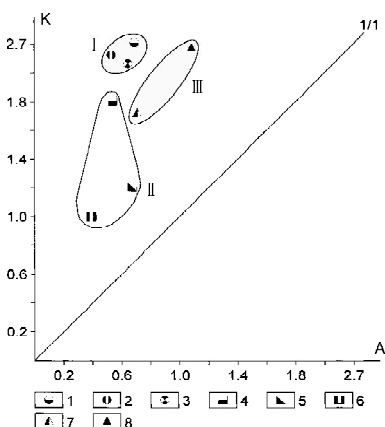


Рис. 6.3. Биогеохимическая специализация растений ландшафтов многоозерья Верхне-Колвинского озерного района в поле соотношения катионогенных и анионогенных элементов (нормирование выполнено через Ax).

Условные обозначения: I – древесные растения: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые; II – травяные растения: 4 – сем. Мятликовые, 5 – сем. Осоковые, 6 – сем. Розоцветные; III – моховые растения: 7 – мхи рода Сфагнум, 8 – мхи рода Политрихум.

6.3. Региональные особенности распределения элементов-примесей в растениях

Степень асимметричности распределения содержания элемента в сравниваемых выборках растений Ямала и Большеземельской тундры выявляли графически с помощью квартильных модулей ($Mq3$ и $Mq1$). Вычисляли квартильные модули по формулам:

$$Mq3 = Q_3/Me$$

$$\text{и } Mq1 = Me/Q_1,$$

где Q_1 и Q_3 – квартили первый и третий, а Me – медиана.

При этом отрицательная асимметрия характеризуется отношением Me/Q_1 , положительная – Q_3/Me .

На рис. 6.4 в показаны диаграммы, отражающие степень асимметричности распределения типичных элементов-литофилов (Ba, Sr), сульфофилов (Cu, Pb) и сидерофилов (Mn, Co) в растительном покрове Ямала и Большеземельской тундры. Можно заметить, что

для растений Ямала отмечается малокоонтрастное и преимущественно симметричное распределение элементов, тогда как в растениях Большеземельской тундры оно в основном положительное асимметричное и амплитуда колебаний выражена резко. Для почв од-

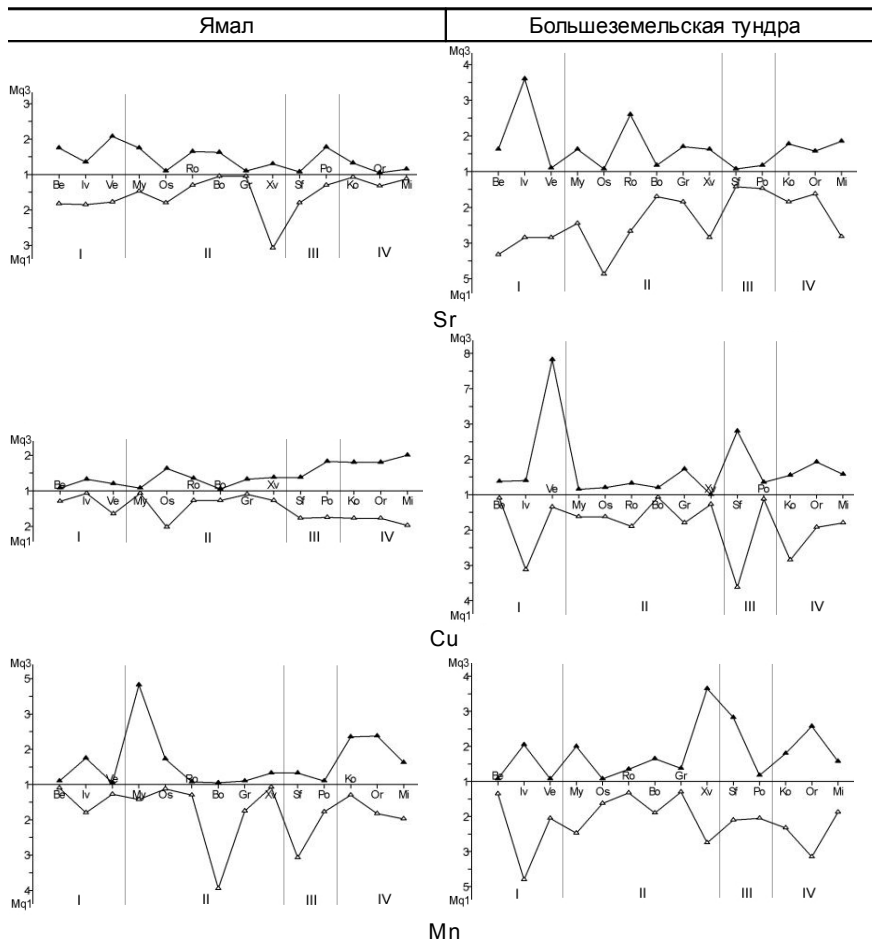


Рис. 6.4. Сравнительная оценка асимметричности распределения микроэлементов в растениях и почве Ямала и Большеземельской тундры.

Условные обозначения: I – древесные растения: Be – сем. Березовые, Iv – сем. Ивовые, Ve – сем. Вересковые; II – травы: My – сем. Мятликовые, Os – сем. Осоковые, Ro – сем. Розоцветные, Bo – сем. Бобовые, Gr – сем. Гречишные, Xv – сем. Хвощевые; III – мхи: Sf – род Сфагновые, Po – род Политриховые; IV – профиль почвы: Ko – корнеобитаемый слой, Or – органическая часть, Mi – минеральная часть почвы.

нозначной интерпретации не выявлено. Предполагается, что главной причиной «выравнивания» распределения ЭП в растениях Ямала является выпадение пыле-аэрозольных частиц из приземного слоя атмосферы, загрязнение которого обусловлено ветровыми раздувами обнаженных участков почв.

Следовательно, в условиях аэрогенного загрязнения поверхности растений информативность биогеохимического показателя Ах снижается.

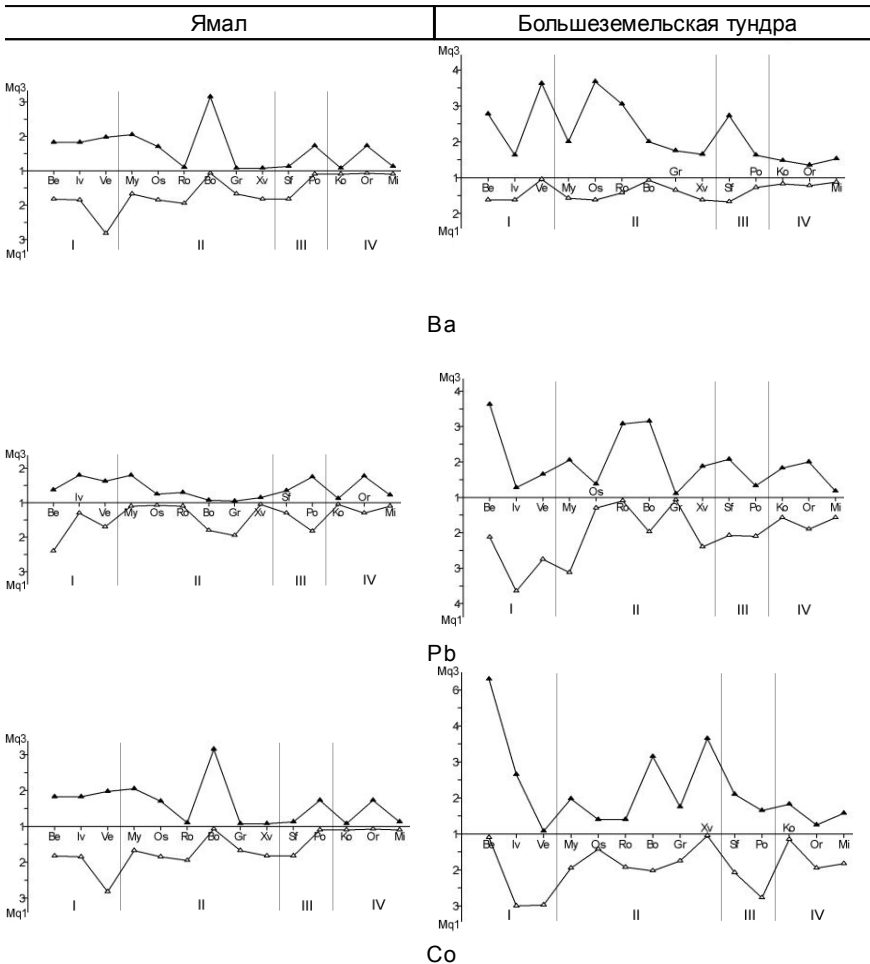


Рис. 6.4. Окончание.

6.4. Биогеохимия отдельных элементов в тундровой растительности

В настоящее время степень геохимической изученности тундровых растений ограничивается набором в несколько десятков наиболее распространенных видов, для которых выявлены статистические параметры распределения ЭП в зависимости от ландшафтно-геохимических условий местообитания. Содержание данного раздела расширяет список исследованных растений. Как и для почв, здесь рассмотрены три характерные группы элементов-примесей – металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb), сидерофилы (Mn, Ni, Cr, Co) и литофилы (Ba, Sr, Ga, Ti).

Металлы-сульфофилы (Zn, Cu, Pb)

Цинк. Характерной чертой Zn является его биофильность: металл входит в состав ферментов, а также необходим для цитоплазматических рибосом. Это обуславливает его повсеместное присутствие в растениях. Отмечается, что в золе мхов и сосудистых растений его содержания составляют 1500 и 1000 г/т, при этом для мхов, произрастающих на субстратах, обогащенных цинком, концентрация металла может достигать 20000 г/т [251, с. 261].

Для растений Ямала статистические параметры содержания цинка приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения цинка по 31 выборке (741 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Zn как 560 ± 10 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 300–1000 г/т, а также выделить аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 1000–1400, 1400–1900, >1900 г/т.

Для плакорных участков Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр при местном фоне 400–1000 г/т самые высокие содержания элемента присущи растениям семейств Ивовые и Березовые, которые могут накапливать цинк от 1500 до 4500 г/т. Из трав сильные аномалии (1000–2500 г/т) отмечаются для представителей семейств Осоковые, Мятликовые, Хвощевые. Для Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры при высоких значениях местного фона (400–2000 г/т) резкие аномалии зафиксированы для сем. Березовые (2000–5000 г/т); в сем. Ивовые аномальный интервал более узкий: 1000–1500 г/т. Однако самые высокие аномальные значения наблюдаются в Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундре. Здесь при местном фоне Zn 100–700 г/т в отдельных пробах золы березы карликовой, взятых в полосе стока на ключевом участке в пределах каменистой тундры, отмечены почти рудные аномалии – до 10000 г/т. Для представителей семейств Ивовые, Осоковые,

Бобовые аномальные концентрации существенно ниже – от 1500 до 2000 г/т.

Для растений *Большеземельской тундры* статистические параметры содержания цинка приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения цинка по 28 выборкам (683 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Zn как 460 ± 10 г/т, что почти на 20% ниже, чем в растительности Ямала.

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона (270–1000 г/т), а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 1000–1540, 1540–2080, >2080 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья относительно высокие содержания фиксируются для растений семейств Мятликовые (до 700 г/т), Ивовые и Березовые (около 1000 г/т). У последних, произрастающих на субстрате с легким механическим составом, содержание Zn достигает 3000 г/т. Для Верхне-Колвинского озерного района аномальные содержания элемента (от 3000 до 8000 г/т) зарегистрированы в древесных растениях (семейства Березовые, Ивовые, Бересковые), что, возможно, отражает биогеохимическую специализацию древесных форм растений относительно накопления цинка. В травянистых растениях (семейства Мятликовые и Осоковые) и мхах (род Сфагнум) максимальные содержания Zn составляют от 1000 до 3000 г/т.

Медь – биофильный элемент, он постоянно присутствует в растениях. Статистические параметры распределения Cu в *растительности Ямала* приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Cu по 31 выборке (741 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Cu в форме 99 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 65–180 г/т и выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 180–250, 250–330, >330 г/т.

Для Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента (до 200–800 г/т) присущи представителям семейств Ивовые и Березовые. В Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии отмечены для семейств Березовые (200–300 г/т), Ивовые, Астровые, Осоковые (150–200 г/т). Для Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры максимальные содержания элемента зафиксированы в семействах Соновые (лиственница) и Березовые (200–300 г/т), Осоковые, Розцветные, Бобовые (до 200 г/т).

Для растений *Большеземельской тундры* статистические параметры распределения Cu представлены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Cu по 28 выборкам (310 проб) позволяют оце-

нить региональный зольный кларк Си как 77 ± 1 г/т, что несколько ниже, чем в золе растений Ямальных тундр (99 ± 2 г/т).

Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 46–100 г/т, а также выделить аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 100–120, 120–150, >150 г/т.

В южной подзоне Большеземельской тундры повышенными содержаниями Си отличаются мхи (от 27 до 100 г/т), из сосудистых растений высокие содержания меди (400–600 г/т) отмечают для представителей семейств Ивовые, Березовые, Вересковые (Верхне-Колвинский озерный район). Для Лая-Колвинского междуречья аномальные содержания определены в семействах Ивовые и Березовые (100–150 г/т). Мы предполагаем, что столь существенные различия связаны с процессами торфонакопления, которое более активно проявляется в ландшафтах многоозерья, нежели в ландшафтах междуречья.

Свинец. С органическим веществом почв свинец образует прочные растворимые гуматные и фульватные комплексы [251]. В кислой среде гумидных ландшафтов Pb мигрирует в виде растворимых катионных форм, а также в твердой фазе взвеси – в виде изоморфной примеси в полевых шпатах и глинистых минералах.

Статистические параметры распределения Pb в растениях Ямала приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения свинца по 31 выборке (736 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Pb в форме 13 ± 1 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 10–32 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 32–50, 50–68, >68 г/т.

Для растений Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр максимальные концентрации элемента лежат в интервале фона 10–32 г/т. В Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундре при местном биогеохимическом фоне 8–32 г/т сильные аномалии отмечены в представителях семейств Сфагновые и Кладониевые: 40–100 г/т. Аналогично и в Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундре, при местном фоне 10–46 г/т, аномальные концентрации Pb (100–300 г/т) зафиксированы в политриховых и цетрариевых. Предполагается, что это связано с аэрозольным загрязнением мхово-лишайниковых группировок (пыль из ветровых раздувов).

Для растений Большеземельской тундры статистические параметры распределения Pb представлены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Pb по 28 выборкам (602 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Pb как 28 ± 1 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 10–59 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 59–90, 90–121, >121 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья при местном фоне 8–32 г/т аномальные содержания (50–70 г/т) отмечены для трав (семейства Мятликовые, Осоковые, Астровые); из древесных растений больше всего накапливают Pb Березовые и Вересковые (30–60 г/т). Все перечисленные растения занимают экотопы, расположенные в нижних частях склонов. Для Верхне-Колвинского озерного района аномальные содержания Pb наблюдаются в сфагновых мхах (150–500 г/т), тогда как в березе карликовой интервал аномальных концентраций элемента составляет 100–200 г/т.

Металлы-сидерофилы (Mn, Co, Ni, Cr)

Марганец относится к биофильным элементам. Участвуя в составе ферментов в окислительно-восстановительных реакциях, он неизменно присутствует в растениях [251]. По степени биофильности семенные растения превосходят споровые. Так, в золе березы (манганофильное растение) содержание марганца может на порядок превышать таковое в золе длинностебельных мхов (политриховых и сфагновых).

Статистические параметры распределения Mn в *растениях Ямала* даны в табл. 6.1-6.3. Сведения о содержании Mn по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк марганца как 4200 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 2800–10000 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 10000–16000, 16000–22000, >22000 г/т.

В пределах Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие значения элемента присущи растениям семейства Березовые, которые могут накапливать Mn до 8000 г/т. Растения Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры отличаются аномально высоким содержанием Mn, даже в среднем его содержание составляет 2000–10000 г/т, а для березовых – более 10000 г/т. Сильные аномалии (свыше 10000 г/т) отмечены также для вересковых, произрастающих на буроземах (каменистая тундра). Для Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры максимальные содержания элемента (до 10000 г/т) – в семействах Березовые, Ивовые, Вересковые, Сфагновые, Политриховые.

Предполагается, что высокие содержания марганца в растениях Ямала, зольный кларк которого на порядок превышает местный кларк почв, связаны с аэрогенным загрязнением поверхности растений.

Для растений *Большеземельской тундры* статистические параметры распределения Mn приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Mn по 28 выборкам (311 проб) позволяют оценить

региональный зольный кларк Mn как 7700 ± 200 г/т, что выше зольного кларка растительности Ямала (4200 ± 100 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 2000–10000 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 10000–12000, 12000–14000, >14000 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья и Верхне-Колвинского озерного района повышенное содержание Mn отмечается в растениях семейств Мятликовые, Осоковые, Ивовые и Березовые – содержание Mn в них достигает до 15000 г/т. Высокое содержание марганца в золе данных растений, возможно, связано с их биогеохимической специализацией.

Кобальт. Кобальт является биофильным элементом. Перенос Со в сосудистой системе растений осуществляется вследствие комплексования Co^{2+} с аминокислотами, например, с лейцином. Co^{3+} входит в состав витамина B_{12} – фермента, обеспечивающего азотфиксацию в растениях, а также активацию других ферментов (например, карбоангидразы, карбоксипептидазы) [251].

Для растений Ямала статистические параметры распределения Со представлены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Со по 31 выборке (732 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк кобальта в форме 16 ± 2 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 10–27 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 27–38, 38–50, >50 г/т.

В ландшафтах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента присущи растениям семейств Березовые и Мятликовые, которые могут накапливать Со в концентрации до 100 г/т. В отдельных пробах растений Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры сильные аномалии отмечены для березовых, ивовых и сфагновых (20–50 г/т). Для Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры максимальные содержания элемента зафиксированы в сфагновых и политриховых (100–500 г/т) в пределах горных тундр. Возможно, это связано с осаждением на поверхность мхов теллурической пыли из приземного слоя воздуха.

Для растений *Большеземельской тундры* статистические параметры распределения Со приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Со по 28 выборкам (569 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Со как 10 ± 1 г/т, что несколько ниже, чем в растительности Ямала (16 ± 2 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 6–16 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 16–31, 31–40 >40 г/т.

В ландшафтах Лая-Колвинского междуречья повышенным средством к Со отличаются растения семейств Ивовые и Березовые (до 40 г/т Со). В Верхне-Колвинском озерном районе концентратом Со является береза карликовая (около 100 г/т).

Никель относится к биофильным элементам: известны его комплексы почти со всеми аминокислотами, пептидами и азотистыми основаниями, никотинамином, карбоангидразой [251, с. 572], что обеспечивает не только накопление металла, но и его перенос в сосудистой системе растений.

Для растений Ямала статистические параметры распределения никеля приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Ni по 31 выборке (710 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк никеля как 35 ± 7 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 27–77 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 77–119, 119–160, >160 г/т.

Для Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента приходятся на растения семейств Ивовые и Хвощевые (до 1000 г/т). В Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии Ni отмечены в представителях семейств Ивовые и Березовые (100–150 г/т). В Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в зеленых мхах рода Политрихум и в вересковых (200–400 г/т).

Для растительности Большеземельской тундры статистические параметры распределения никеля даны в табл. 6.7 и 6.9. Итоги распределения Ni по 28 выборкам (755 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк никеля как 27 ± 4 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 21–46 г/т и выделены аномалии (А), (А1) и (А2) – соответственно 46–65, 65–84, > 84 г/т.

Среди растений Лая-Колвинского междуречья повышенными содержаниями Ni (от 100 до 300 г/т) выделяются кустарники (семейства Березовые, Ивовые). В растительности Верхне-Колвинского озерного района сильные аномалии Ni отмечены в березовых (до 300 г/т). Несколько меньшие содержания зафиксированы в вересковых (до 80 г/т).

Хром. В гумидных ландшафтах водная миграция Cr^{3+} слабая и определяется в основном рН–Еh-условиями. С органическим веществом почв хром (III) способен образовывать растворимые фульватные и гуматные комплексы, что несколько усиливает миграцию металла в слабокислой и нейтральной средах. Не так давно (в 1990 г.) появились данные, свидетельствующие об участии Cr в нормальном углеводном метаболизме, что переводит хром в разряд биофильных элементов [251, с. 511].

Считается, что споровые растения (мхи, лишайники) могут накапливать хром сильнее, нежели сосудистые (деревья, травы). Однако обобщенные данные [251] показывают возможный интервал накопления хрома споровыми растениями как 0.6–5.0 г/т, тогда как в золе ковыля – обитателя степной и полупустынной зоны – концентрация металла может доходить до 2000 г/т. Данное обстоятельство обусловлено тем, что в отличие от гумидных в аридных ландшафтах металл доступен растительности в виде хромат-иона.

Для растений Ямала статистические параметры распределения Sr приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Sr по 31 выборке (738 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Sr как 39 ± 8 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 20–60 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 60–80, 80–110, >110 г/т.

В Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундрах самые высокие значения элемента приходятся на растения семейства Мятликовые, которые могут накапливать от 100 до 250 г/т хрома. В Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундре сильные аномалии отмечены в сфагновых и кладониевых (80–100 г/т). В Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундре максимальные содержания элемента зафиксированы в зеленых мхах рода Политрихум (500–800 г/т), произрастающих в условиях каменистой тундры, что связано с относительно высокими содержаниями никеля в почвообразующих породах. Несколько меньшие содержания выявлены в вересковых (до 300 г/т), произрастающих на плакорных участках с буроземами, развивающимися на каменистой морене.

Для растений Большеземельской тундры статистические параметры распределения Sr представлены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Sr по 28 выборкам (647 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Sr как 46 ± 9 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 20–100 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 100–150, 150–200, >200 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья повышенным сродством к Sr отличаются березовые, астровые, политриховые, содержание хрома в них достигает 100–300 г/т. Для Верхне-Колвинского озерного района сильными концентраторами Sr являются березовые, вересковые, ивовые (300–700 г/т), что, возможно, обусловлено биогеохимической специализацией данной группы растений.

Элементы-литофилы (Sr, Ba, Ti, Ga)

Стронций. По геохимическим и биохимическим свойствам Sr – аналог Ca. Стронций свободно мигрирует из пород при выветрива-

нии в кислой окислительной обстановке. Преимущественная форма миграции – Sr^{2+} , однако он может образовывать и хелатные формы [175]. При взаимодействии с органическим веществом стронций образует относительно устойчивые гуматы, малорастворимые в воде [252]. Поэтому можно предположить, что форма $\text{Sr}(\text{Hum})$ характеризуется слабой миграцией.

Для растений Ямала статистические параметры зольного содержания Sr приведены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Sr по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк стронция как 170 ± 30 г/т. Используя квартили распределения, можно определить интервал геохимического фона – 40–230 г/т, а также выделить аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 230–410, 410–760, >760 г/т.

В пределах Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания элемента в золе приходятся на растения семейства Ивовые (Sr до 2500 г/т). Для Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры сильные аномалии Sr отмечены для ивовых (600–1000 г/т), березовых (до 800 г/т), а также хвощевых (400–500 г/т). Столь высокие содержания стронция в растениях может быть обусловлено его относительно высокой подвижностью в почвах (местный кларк Sr в почве средних тундр ниже на 15–20%, чем в северных и южных; см. табл. 6.1-6.3). Возможно, здесь проявляется правило: чем ниже геохимический почвенный фон, тем энергичнее растения накапливают элемент. Однако данное предположение требует проверки. В субарктических южно-тундровых ландшафтах Центрального Ямала при фоновых содержаниях Sr 190 г/т максимальные значения элемента зафиксированы в кустарниковых формах ив (300–400 г/т).

Для растений Большеземельской тундры статистические параметры распределения Sr приведены в табл. 6.7 и 6.9. Заметно, что стронция больше накапливается во мхах и травах, нежели в древесных кустарниках (в 2–3 раза). Данные распределения стронция по 28 выборкам (441 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк стронция как 470 ± 9 г/т, что в 2.5 раза больше, чем в золе растений Ямала (170 ± 30 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 210–710 г/т, а также выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 710–970, 970–1470, >1470 г/т.

В ландшафтах долин малых водотоков Лая-Колвинского междуречья из проанализированной растительности наибольшие содержания стронция зафиксированы для семейств Мятликовые и Березовые. При этом аномальные значения зольного кларка стронция выявлены для растений, произрастающих на почвах с легким механическим составом, содержание Sr в них достигает более 1500

г/т. В пределах ландшафтов многоозерья Верхне-Колвинского озерного района концентраторами стронция являются представители семейства Ивовые (до 3000 г/т), произрастающие на участках с суглинистыми торфяно-болотными почвами. Предполагается, что увеличение аномальности Sr в ивах происходит за счет выщелачивания стронция из почвообразующих пород.

Барий относится к биофильным элементам. Его среднее зольное содержание в споровых растениях (печеночные мхи и плауны) доходит до 0.5 и даже иногда до 5%, тогда как в золах сосудистых растений – до 0.25% [252, с. 69].

Статистические параметры распределения Ba в растениях Ямала представлены в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Ba по 30 выборкам (695 проб) позволяют оценить региональный зольный кларк Ba как 170 ± 10 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 100–590 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 590–940, 940–1710, >1710 г/т.

Для Западно-Ямальских низинных тундр распределение Ba в растениях лежит в интервале фоновых значений (170–450 г/т). Однако в зоне активных оползневых процессов содержание бария в отдельных зольных пробах ивовых может достигать 800 г/т. Эти дополнительные порции бария – результат выщелачивания металла из оттаявших мерзлых грунтов, открывшихся после оползня.

Для растений Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры при среднем медианном 310 г/т сильные аномалии отмечены для представителей семейства Вересковые (до 1500 г/т), развивающихся на торфяно-глеевых почвах. В Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундре при местном фоне Ba 210 г/т максимальные содержания элемента (3000 г/т) зафиксированы в растениях семейств Сосновые (лиственница), Березовые (береза карликовая), Вересковые (багульник болотный). Причиной столь высоких содержаний элемента в растениях, возможно, является повышенное содержание металла в подстилающих породах. Последние представлены салехардскими отложениями, в минералогическом составе которых наряду с кварцем отмечено высокое содержание полевых шпатов [167], которые, по-видимому, и служили дополнительным источником Ba в почвах.

Статистические параметры распределения Ba в растений *Большеземельской тундры* приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Ba по 28 выборкам (652 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк бария в форме 1500 ± 40 г/т.

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 1000–2800 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 2800–4200, 4200–6900, >6900 г/т.

В растительном покрове ландшафтов южной подзоны Большеземельской тундры среди растений Лая-Колвинского междуречья повышенными содержаниями Ва (до 7000 г/т) выделяются травы (семейства Хвощевые, Мятликовые, Астровые). Для растений Верхне-Колвинского озерного района при местном фоне 1000–2800 г/т сильные аномалии отмечены для отдельных проб ($n = 6$) сфагновых и политриховых мхов (до 6000 г/т), произрастающих на торфяно-болотных почвах в пределах участков, прилегающих к буровой Харьяга-26. Возможно, что это результат ветрового переноса карбонатно-глинистого материала с поверхности полос стока – следов аварийных переливов буровых растворов.

Титан. Считается, что Ti, как элемент-гидролизат, малоподвижен. Однако Ti может образовывать растворимые соединения с SO_4^{2-} , F^- , а также растворенным органическим веществом [140, 182].

Для растений Ямала статистические параметры распределения Ti представлены в табл. 6.1–6.3. Данные распределения Ti по 31 выборке (742 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ti как 1000 ± 100 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 1000–1900 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 1900–2200, 2200–2800, > 2800 г/т.

В пределах Западно-Ямальных низинных северных субарктических тундр самые высокие содержания Ti приходится на растения семейства Ивовые и Бобовые, которые могут накапливать титана от 4000 до 6000 г/т.

Среди растений Центрально-Ямальной возвышенной средней субарктической тундры сильные аномалии отмечены для сфагновых мхов и лишайников рода Кладония (3000–5000 г/т). В ландшафтах Центрально-Ямальной возвышенной южной субарктической тундры при фоновых содержаниях Ti 300–2100 г/т максимальные содержания элемента зафиксированы в цетрариевых и сфагновых (4000–5000 г/т), из кустарников повышенным содержанием к Ti отличаются представители семейства Вересковые, в них концентрация элемента может достигать 0.3%.

Для растений Большеземельской тундры статистические параметры распределения Ti приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Ti по 28 выборкам (693 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ti как 500 ± 10 г/т, что в два раза ниже, чем в растениях Ямала (1000 ± 100 г/т).

Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 210–770 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 770–1080, 1080–1390, > 1390 г/т.

Для Лая-Колвинского междуречья сильные аномалии отмечены для отдельных проб мхов рода Политрихум (7000–10000 г/т),

произрастающих в пределах участков целинной тундры, прилегающих к буровой Мишвань-11. Для Верхне-Колвинского озерного района к растениям – концентраторам Ti относятся представители семейств Хвощевые, Сфагновые, Политриховые, накапливающие от 5000 до 10000 г/т Ti. Несколько меньшие содержания элемента (от 1500 до 3000 г/т) регистрируются в растениях семейств Ивовые, Березовые, Вересковые.

Галлий. Ионная форма Ga³⁺ отличается очень невысокой интенсивностью миграции в биосфере, возможно, из-за низкой растворимости его гидроксидной формы. И хотя кларк Ga довольно высок – 12 г/т [84], для него отмечается очень низкая способность к минералообразованию, поэтому Ga относят к рассеянным элементам [181]. Однако Ga имеет высокое сродство к глинистым минералам и накапливается органическим веществом почвы. Последнее имеет характер хемосорбции. Сорбция оптимальна в интервале pH 2.0–6.5. При подщелачивании развивается десорбция [252, с. 224].

Для растений Ямала статистические параметры распределения Ga даны в табл. 6.1-6.3. Данные распределения Ga по 12 выборкам (644 пробы) позволяют оценить региональный зольный кларк Ga как 3.0 ± 0.8 г/т. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 1–5 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 5–7, 7–11, >11 г/т.

В пределах Западно-Ямальских низинных северных субарктических тундр самые высокие значения Ga приходятся на представителей семейства Ивовые, которые могут накапливать Ga до 25 г/т. Для растений Центрально-Ямальской возвышенной средней субарктической тундры значения элемента лежат в интервале местного фона (1–3 г/т). Местный фон Ga в растениях Центрально-Ямальской возвышенной южной субарктической тундры еще ниже – 0.5–1.0 г/т. В этих условиях относительно повышенные содержания элемента зафиксированы в представителях семейств Сфагновые и Политриховые (1–4 г/т).

Для растений Большеземельской тундры статистические параметры распределения галлия приведены в табл. 6.7 и 6.9. Данные распределения Ga по 28 выборкам (691 проба) позволяют оценить региональный зольный кларк Ga как 3.0 ± 0.9 г/т – такой же, как и на Ямале. Используя квартили распределения, определен интервал геохимического фона – 3–8 г/т и выделены аномалии (A), (A1) и (A2) – соответственно 8–13, 13–23, >23 г/т.

В растительности Лая-Колвинского междуречья повышенные содержания галлия зафиксированы для представителей семейств Мятликовые и Березовые (до 30 г/т). Для Верхне-Колвинского озерного района концентраторами Ga являются отдельные виды сфагновых и политриховых мхов (20–30 г/т).

Глава 7. ТЕХНОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ

В предыдущих главах мы рассмотрели особенности геохимии *природных* тундровых ландшафтов Ямала и Севера Печорской низменности. Однако эти территории, богатые полезными ископаемыми (в первую очередь – углем, нефтью и газом), начали осваиваться промышленностью СССР (в режиме ГУЛАГа) еще в 1930-е гг. (Воркута). Особенно интенсифицировалось техногенное воздействие на природу тундры в 1960–1970-е гг. после открытия там множества нефтяных и газовых (в особенности на Ямале) месторождений. В результате к углепоисковым и углеразведочным скважинам, шурфам, штольням и шахтам добавились сотни нефтепоисковых, нефтеразведочных и добывающих скважин; в тундре было проложено множество временных и более или менее постоянных дорог; построены нитки трубопроводов; компрессорные станции, хранилища ГСМ и другие сооружения (например, взлетно-посадочные площадки для вертолетов и самолетов, временные энергетические установки, разного рода временные хранилища, склады и пр.), необходимые для поисков, разведок, добычи и транспортировки полезных ископаемых. Все это вместе взятое оказывало и продолжает оказывать сильнейшее воздействие на весьма ранимую природу тундры. При этом все еще остается малоизученным характер ответных реакций природной среды на техногенное загрязнение в районах нефте-, газо-, угледобычи. Мало исследованы биогеохимические изменения в сеяных луговых фитоценозах¹¹, развивающихся в условиях аэротехногенного загрязнения.

Ниже мы разберем все эти воздействия, разбив их на определенные группы – по типу или механизму таких воздействий.

7.1. Аэротехногенное ожелезнение поверхности почв

При проведении экспедиционных работ на Ямале в 1990 г. научным руководителем экспедиции В.С. Дедковым в южной подзо-

¹¹ Залужение используется при окультуривании тундровых ландшафтов Воркутинского региона. Эти замечательные разработки по превращению тундры в луга, способные обеспечить кормами животноводство даже в условиях Крайнего Севера, являются результатом многолетнего труда биологов Коми филиала АН СССР [30, 235].

не субарктических тундр были выявлены аномально высокие концентрации подвижного железа – до 500–800 мг/100 г почвы [90]. При этом в торфяных почвах (торфокриоземах) плакорных участков концентрация $Fe_{\text{подв}}$ доходит до 1200 мг/100 г, в том числе до 200 мг/100 г в закисной форме ($Fe(II)$). Заметим, что в ландшафтах автономных позиций мощность торфяной толщи иногда превышает 1 м, что существенно больше слоя сезонного оттаивания (до 40 см), отмечаемого для таких почв. Поэтому высокое содержание несиликатного железа, зафиксированное в верхней части профиля почв в автономных ландшафтах, имеет привнесенный характер. Мы полагаем, что это результат осаждения железосодержащих аэрозолей из приземного слоя воздуха.

Вместе с тем, четкая дифференцированность в распределении подвижного железа в тундровых глеевых и особенно в тундровых торфянисто-глеевых почвах отмечается и для других районов Субарктики [104, 110, 223]. Их подстилки и торфянистые горизонты характеризуются значительным накоплением железа. Отмечаемое исследователями тундровых почв высокое содержание подвижных форм несиликатного железа в верхней части профиля, в том числе растворимых соединений $Fe(II)$, связывается с биологической аккумуляцией железа в составе живых растений и его последующим накоплением в растительных остатках [223, с. 112]. Этой же точки зрения придерживаются Т.С. Зверева и И.В. Игнатенко [105, с. 200].

Между тем, в ходе полевых исследований в северной и средней субарктической тундрах на Ямале отмечались факты, когда гидроксиды железа появлялись на поверхности почвы, лишенной растительности (на участках, образованных морозным выпучиванием грунта; открытых участках пологих склонов в местах криогенного сплыва; поверхности песчаных раздувов). Как правило, появление гидроксидов железа носило кратковременный характер и ожелезнение регистрировалось в виде тонкой несплошной красновато-бурой пленки на поверхности песчаных арен, обнаженных почв. Такое *эфемерное ожелезнение* обычно проявляется после выпадения коротких летних дождей, завершающих относительно продолжительный период ясной хорошей погоды.

Ожелезнение поверхности почв и связанное с ним распределение железа в почвенном профиле исследовались нами в северной подзоне арктических тундр на ключевых участках (плоские водоразделы), расположенных в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения.

Распределение ионных форм железа в исследованных разрезах приведено в табл. 4.5 (см. главу 4), из которой видны явно повышенные содержания подвижных форм железа в верхней части

профиля. Здесь же, несмотря на окислительную обстановку, зарегистрированы и самые высокие содержания оксида железа (II). Такое же преобладание оксида железа (II) над оксидом железа (III) выявлено для открытой поверхности, образовавшейся на месте криогенного сплыва почвы.

Одновременно с определением подвижных форм железа исследовался минералогический состав илистой фракции почв из пяти почвенных разрезов, заложенных на оползневом пологом склоне невысокого увала, разделяющего два озера в долине р. Морды-Яха. Почвенный покров представлен здесь оторфованными криоземами. Микрорельеф поверхности исследованного участка образован активными мерзлотными процессами: развиваются пятнисто-бугорковатые микроландшафты со следами морозобойного растрескивания и пятнообразования.

Средняя часть склона осложнена криогенными сплывами почвы: на поверхности скольжения отмечаются останцы почвенных пластов мощностью 30–40 см, площадью 4–10 м². Общая линия отрыва почвенного пласта неровная и составляет 15–20 м, длина плоскости скольжения превышает 60 м. Ее нижний край упирается в озеро и осложнен обрушением берегового уступа. В прибойной части озера наблюдается конус выноса. Его продолжение на берегу сопряжено с небольшим глубоким оврагом, по тальвегу которого отмечается интенсивное ожелезнение овражного аллювия. Поверхность скольжения имеет морозобойные трещины I и II порядков. Первые – глубиной до 30 см – ограничивают микрополигоны с поперечниками в 40–60 см. Вторые образуют редкую сеть микрополигонов, на поверхности которых отмечается белесоватая соленосная корочка, которая после смачивания темнеет и становится липкой и скользкой.

Наши исследования проведены в почвах главных элементов оползневого склона (рис. 7.1). Разрезы представляют оторфованный криозем на ненарушенной части склона; подзолистую почву останца и укороченный профиль на поверхности скольжения на участке склона со следами свежего криогенного сплыва почвы.

Почвы нарушенного участка склона отличаются строением верхней части профиля. В разрезе на останце оторфованный горизонт отсутствует, его место занимает тонкая дернина, образованная из мхов, корневищ пионерной растительности, растительного опада. Растительный покров представлен небольшими

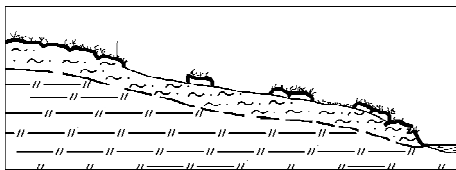


Рис. 7.1. Склон, осложненный криогенными сплывами почвы.

пятнами зеленых мхов с разреженным осоко-злаковым покровом и редкими куртинами ивы в заплывших трещинах. Появляется горизонт A2, тиксотропный горизонт (Btg) под A2 слабо выражен, между ними появляется соленосный слой A2s (до 1 см). В горизонте Btg отмечается граница отрыва почвенного слоя, сплывшего вниз по склону: ниже ее имеются корни растений, перекрытые останцом – почвенным пластом, «схавшим» сверху. Признаки тиксотропности и оглеености под останцом выражены слабее, нежели на ненарушенном склоне, а мерзлотный водоупор залегает ниже (130 см). Генетические горизонты в двух разрезах, залеженных на останцах, чередуются в следующем порядке: A0–A2–A2s–B1tg–B2fg–BC–C(G). В то же время разрез на свежей плоскости скольжения характеризуется укороченным профилем: горизонты A0, A2 и B1tg отсутствуют, отмечается снижение активности глеобразования, на поверхности микрополигонов – соленосная корочка (0.5–1.0 см), и профиль имеет вид As–B1–B2–BCfg–Cg. Реакция почвенных растворов в верхней части профиля – слабощелочная.

На рис. 7.2 показано вертикальное распределение глинистых минералов в профиле почв, развивающихся в пределах оползневого склона. Во всех проанализированных образцах глинистые ми-

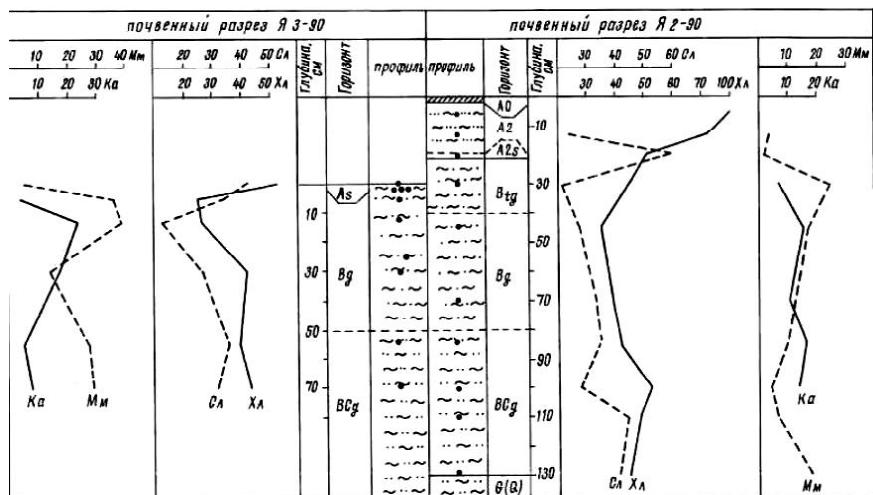


Рис. 7.2. Вертикальное распределение основных групп глинистых минералов в илистой фракции оторфованных криоземов (%), развивающихся в пределах оползневого склона: Ка – каолинит, Мм – монтмориллонитовая группа, Сл – гидрослюда, Хл – хлорит (пояснения в тексте).

нералы представлены одной ассоциацией: группа монтмориллонита, хлорит, слюда и каолинит, но в разных количественных соотношениях.

При этом отмечается преобладание хлорита и гидрослюды над каолинитом и группой монтмориллонита. Обращает внимание симбатность кривых распределения глинистых минералов в укороченном профиле, заложенном на плоскости скольжения (разрез Я 3-90) и в средней части профиля почвы останца (разрез Я 2-90), что свидетельствует об определенной инерционности иллювиальных процессов как в почвенной толще, экспонированной после криогенного сплыва почвенного слоя, так и в почвенных горизонтах, перекрытых почвенным слоем останца. Поэтому, используя соотношение глинистых минералов в слое скольжения, законсервированного почвенным слоем останца в качестве своеобразного маркера, можно предположить, что отрыв почвенного пласта произошел по тиксотропному горизонту и был обусловлен повышенным содержанием монтмориллонита в данной части профиля.

Одновременно с этим отмечается относительно высокое содержание хлорита в подзолистом горизонте останца (разрез Я 2-90). Это выглядит парадоксальным, поскольку в кислотном процессе подзолообразования хлорит должен растворяться [82, 212, 223]. Действительно, известно, что хлориты в составе иллювиальной фракции в горизонтах А2 практически полностью исчезают [223]. Можно думать, что наблюдаемая нами минералогическая аномалия в горизонте А2 разреза Я 2-90 свидетельствует либо о молодости подзолистого процесса, либо о повышенной интенсивности поступления хлорита на поверхность почвы – в количествах, перекрывающих его разрушение в подзолистом горизонте. Последнее возможно, если допустить, что хлорит осаждается из атмосферы в составе пыли (ветровые раздувы почв на плакорах встречаются очень часто). Анализ распределения подвижных форм железа в профиле почв подтверждает высказанное предположение, тогда странное накопление Fe (II) в верхах почвенного профиля (см. табл. 4.8 в гл. 4) может быть связано с высвобождением его из растворившегося хлорита.

В подзолистом горизонте останца идут интенсивные процессы оглинивания и вынос железа: гидроксиды железа в большом количестве регистрируются на поверхности овражного аллювия в зоне разгрузки мерзлотной верховодки. Что касается генезиса солёного горизонта А2s, то источником материала для него также могли послужить атмосферные выпадения. Для Ямала годовая сумма осадков на севере составляет 229 мм (станция Тамбей), на юге – 298 (станция Новый Порт) [191]. Следовательно, для Ямала,

где годовая сумма осадков незначительна и сопоставима с таковыми для засушливых степных районов¹², соотношение между влажными и сухими выпадениями будет смещаться в сторону сухих. В связи с этим вполне вероятно, что в районах промышленного освоения Ямала загрязнение (ожелезнение) ландшафтов в большей мере будет обусловлено сухими аэрозольными выпадениями, нежели атмосферными осадками в виде дождя.

Атмосферный цикл миграции железа и ожелезнение поверхности

Модель геохимического цикла железа в атмосфере приведена на рис. 7.3. Источником железа в атмосфере могут служить железосодержащие минералы почвообразующих пород, входящие в состав теллурической пыли. Для Ямала это преимущественно железосодержащие минералы глин из рыхлых отложений – хлорит и монтмориллонитовые образования (возможные продукты коры выветривания на базитах?).

Сухое осаждение аэрозолей определяется турбулентной диффузией и предполагает наличие направленного воздушного потока к поверхности. Поэтому интенсивность осаждения аэрозолей зависит от развития турбулентности в приземном слое атмосферы. Для Ямала, как и для всей тундровой зоны, сильная турбулентность отмечается в приземном слое. Причина тому – высокая интенсивность солнечной радиации, которая способствует сильному нагреванию деятельной поверхности на высоте 0.01–0.5 м от почвы, где температура воздуха может быть в 1.5–2.0 раза выше, чем на высоте 2 м [171]. В этих условиях в приземной атмосфере могут возникать конвективные турбулентные вихри с направлением воздушных потоков как вверх, так и к земной поверхности [237]. В последнем случае в направлении деятельного слоя будет формироваться устойчивый приток загрязняющих веществ и возникнет высокая вероятность их осаждения из воздушного потока на поверхность почвы.

Железосодержащие аэрозольные частицы, обладая высокой дисперсностью, могут адсорбироваться на поверхности почвы (явление адгезии [106]).

Ожелезнение почв может развиваться по двум сценариям. Первый характерен для торфяных почв, в которых сезонно-талый слой полностью залегает в торфяной толще, а почвенные растворы содержат много растворенного гумуса. С этим веществом связано образование железо-органических комплексов. В результате происходит накопление подвижных форм железа в верхнем слое тор-

¹² Кустанай – 255 и Целиноград – 308 мм/год [171].

фьяных почв в значительных количествах. Высокое содержание подвижных форм железа в почвах Ямала отмечалось неоднократно [90, 149, 231].

По второму сценарию ожелезнению подвергаются почвы с небольшой мощностью торфяного горизонта (торфянистые разности криоземов и подзолистые почвы). В этом случае соединения железа гидролизуются с образованием аморфных гидроксидов с последующей их кристаллизацией. Дальнейшее развитие ожелезнения может идти по схеме, приведенной в работе [68]. Мож-

но предположить, что вначале на поверхности почвы будет образовываться неустойчивый бактериальный ферригидрит ($2.5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) с последующим его преобразованием в устойчивую форму – гематит ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). При выпадении дождей кристаллизованные формы железа вмываются в почву, где в глеевых условиях железо гематита восстанавливается и переходит в раствор. В присутствии катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+} , а также растворенного кремнезема возможно новое каталитическое окисление закисного железа [68]. Процесс сопровождается образованием тонкодисперсных кристаллов гётита. Известно, что кристаллы почвенного гётита могут иметь размерность 10 нм и менее [23] и в профиле почв гётит часто агрегируется в виде пленок и микроортштейнов, сохраняя при этом тонкодисперсность. Можно предположить, что при наличии постоянного привноса гётита эти новообразования в качестве своеобразных ядер кристаллизации способствуют формированию железистых конкреций в профиле мерзлотных почв.

Экспериментальная проверка модели ожелезнения почв

Наличие железосодержащих сухих аэрозолей в приземном слое воздуха проверено экспериментально. Для этого был разработан способ сбора сухих аэрозолей с помощью устройства, изображенного на рис. 7.4. Оно включает контейнер, выполненный из материала, обладающего высокой теплоемкостью и химически инерт-

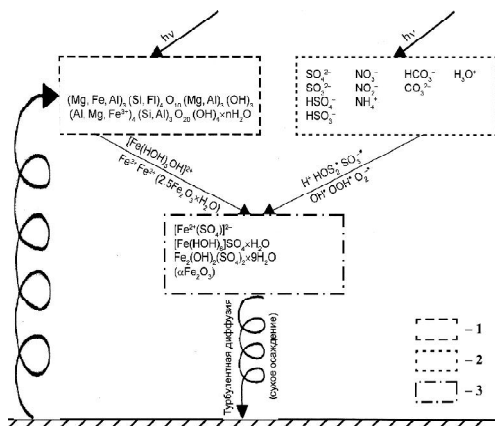


Рис. 7.3. Геохимический цикл железа в атмосфере над Ямалом: 1) минеральный состав теллурической пыли; 2) кислото-, радикалообразующие атмосферные компоненты; 3) железосодержащие минералы в атмосфере (пояснения в тексте).

ного к атмосферным компонентам, например, в форме полого цилиндра, усеченного конуса или многогранника с открытой нижней частью контейнера.

Контейнер может быть выполнен, например, из пластмассы, дерева или композиционного материала (углепластика, металлопластмассы, стеклопластика). Верхняя часть контейнера закрыта глухой крышкой (2), снабженной выступом-козырьком, под которым по окружности сделаны отверстия (3) для формирования конвективных и турбулентных потоков воздуха внутри контейнера.

В контейнер помещается круглый ложемент (5), неподвижно прикрепленный к нижней части штока (4). С целью обеспечения градиента температур материал ложемента должен иметь более низкую теплоемкость, нежели материал контейнера. На ложемент тонким слоем укладывается химически инертный тонкодисперсный сорбент. Контейнер и шток с ложементом подвижно прикреплены к приспособлению (1) в виде петли из капроновой нити, что позволяет производить замену порошкового сорбента, не снимая всего устройства.

При воздействии солнечной радиации из-за различий теплоемкости материалов ложемента и контейнера во внутреннем объеме устройства возникает температурный градиент. Через открытую нижнюю часть контейнера в устройство поступает воздух с аэрозольными частицами.

Сбор сухих аэрозолей осуществлялся на ключевом участке, расположенном в зеленой пригородной зоне Сыктывкара. Здесь на деревьях и кустарниках на высоте 0.6-2.0 м развешивались описанные устройства, количество которых определялось задачами исследований. Всего на участке было установлено девять таких устройств. В качестве сорбентов в них использовали химически инертные тонкодисперсные порошки Al_2O_3 , MgO , $CaCO_3$ (все порошки марки ХЧ). Порошок (300–500 мг) насыпали тонким слоем на ложемент. В каждое устройство помещали по одному ложементу. Время экспонирования – 18 дней.

ЭПР-спектроскопия сухих аэрозолей.¹³ Для определения эффективности адсорбции использовали ЭПР-регистрацию. Спектры ЭПР

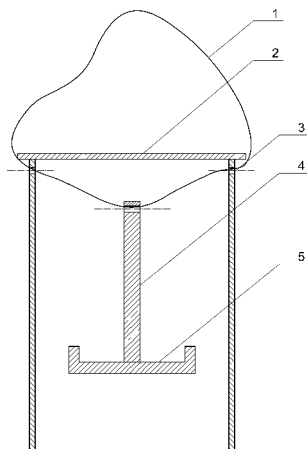


Рис. 7.4. Устройство для сбора сухих аэрозолей (по-яснения в тексте).

¹³ Съемка и обработка спектров выполнены В.П. Лютоевым (ИГ Коми НЦ УрО РАН), которому автор выражает свою искреннюю признательность.

(электронного-парамагнитного резонанса) были изучены в ЦКП «Центр спектроскопических исследований» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на серийном радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) в X-частотном диапазоне с ВЧ модуляцией 100 кГц при комнатной температуре образцов. Применялся прямоугольный резонатор RX102 с модой TE₁₀₂. Пары образцов (Al₂O₃, MgO, CaCO₃) изучены с тройной повторностью. Каждая пара – это эталонный (контрольный) и экспонированный образцы одного сорбента.

Навеска образцов при регистрации спектров составляла около 200 мг. Порошки помещались в кварцевую пробирку. Сигналы пробирки устранялись из полученных спектров при их математической обработке. На рис. 7.5 представлены ЭПР-спектры порошка Al₂O₃. В спектре эталонного образца присутствуют уширенные компоненты, которые отождествляются с линиями от ионов Fe³⁺, локализованных в замещающих ионы алюминия структурных позициях оксида алюминия и аморфизованных частях вещества ($g = 4.27$) [256]. Кроме этого в области спектра $g = 2.1$ (320 мТ) присутствует широкая полоса, генерируемая небольшими количествами примесей оксидов и/или гидроксидов железа. В спектре ЭПР экспонированного образца линии примесных ионов железа в решетке оксида алюминия остались неизменными, а интенсивность полосы примесных железосодержащих соединений несколько возросла. Заметим, что оксид алюминия относится к очень устойчивому химическому соединению, и экспонирование не нарушило структуры вещества. На рис. 7.6 представлены спектры эталонного и экспонированного порошка MgO. В спектре эталонного образца фиксируются секстет узких линий и одиночная узкая линия, связанные с ионами Mn²⁺ и Cr³⁺ в позициях Mg [49].

Кроме того, отмечается сложная линия с параметрами, характерными для поверхностных ион-радикалов оксония (O₃⁻). Присутствует также широкий компонент примесных окси-гидроксидных фаз железа. В экспонированном образце наблюдается понижение интенсивности линий ионов оксония, примесных ионов марганца и

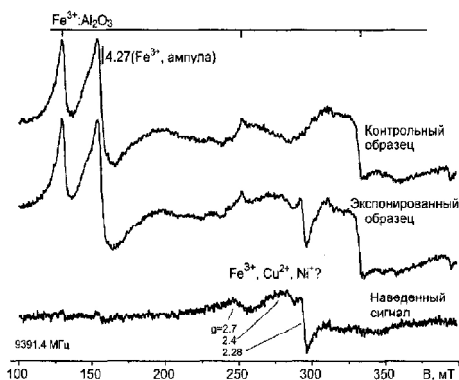


Рис. 7.5. Спектры ЭПР контрольного и экспонированного образцов сорбента Al₂O₃ и наведенный сигнал.

особенно хрома. Эти изменения можно связать с уменьшением сорбционной поверхности из-за укрупнения зерен MgO вследствие образования водной пленки и их слипания (кристаллы MgO отличаются высокой гигроскопичностью).

Увеличение интенсивности широкой линии свидетельствует о наличии адсорбции железосодержащих соединений на поверхность вещества и не носит регулярного характера. Для некоторых экспонированных образцов зафиксирована очень интенсивная широкая полоса, в других случаях – рост интенсивности сигнала незначителен, что, возможно, связано с неравномерным оседанием аэрозольных частиц из пограничного слоя на поверхность субстрата.

На рис. 7.7 представлены спектры эталонного и экспонированного порошка CaCO_3 . В спектре эталонного образца фиксируются две системы линий, связанные с наличием в структуре вещества замещающих кальций ионов Fe^{3+} и Mn^{2+} [15]. В спектре наблюдается также малоинтенсивный широкий компонент примесных фаз железа. В экспонированном образце интенсивность линий Mn^{2+} осталась неизменной, линии структурных ионов железа понизились в интенсивности. Вероятно, ионы железа в отличие от ионов марганца локализованы в приповерхностных участках зерен и поэтому в отличие от марганца в большей степени зависят от

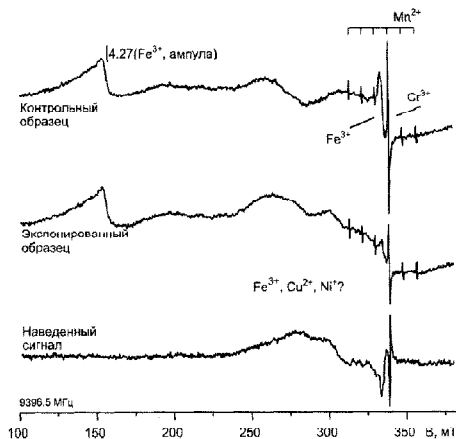


Рис. 7.6. Спектры ЭПР контрольного и экспонированного образцов сорбента MgO и наведенный сигнал.

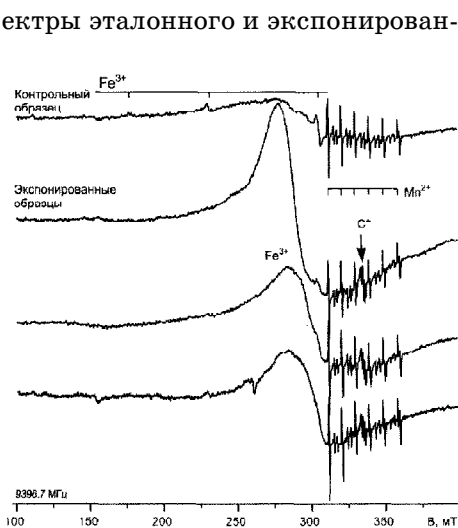


Рис. 7.7. Спектры ЭПР контрольного и экспонированного образцов сорбента CaCO_3 и сигнал (С*) в области свободных радикалов.

загрязнения поверхности зерен. В спектре ЭПР других экспонированных проб (в которых в качестве сорбента использовались Al_2O_3 , MgO) тоже были отмечены аналогичные сигналы.

Такая устойчивость ЭПР-сигнала может быть использована при индикации железосодержащих соединений в составе сухих аэрозолей при аэротехногенном загрязнении поверхности. Заслуживает особого внимания эффект, обнаруженный при диагностике экспонированного образца карбоната кальция ($CaCO_3$) (рис. 7.8). При сравнении его с эталонным отмечено появление поликомпонентного сигнала ЭПР в области свободных радикалов.

Четко регистрируется только центральная часть спектра в виде пары линий с g -факторами 2.0059 и 2.0035. После компьютерной обработки спектра экспонированного образца проявились дополнительные компоненты (рис. 7.8), почти симметрично расположенные относительно центральной пары линий. Ввиду низкой интенсивности линий довольно сложно идентифицировать радикал или композицию линий, обуславливающих данный спектр. Можно предполагать, что радикал является органическим. Следует подчеркнуть, что отмеченный спектр наблюдался устойчиво на всех экспонированных образцах карбоната, но не выявлен ни в одном из образцов других веществ.

Таким образом, применение искусственных поверхностей в виде тонкодисперсных порошковых субстратов позволило выявить наличие в стоке сухих аэрозолей наличие железосодержащей минеральной фазы, что повышает информативность исследований динамики концентраций тяжелых металлов в приземном слое воздуха. При этом ЭПР-спектроскопия позволяет селективно фиксировать как адсорбированные минеральные фазы, так и органические молекулы на поверхности зерен порошкового субстрата. Полученные результаты могут быть использованы при аналитическом и экологическом контроле приземного слоя атмосферы в районах предприятий, чья деятельность сопровождается неконтролируемыми выбросами микрочастиц в атмосферу.

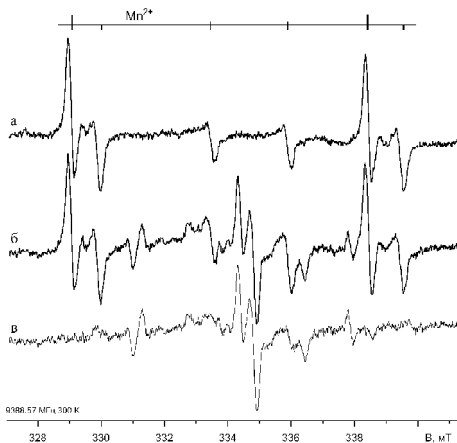


Рис. 7.8. Спектр ЭПР органических радикалов на поверхности $CaCO_3$: а – эталонный, б – экспонированный образцы; в – наведенный сигнал органических радикалов в экспонированном образце.

7.2. Техногенные преобразования в ландшафтах в районах нефтедобычи

При техногенной трансформации тундровых ландшафтов в районах нефтедобычи возникает определенный спектр ответных реакций природной среды на загрязнение, изучение которого имеет определенное практическое значение для целей эколого-геохимического мониторинга ландшафтов криолитозоны.

Новообразованные геохимические барьеры

Техногенные нарушения почвенного покрова вызывают трансформации природных геохимических барьеров. Согласно Н.С. Касимову [217], в районе нефтедобычи можно выделить несколько видов новообразованных техногенных барьеров.

Кислородный геохимический барьер

Вследствие механических повреждений почвенного покрова на буровой площадке величина сезонно-оттаивающего слоя становится на 15-20% больше, нежели на прилегающих к ней целинных участках тундры. Это вызывает снижение уровня мерзлотного водоупора. В результате буровая площадка начинает выполнять роль местного водосбора, «перехватывая» сток мерзлотной верховодки с прилегающих участков, что приводит к заболачиванию территории буровой.



Рис. 7.9. «Перехват» поверхностного стока мерзлотной верховодки и техногенное заболачивание буровой площадки Сандивей-21.

Увеличение объемов транзитного стока мерзлотной верховодки через буровую площадку вызывает активизацию внутриверховодной миграции. В итоге в пойме ручья, дренирующего техногенный участок, формируется зона разгрузки мерзлотной верховодки, которая часто идентифицируется охристыми натеками гидроксидов железа на поверхности субстрата в прибрежной части ручья.

Их химический состав может служить объективным критерием наличия/отсутствия остаточного загрязнения на отработанных буровых площадках. В качестве примера приведем результаты исследования ключевого участка «Буровая Мишвань-11», расположенного в пределах Лая-Колвинского междуречья. Для участка характерно развитие почв со свободным внутренним дренажем – торфяных поверхностно-глеевых [110]. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой. Точки геохимического опробования гидроксидов железа располагались в пойме ручья выше буровой, в створе с буровой и ниже буровой по течению неширокого (до 1.5 м) и неглубокого ручья (до 1 м), дренирующего территорию буровой Мишвань-11 (табл. 7.1; рис. 7.10).

Как видно из табл. 7.1, почвы техногенного участка обогащены Sr, Y, Ba (в меньшей степени – Co, Cu) и отличаются общим накоплением элементов: $\bar{K} > 1$. При этом у органической фазы этот показатель выше, чем у минеральной. Средний кларк накопления анионогенных элементов органическим веществом почв также выше, нежели у минеральной толщи. На рис. 7.10 видно, что распределение элементов в органической и минеральной частях почв симбатно и что биоаккумуляция вещества в техногенно трансформированных почвах слабая. В гидроксидах железа, формирующихся на техногенном геохимическом барьере, отмечается накопле-

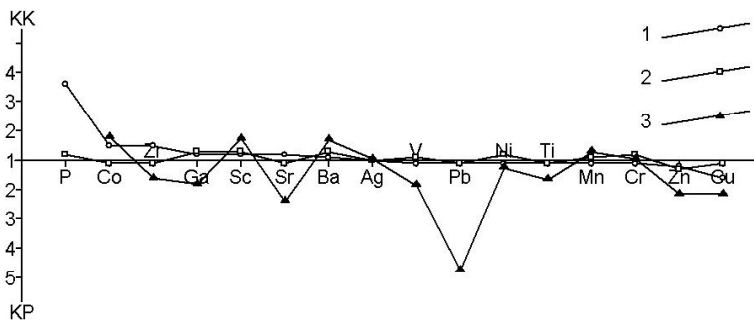


Рис. 7.10. Геохимические спектры элементов в поверхностно-глеевых почвах техногенных участков: 1 – органическая (n = 35), 2 – минеральная (n = 229) фазы почвы, 3 – гидроксиды железа (n = 20). Расчет спектров выполнен по отношению к местному кларку поверхностно-глеевых почв (n = 397).

Таблица 7.1
Статистические параметры поверхностно-глеевой почвы, гидроксидов железа и наилка (техногенные участки Мишванского нефтяного месторождения, Большеземельская тундра), г/т

Группы	Элементы	Органическая фаза (n = 35)				Минеральная фаза (n = 229)				Гидроксиды железа (n = 20)				Наилка (n = 12)			
		Q1	Me	Q3	M	Q1	Me	Q3	M	Q1	Me	Q3	M	Q1	Me	Q3	M
I	Sr	278	464	1000	1.7	316	501	501	1.9	100	177	316	0.7	251	251	398	0.9
	Ba	464	774	1000	1.9	501	631	1000	1.5	562	1000	3160	2.4	631	1000	1580	2.4
II	Y	10	46.4	77.4	1.6	10	39.8	63.1	1.4	1	1	1	0.0	10	25.1	25.1	0.9
	Ga	7.7	10	27.8	0.8	6.3	15.8	31.6	1.3	5.6	5.6	5.6	0.5	6.3	6.3	6.3	0.5
III	Sc	16.7	21.5	27.8	2.2	15.8	31.6	31.6	3.3	30	30	30	3.1	0	0	0	0.0
	Ti	4640	7740	10000	2.1	6300	7940	10000	2.1	3160	5620	5620	1.5	3980	6300	6300	1.7
IV	Zr	166	278	464	1.6	100	100	316	0.6	56.2	100	100	0.6	100	251	316	1.5
	V	77.4	100	166	1.1	63.1	100	158	1.1	56.2	56.2	56.2	0.6	63.1	100	100	0.7
V	Mo	2.2	2.2	2.2	1.5	2	2	2	1.3	0	0	0	0.0	0	0	0	0.0
	Sn	1.7	2.2	3.6	0.8	2	3.2	3.2	1.1	0	0	0	0.0	0	0	0	0.0
VI	P	1000	3160	7740	4.7	630	790	1580	1.2	0	0	0	0.0	0	0	0	0.0
	Cu	10	27.8	59.9	0.9	31.6	50.1	79.4	1.6	10	31.6	31.6	1.0	7.9	10	25.1	0.3
VI	Zn	77.4	166	215	3.9	63.1	158	199	3.7	71	71	71	1.7	15.8	63.1	63.1	1.5
	Pb	10	16.7	21.5	1.4	10	15.8	20	1.3	1	10	10	0.8	10	25.1	25.1	0.8
VI	Mn	278	359	464	0.4	398	501	631	0.6	562	562	562	0.7	251	398	631	0.5
	Cr	77.4	100	100	1.7	100	100	158	1.7	100	100	100	1.7	79.4	100	158	1.7
VI	Ni	27.8	46.4	59.9	1.3	50.1	50.1	79.4	1.4	31.6	56.2	56.2	1.5	25.1	39.8	39.8	1.1
	Co	16.6	27.8	46.4	2.0	10	10	31.6	0.7	5.62	10	10	0.7	10	25.1	31.6	1.8
Средние кларки накопления																	
\bar{K}		1.70				1.50				1.06				0.85			
\bar{K}^+		1.19 (70.2%)				1.22 (81.5%)				0.96 (90.6%)				0.67 (79.0%)			
\bar{K}^-		0.50 (29.8%)				0.27 (18.5%)				0.10 (9.4%)				0.17 (21.0%)			

колебания содержаний по всему профилю, для второй распределение более контрастно. Аномальные содержания Pb (КК 31), Cu (КК 18), Ba (КК 15), Sr (КК 20), Zn (КК 8) приурочены к верхней части профиля. Глеевые слабокислые внутрипочвенные воды, взаимодействуя с техногенным карбонатным песчано-глинистым материалом, нейтрализуются, и в зоне их контакта с техногенным наносом формируется аномалия D2 на щелочном геохимическом барьере, обусловленная, по-видимому, фиксацией металлов в форме карбонатов.

Кислый геохимический барьер

Его формирование происходит при смене нейтральных и щелочных условий на слабокислые и кислые. В пределах исследованной территории этот класс геохимических барьеров был изучен только на техногенных участках, в местах аварийных разливов буровых растворов, где сточные воды, имеющие щелочную реакцию, взаимодействуют с кислыми торфяными почвами. Разрез 310 (рис. 7.12) заложен на пологом склоне плоского большого бугра, на котором стоит буровая Мишвань-11, в полосе стока отработанного бурового раствора. Неровная, мелкобугристая поверхность склона перекрыта техногенным наносом. Растительность отсутствует.

Разрез вскрыл техногенно преобразованный мерзлотный торфозем. В песчано-глинистом наносе pH водной вытяжки щелочной (8.35), но в зоне контакта с остатками торфяной дернины он понижается до 4.35. Здесь на кислом барьере повышаются содержания Ba (КК 15.4), Zr (КК 6.4), Cr (КК 6.2). Видимо, это обусловлено не только осаждением на кислом барьере, но и сорбцией

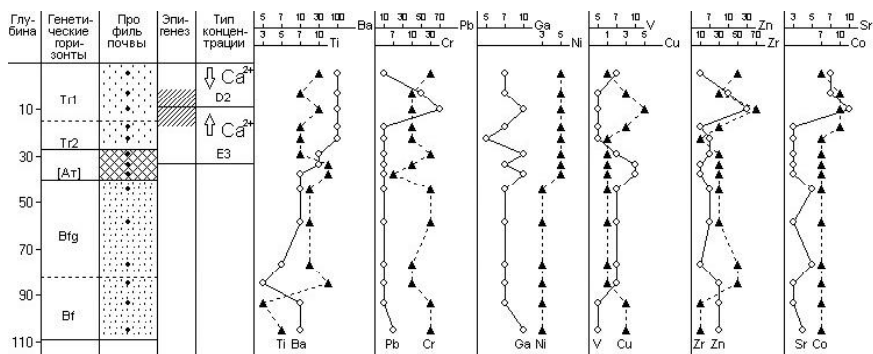


Рис. 7.12. Образование комплексной радиальной техногенной геохимической аномалии D2 и E3 при аварийных переливах из котлована-отстойника (буровая Мишвань-11).

органическим веществом почв; таким образом, барьер можно квалифицировать как кислотно-сорбционный.

Формирование ореольных вод в районах нефтедобычи

Обустройство нефтяных месторождений сопровождается техногенной трансформацией поверхностных вод. Их характеристика дается в объеме таксонов геохимической классификации, предложенной А.И. Перельманом [179]. В табл. 7.2 и 7.3 приведен химический состав техногенных вод, формирующихся при проведении буровых работ.

В пределах полевого стационара «Буровая Харьяга-26» мерзлотная верховодка имеет преимущественно сульфатно-хлоридно-натриевый, хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевый составы (табл. 7.2 и 7.3). Для нее характерны высокие значения рН (до 8.6) и увеличенные содержания микроэлементов по сравнению с природными водами. Так, здесь почти на порядок выше содержание цинка, свинца; вода обогащена железом, медью, возросла ее минерализация – с 20 до 114 мг/л.

Воды болот, загрязненные сточными водами с буровой, отличаются повышенным содержанием ионов натрия и калия, при этом их суммарное содержание несколько превышает таковое кальция и магния. Увеличено, кроме того, содержание соединений азота и железа. Воды болот характеризуются как гидрокарбонатно-натриевые с относительно высокой минерализацией (327 мг/л).

Химический состав вод ручьев изменился слабо, и в основном они близки к природным. По-видимому, активное перемешивание, большой объем разбавления даже в пределах техногенного участка мало меняют их ионный состав.

Итак, формирование ореольных (техногенных) вод в пределах бурового участка связано с поступлением в воды водорастворимых солей. Ореольные воды характеризуются высокой минерализацией, преобладанием в ионном составе хлорид- и сульфат-ионов. В них отмечаются повышенное (в сравнении с природными водами) содержание железа, меди, свинца, цинка, увеличенное – нитритов и нитратов, рост рН за счет техногенного подщелачивания. Последнее во многом обусловлено составом отработанных буровых растворов. Их рецептура определяется технологией бурения, но в ее основе относительно стабилен набор химреактивов – это каустик, карбоксил-метил-целлюлоза, сульфанол, барит, бентонит. Поэтому рН отработанных буровых растворов, аварийные разливы которых постоянно обнаруживаются на буровых, всегда больше 8 (см. описание техногенного щелочного геохимического барьера).

Таблица 7.2

**Макроионный состав ореольных (техногенных) вод, мг/дм³
(Большеземельская тундра, буровая Харьяга-26)**

Номер проб	Место взятия пробы	Взвешенные вещества	Минерализация	Сухой остаток	pH	HCO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ³⁻	NO ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	μ
Мерзлотная верховодка														
1	Шурф 1	264.6	505.5	483.6	8.4	177.0	50.4	141.5	0.00	0.016	70.1	41.3	26.20	0.0118
2	Разрез 310	493.0	85.3	148.4	5.7	42.7	7.2	10.0	0.00	0.000	6.0	1.2	18.20	0.0013
3	Шурф 2	264.6	114.3	220.4	5.8	12.2	26.5	34.5	4.40	0.000	19.0	3.0	14.80	0.0026
4	Котлован	353.4	861.5	945.2	8.3	67.1	400.8	110.0	9.70	0.268	120.2	13.4	140.0	0.0199
5	Разрез 307	176.4	63.6	86.0	8.1	30.5	7.2	6.0	2.20	0.027	10.0	1.2	6.50	0.0012
6	Шурф 3	586.8	75.9	100.4	6.5	42.7	4.8	10.0	0.88	0.000	8.0	7.3	2.20	0.0016
7	Шурф 4	62.4	88.9	125.2	7.0	48.8	7.2	8.0	2.20	0.013	20.0	2.4	0.25	0.0018
8	Шурф 5	12.6	769.2	594.2	8.6	323.8	48.0	150.0	0.00	0.013	42.1	4.9	200.80	0.0115
Воды болот														
9	Болото	2413.6	327.6	258.4	8.1	170.8	33.6	27.0	0.44	0.242	40.1	1.2	54.20	0.0054
Воды ручьев														
10	Ручей Харьяга	17.3	58.4	57.2	7.3	30.5	7.2	4.5	0.00	0.000	8.0	1.2	7.00	0.0010
11	Ручей Сено-шор	5.0	181.3	134.8	7.9	115.9	14.4	4.5	0.00	0.000	32.1	3.6	10.8	0.0033

Таблица 7.3

Микроионный состав ореольных (техногенных) вод, мг/дм³
(Большеземельская тундра, буровая Харьяга-26)

Номера проб	Место взятия пробы	pH	Fe	Zn	Pb	Cu
Мерзлотная верховодка						
1	Шурф 1	8.4	1.30	0.05	0.006	0.000
2	Разрез 310	5.7	6.00	0.06	0.004	0.000
3	Шурф 2	5.8	12.00	0.05	0.000	0.000
4	Котлован	8.3	32.00	0.18	0.005	0.000
5	Разрез 307	8.1	3.55	0.60	0.006	0.000
6	Шурф 3	6.5	6.70	0.16	0.026	0.003
7	Шурф 4	7.0	5.40	0.09	0.000	0.000
8	Шурф 5	8.6	0.60	0.07	0.004	0.000
Воды болот						
9	Болото	8.1	28.0	0.12	0.025	0.003
Воды ручьев						
10	Ручей Харьяга	7.3	1.90	0.05	0.006	0.000
11	Ручей Сено-шор	7.9	0.91	0.07	0.000	0.000

Техногенная трансформация ландшафтно-геохимической структуры

При анализе преобразований, связанных с проведением буровых работ, установлено, что в пределах буровых площадок формируются специфические техногенные ландшафты с ореольными водами и определенным спектром ответных реакций почвенно-растительного покрова. Последнее проявляется в изменении ландшафтно-геохимической структуры, ограниченной площадью видимых нарушений растительного покрова, носящих локальный характер.

По комплексу признаков целесообразно различать два типа техногенных ландшафтов – харьягинский (характерный для заболоченных междуречий) и сеношорский (присущий долинам малых водотоков)

Харьягинский тип техногенных ландшафтов

Здесь техногенные модификации природных ландшафтов характеризуются сравнительным однообразием, которое обусловлено особенностями ландшафтной структуры заболоченных междуречий (рис. 7.13).

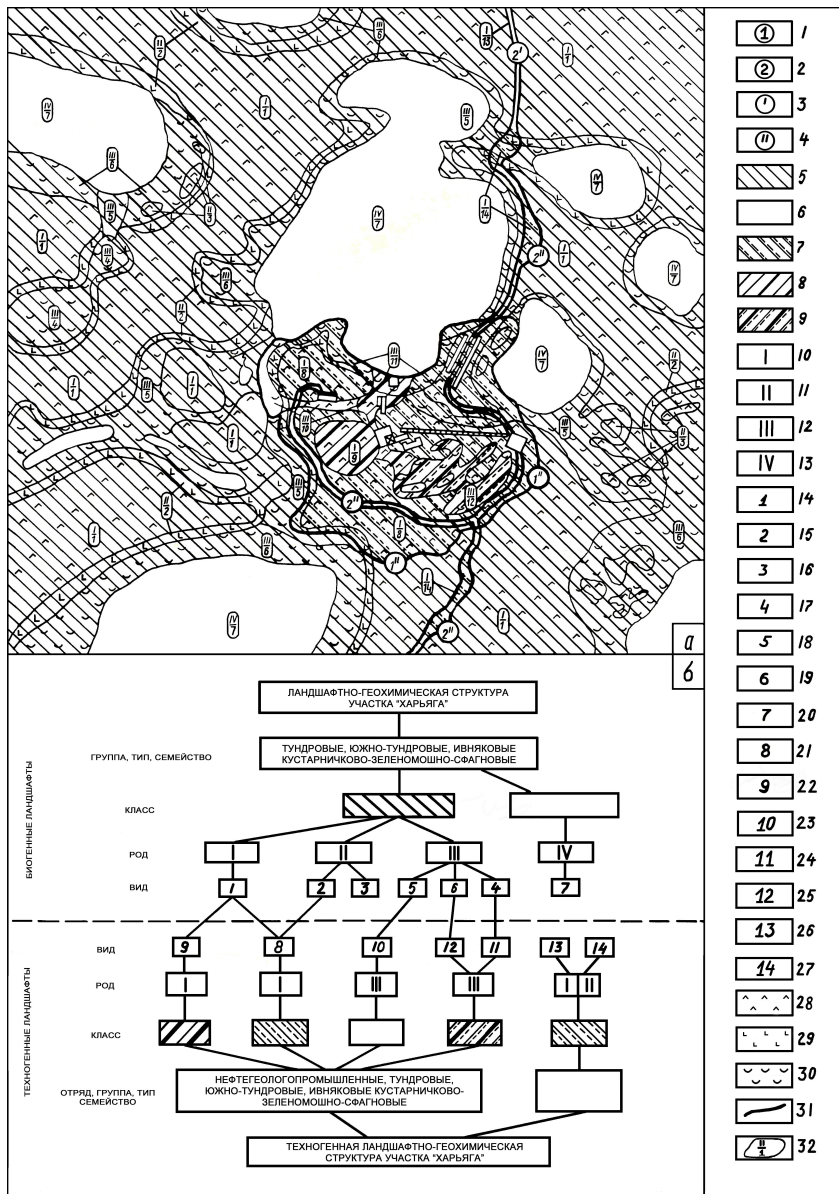


Рис. 7.13. Пространственная (а) и структурная (б) дифференциация элементарных геохимических ландшафтов озерно-болотных комплексов в пределах Верхне-Колвинского озерного района.

Условные обозначения. Отряды: 1 – нефтегеолого-промышленный, 2 – дорожный. **Разряды:** 3 – умеренная степень повреждений почвенно-растительного покрова, 4 – сильная степень повреждений почвенно-растительного покрова. **Группы, типы, семейства:** тундровые, ивняковые, кустарничково-зеленомошно-сфагновые южные тундры. **Классы:** 5 – кислый-глеевый ($H^+ - Fe^{2+}$), 6 – слабокислый-глеевый ($Fe^{2+} - POB$), 7 – кислый-глеевый ($H^+ - Fe^{2+}$), 8 – соленосный ($Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}$), 9 – соленосный, слабокислый-глеевый ($Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} / Fe^{2+} - POB$). **Роды:** 10 – автономные и 11 – транслювиальные, 12 – трансаккумулятивные, 13 – субаккумулятивные. **Виды:** 14 – плоская мелко-среднекочковатая равнина с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных сухо-торфяных почвах с сорбционно-глеевыми, биосорбционными, мерзлотными сорбционно-механическими, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-Г6, G2-Г6, А6-Г6, сезонное промерзание смыкается с многолетнемерзлыми породами (ММП), мощность сезонно-талого слоя (СТС) 40–50 см; 15 – склоны озеро-болотных котловин с ериковой осоково-кустарничково-моховой растительностью на мерзлотных торфяно-глеевых почвах с глеево-сорбционными, мерзлотно-сорбционными, биосорбционными, мерзлотными сорбционно-механическими, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-Г6, G2-Г6, А6-Г6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 100–150 см; 16 – плоские мелкокочкарные бугры пучения с пятнами водорослевой и лишайниковой растительности на вершинах и багульниково-моршкочково-мохово-лишайниковой растительностью на коротких склонах на мерзлотных сухо-торфяных почвах с мерзлотным сорбционно-механическим, кислородно-сорбционным, сорбционно-глеевым геохимическими барьерами с аномалиями С6-Г6, G2-Г6, А6-Г6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 30–50 см; 17 – ровные днища котловин спущенных озер с осоково-сфагновой растительностью на тундровых болотных почвах с сорбционно-глеевыми и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-Г6, G2-Г6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 18 – полосы стока с ивняковой осоково-сфагновой растительностью на тундровых болотных почвах с сорбционно-глеевыми и биосорбционными геохимическими аномалиями С6-Г6, G2-Г6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 19 – плоские прибрежные отмели в озерных котловинах с осоковой растительностью на торфяных отложениях с сорбционно-глеевым геохимическим барьером с аномалией С6-Г6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 20 – озера с торфяными отложениями с сорбционно-глеевым геохимическим барьером с аномалией С6-Г6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 21 – плоская поверхность с антропогенным микрорельефом (рытвины, колеи, обваловки) с поврежденной коренной растительностью (кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на мерзлотных сухо-торфяных почвах с сорбционно-глеевыми, мерзлотными сорбционно-механическими, биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-Г6, G2-Г6, G2-G2, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 60–120 см; 22 – ровная антропогенная поверхность на месте котлована-отстойника с отработанными буровыми растворами, представленными песчано-глинисто-щебнистым шламом (толщина наносов 10–50 см) с сорбционно-глеевыми, кислородно-сорбционными, кислыми-щелочными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-Г2, С7-Г7, А6-Г6, Е3, Д6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 23 – полосы стока с поврежденной ивняковой осоково-сфагновой растительностью, песчано-глинистыми наносами с формированием мерзлотных сорбционно-механических, сорбционно-глеевых, кислых геохимических барьеров с техногенными аномалиями G2-Г7, С2-Г2, Е3, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 24 – плоские прибрежные отмели в озерных котловинах с антропогенными наносами (глинистые буровые шламы, остатки ГСМ, бытовые отходы) с формированием сорбционно-глеевых, кислородно-сорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями С2-Г2, С6-Г6, А6-Г6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 25 – днище котловин спущенных озер с поврежденной осоково-сфагновой растительностью, перекрытое техногенными наносами и заполненное сточными водами с формированием глеево-сорбционных, кислородно-сорбционных, кислого, щелочного, биосорбционного геохимических барьеров с техногенными аномалиями G2-Г6-Г7, С2-Г2, Д6, Е3, А2-Г2, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 26 – плоская поверхность с механическими повреждениями мелко-среднекочкарной кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на мерзлотных сухо-торфяных почвах (разъезженные участки тундры с шириной колеи 3–4 м), сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 40–60 см; 27 – плоская поверхность с механическими повреждениями мелко-среднекочкарной ериковой кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на мерзлотных сухо-торфяных и торфяно-болотных почвах (разъезженные участки тундры с шириной колеи первые десятки метров), сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 70–150. **Дополнительные обозначения:** 28 – мерзлотные сухо-торфяные почвы, 29 – мерзлотные торфяно-глеевые почвы, 30 – тундровые болотные почвы, 31 – границы и 32 – обозначение элементарных геохимических ландшафтов (в числителе – род, в знаменателе – вид ландшафта).

Автономные техногенные ландшафты представлены двумя видами. Первый – плоская неровная поверхность (рытвины и борозды от колеи, обваловки) с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных сухо-торфяных почвах. Мощность СТС – 60–120 см. Второй – ровная поверхность на месте котлована-отстойника с остатками обваловки по краю, песчано-глинисто-щебнистым шламом от буровых растворов на сухо-торфяных почвах. Сезонное промерзание часто не смыкается с мерзлотой.

Трансэлювиальные техногенные ландшафты представлены полосами стока с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой и ерниковой осоково-кустарничково-моховой растительностью с песчано-глинистыми наносами, остатками разливов сточных вод, топочного мазута и дизельного топлива на мерзлотных сухо-торфяных и торфяно-глеевых почвах.

Трансаккумулятивные техногенные ландшафты приурочены к краевой зоне озерно-болотных котловин с поврежденной ивняковой осоково-сфагновой растительностью с техногенными наносами (глины, остатки ГСМ, бытовые отходы) на погребенных тундрово-болотных почвах.

Субаквальный техногенный ландшафт представлен заболоченной котловиной на месте спущенного озера с поврежденной осоково-сфагновой растительностью на торфяных отложениях, перекрытой техногенными наносами и заполненной сточными водами, сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой.

В целом для территории с харьягинским типом ландшафтной структуры характерна слабая геохимическая контрастность, которая обусловлена малой расчлененностью рельефа (относительные превышения 1.5–2.3 м). Широкое развитие торфяных отложений и распространенность озерно-болотных комплексов способствуют развитию сорбции и аккумуляции загрязнения в ландшафтах – процессы аккумуляции преобладают над процессом выноса. Данный тип техногенного преобразования ландшафтной структуры наиболее характерен для Харьягинского (буровые Харьяга-26, 13, 7) и Сандивейского (буровые Сандивей-6 и 2) нефтяных месторождений. Кроме того, наличие относительно невысоких превышений в рельефе заболоченных междуречий свидетельствует о слабой геохимической контрастности при сопряжении ландшафтов.

Сеношорский тип техногенных ландшафтов

Для него характерно формирование более сложной структуры (рис. 7.14), которая определяется разливами буровых растворов и углеводородов, механическими повреждениями почвенно-растительного покрова, а также техногенными новообразованиями (развитие эрозионных рытвин и промоин, заболачивание поймы).

Автономные техногенные ландшафты представлены двумя видами. Первый – плоская неровная поверхность с поврежденной кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфяно-болотных почвах. Мощность СТС – 80–100 см. Второй – ровная поверхность на месте котлована-отстойника с песчано-глинисто-щебнистым буровым шламом на мерзлотных торфяно-болотных, торфяных поверхностно-глеевых суглинистых почвах, сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой.

Трансэлювиальные техногенные ландшафты представлены пологим неровным склоном, техногенный микрорельеф склона образован дорогами, эрозионными рытвинами и промоинами, обваловками, с сильным повреждением ерниковой кустарничковой мохово-лишайниковой растительности на торфяных, торфянистых поверхностно-глеевых, поверхностно-глееватых почвах. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой.

Трансэлювиально-аккумулятивные техногенные ландшафты представлены: 1) полосами стока с поврежденной ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на мерзлотных торфяно-болотных, торфяных поверхностно-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-суглинистым делювием, остатками буровых растворов и разливами сточных вод. Сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой; 2) нижними частями склонов с поврежденной крупно-ивняковой мохово-травяной растительностью на делювиальных суглинистых дерново-глеевых почвах, перекрытых песчано-глинистыми наносами. Сезонное промерзание не смыкается с мерзлотой.

Супераквальные техногенные ландшафты представлены заболоченной поймой ручья с поврежденной ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-глинистым делювием, сезонное промерзание не смыкается с многолетней мерзлотой.

В сеношорских ландшафтах происходит активная миграция химических элементов, с преобладанием процессов выноса над процессами аккумуляции. Формирование техногенной ландшафтной структуры по сеношорскому типу в пределах Лая-Колвинского междуречья отмечается для Мишваньского нефтяного месторождения (буровые Мишвань-2, 11, 15). В Верхне-Колвинском озерном районе этот тип установлен для буровых Сандивей-21 (Сандивейское месторождение), а также Харьяга-4 и 11 (Харьягинское месторождение).

Таким образом, при проведении буровых работ происходит формирование специфических техногенных ландшафтов. Они образуются внутри природных ландшафтов на первом этапе освоения месторождения и частично наследуют их местные особенности.

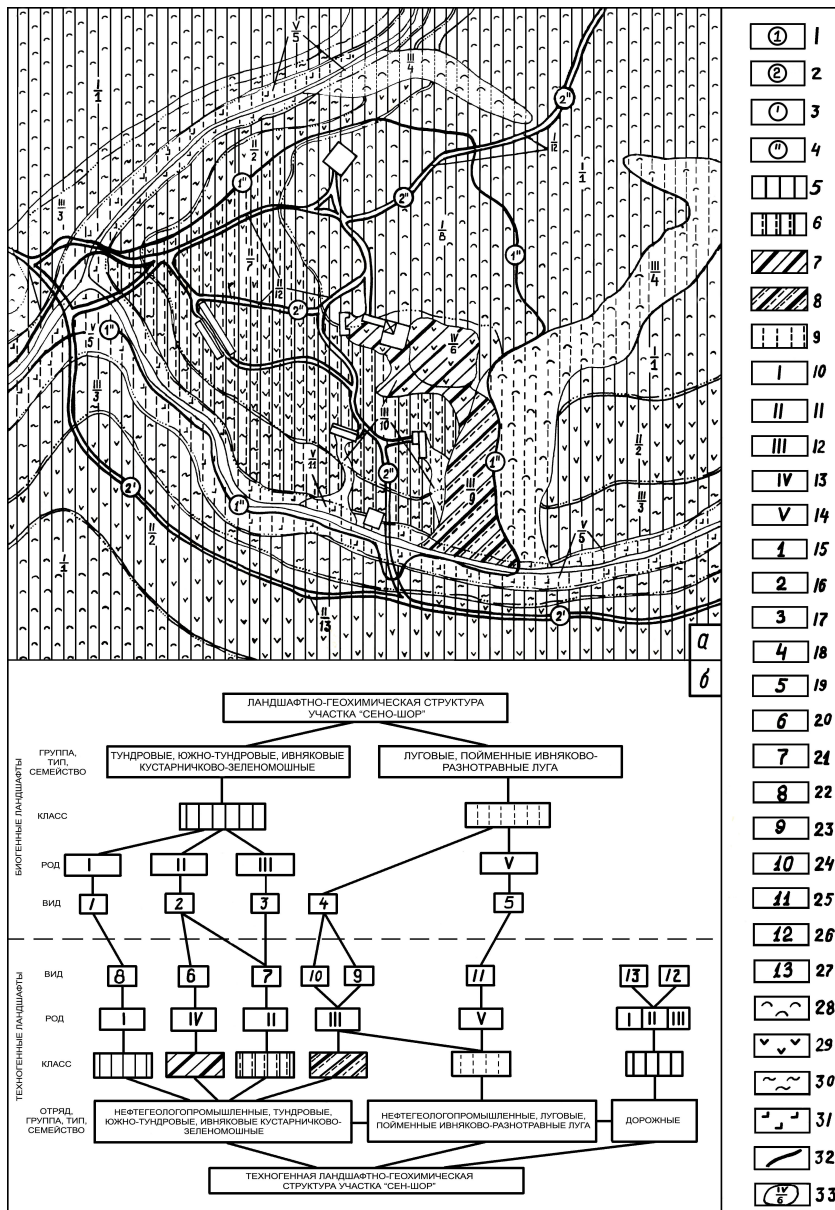


Рис. 7.14. Пространственная (а) и структурная (б) дифференциация элементарных геохимических ландшафтов озерно-болотных комплексов в пределах Лая-Колвинского междуречья.

Условные обозначения. Отряды: 1 – нефтегеолого-промышленный, 2 – дорожный. **Разряды:** 3 – умеренная степень повреждений почвенно-растительного покрова, 4 – сильная степень повреждений почвенно-растительного покрова. **Группы, типы, семейства:** тундровые, ивняковые кустарничково-зеленомошные южные тундры и луговые, ивняково-разнотравные пойменные луга. **Классы:** 5 – кислый, переходный к кислому глеевому ($H^+ - Fe^{2+}$), и кислый (H^+), 7 – соленосный (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), 8 – соленосный, слабокислый-глеевый (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}/Fe^{2+} -ПОВ), 9 – слабокислый-глеевый (Fe^{2+} -ПОВ). **Роды:** 10 – автономные, 11 – трансэлювиальные, 12 – трансэлювиально-аккумулятивные, 13 – аллювиально-аккумулятивные, 14 – супераквальные. **Виды:** 15 – плоско-бугристая поверхность целинной тундры с кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфяных элювиально-глеевых (поверхностно-глеевых) почвах с глеево-сорбционными и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 60–80 см; 16 – пологий мелкопочковатый склон долины ручья с ерниковой кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью на мерзлотных торфянистых элювиально-глеевых (поверхностно-глеевых) почвах с окислительно-сорбционным, глеево-сорбционным и биосорбционным геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 17 – вогнутые части склонов с крупно-ивняковой мохово-травяной растительностью на дерново-глеевых почвах с кислородно-сорбционными, глеевыми геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 18 – полосы стока с ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на торфяно-глеевых почвах с глеево-сорбционными и биосорбционными геохимическими барьерами с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 19 – пойма ручья с крупно-ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых песчано-суглинистых почвах с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с аномалиями А6-G6, С6-G6, G2-C2, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 20 – антропогенная поверхность на месте котлована-отстойника с песчано-глинисто-щебнистым буровым шламом мощностью 30–50 см, с сорбционно-глеевыми, сорбционно-кислыми геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С7-G7, G2-C2, Е3-G3, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 21 – пологий неровный склон с антропогенным микрорельефом (дороги, эрозийные промоины и рытвины, обваловки) с сильным повреждением коренной растительности (ерниковая кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на техногенно преобразованных поверхностно-глеевых торфянистых почвах с формированием сорбционно-глеевых, окислительно-сорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями А6-G6, С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 22 – плоская неровная антропогенная поверхность с сильным повреждением коренной растительности (ерниковая кустарничковая мохово-лишайниковая тундра) на техногенно преобразованных поверхностно-глеевых торфяных почвах с формированием сорбционно-глеевых биосорбционных геохимических барьеров с аномалиями С6-G6, G2-G6, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 60–90 см; 23 – полосы стока с поврежденной крупно-ивняковой зеленомошно-сфагновой растительностью на техногенно преобразованных торфяно-болотных и торфяно-глеевых почвах с формированием глеево-сорбционных кислородно-сорбционных, кислых, щелочных, биосорбционных геохимических барьеров с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, Е3, D6, G2-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 24 – вогнутые части склонов в пределах техногенных делювиальных шлейфов с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 25 – пойма ручья с поврежденной крупно-ивняковой лугово-разнотравной растительностью на дерново-глеевых почвах, перекрытых техногенным песчано-глинистым делювием с глеево-сорбционными, кислородно-сорбционными геохимическими барьерами с техногенными аномалиями С2-G2, С6-G6, А6-G6, сезонное промерзание не смыкается с ММП; 26 – плоско-бугристая антропогенная поверхность с линейными механическими повреждениями коренной растительности (ерниковая зеленомошно-лишайниковая тундра) на торфяно-глеевых и торфянистых поверхностно-глеевых почвах, представленная взвездной дорогой (ширина разъезженной части колеи 3–4 м, сезонное промерзание смыкается с ММП, мощность СТС 40–70 см; 27 – плоско-бугристая антропогенная поверхность с сильными механическими повреждениями коренной растительности (ерниковая зеленомошно-лишайниковая тундра) на мерзлотных торфянистых поверхностно-глеевых почвах, представленная взвездной дорогой (ширина разъезженной части колеи первые десятки метров), сезонное промерзание не смыкается с ММП. **Дополнительные обозначения:** 28 – мерзлотные торфяно-глеевые почвы, 29 – торфянистые поверхностно-глеевые почвы, 30 – дерново-глеевые делювиальные суглинистые почвы, 31 – дерново-глеевые аллювиальные песчаные почвы, 32 – границы отрядов техногенных ландшафтов, 33 – границы и обозначения элементарных геохимических ландшафтов (в числителе – род, в знаменателе – вид элементарного ландшафта).

При этом техногенные преобразования носят преимущественно локальный характер и проявляются на уровне элементарных ландшафтов. Поэтому харьягинский тип отличается от сеношорского более простой организацией.

Учет особенностей строения техногенной ландшафтной структуры очень важен, так как, по нашему мнению, позволяет дифференцировать природоохранные мероприятия по их эффективности применительно к конкретным условиям и целенаправленно вести поиск и разработку новых способов защиты природной среды тундр.

7.3. Техногенные эффекты при механических повреждениях напочвенного растительного покрова

Последствия механических повреждений почвенного и растительного покрова проявляются не сразу и не везде. В болотистых местах они менее заметны. В ландшафтах с легкими почвами механические нарушения напочвенного покрова инициируют преобразования рельефа поверхности. В первую очередь – это развитие эрозионных и суффозионных процессов, во вторую – мозаичное восстановление растительности.

Влияние техногенного микрорельефа на накопление снега: развитие эрозионных процессов

Часто в результате технической рекультивации отработанных буровых площадок на их территории остаются бугры и канавы (вследствие экскавации грунта), остатки не вывезенных металлоконструкций, борты брошенных химреагентов, глубокие колеи на разъезженных участках тундры (рис. 7.15 и 7.16). В итоге на территории отработанной буровой и прилегающих к ней участках тундры формируется хорошо развитый техногенный микрорельеф, который оказывает существенное влияние на перераспределение снега в районе буровой.

Известно, что при метельном переносе снега его перераспределение сильно зависит от неровностей рельефа. Эти неровности рельефа задерживают снег. Так, результаты снегосъемки, проведенной в период строительства буровой Харьяга-26 и после года ее эксплуатации, показали, что в пределах участков с техногенным микрорельефом средняя плотность снега составила 0.34, для участков целинных тундр – 0.28 г/см³.

Относительно невысокая плотность снега на целинных участках обусловлена тем, что для кустарниковых и кустарничковых тундровых растений характерно сильное ветвление в нижней части. Это приспособительное свойство, предохраняющее от обмер-



Рис. 7.15. «Техническая рекультивация» отработанной буровой площадки (буровая Сандивей-2).



Рис. 7.16. Остатки химреагентов, которые в ходе рекультивации будут запаханы в землю (буровая Харьяга-17).

зания генеративные почки растений, обуславливает ветвистость и стелющийся вид, что способствует удержанию снега вокруг растений. Поэтому из-за различий в плотности снега на техногенных участках формируются снеготпасы на 50-60% больше, чем на участках целинной тундры. При стаивании этот снег может выступать активным агентом физического и химического выветривания, давая начало нивально-солифлюкционному преобразованию поверхности – на участках с развитым техногенным микрорельефом возможна закладка эрозионных рытвин и канав (рис. 7.17).



Рис. 7.17. Образование эрозионных рытвин и канав, глубина вреза 95 см (буровая Мишвань-11).

Суффозионный вынос битумоидов из почв

Считается, что основным механизмом формирования углеводородного загрязнения (УВ-загрязнение) и его перемещения из верхних горизонтов в нижние является гравитационно-капиллярное движение нефти, где в качестве «поршня» выступают атмосферные осадки в виде дождя [215]. Но в условиях тундры, где годовое количество выпавших осадков может быть сопоставимо со степными и полупустынными районами [171], эффективность такого механизма представляется недостаточной. По-видимому, дополнительным механизмом формирования ореолов УВ-загрязнения в тундровых ландшафтах может быть суффозионный вынос нефтепродуктов, сорбированных на частицах глинистых минералов, за

пределы почвенного профиля. На эту мысль наталкивает установленное в профилях легких почв на отработанных буровых изменение соотношения глинистых минералов.

Распределение битумоидов в мерзлотных почвах

После завершения буровых работ на площадке и прилегающей к ней целинной тундре остаются следы загрязнения почвы и растительности нефтью и нефтепродуктами (рис. 7.18).

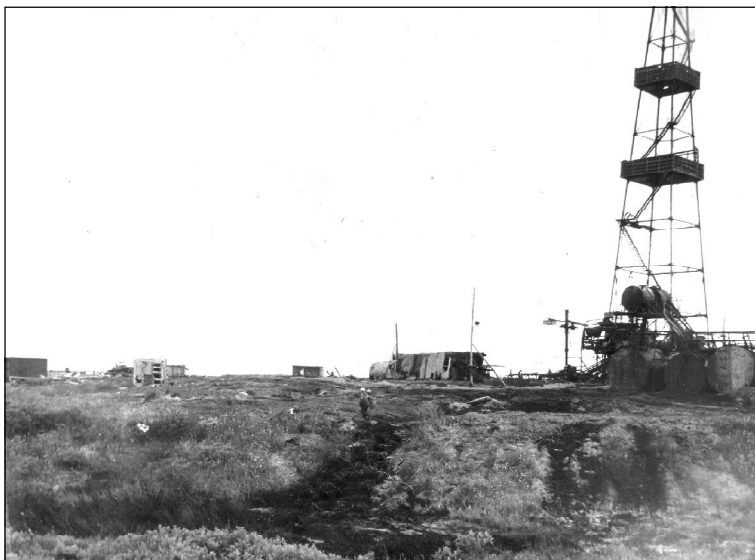


Рис. 7.18. Полосы стока от склада ГСМ (буровая Харьяга-11).

Исследования влияния углеводородного загрязнения на природную среду многочисленны. В монографии Н.П. Солнцева [215] приведен очень полный обзор вопросов миграции, разрушения и закрепления в почвах разных биоклиматических зон загрязняющих веществ, включая нефть и нефтепродукты. Вместе с тем, она отмечала, что результатов для полных выводов пока недостаточно. Продолжает оставаться малоизученным влияние криогеохимических процессов на распределение компонентов УВ-загрязнения в мерзлотных почвах.

В связи с этим нами был выполнен люминесцентно-битумологический анализ¹⁴ поверхностно-глеевых почв и донных отложе-

¹⁴ Люминесцентно-битуминологический анализ выполнен в Ухтинском отделении ТПО ВНИГРИ, аналитик Л.А. Анищенко.

ний (наилка). Был опробован бороздовым способом почвенный разрез 325, заложенный на месте бывшей котельной (буровая Мишвань-11). Разрез вскрыл техногенно преобразованную торфянистую поверхностно-глеевую почву со слабо выраженным тиксотропным горизонтом в средней части профиля. Все почвенные пробы имели стойкий запах соляра, хотя со времени прекращения работ прошло 2.5 года. Кроме почвенных были взяты также пробы донных отложений из русла временного водотока в овраге, образовавшемся на краю буровой площадки. Результаты анализа приведены в табл. 7.4.

Выясняется, что и спустя 2.5 года с момента загрязнения почвы, в особенности их верхний слой, все еще загрязнены нефтепродуктами. В пробах наилка содержание люминесцирующих битуминозных веществ фоновое. Вероятно, тиксотропный горизонт в средней части разреза 325 затрудняет нисходящую миграцию УВ-загрязнения.

Другой разрез заложен на буровой Харьяга-11, работы на которой к моменту проведения исследований закончились годом ранее. Разрез 336 заложен в полосе стока углеводородного загрязнения, индицированного повреждениями почвенно-растительного

Таблица 7.4

Результаты люминесцентно-битумологического анализа супесчано-суглинистых поверхностно-глеевых почв и донных отложений

Объект опробования	Интервал и шаг опробования	Выход ХБ, %	Выход ССБ, %	Характеристика ХБ
Разрез 325, буровая Мишвань-11				
Почва	0–15 см	5.00	0.4	Смолистый
Почва	15–30 см	0.62	0.6	Смолистый
Почва	30–60 см	1.25	0.8	Маслянистый
Почва	60–85 см	0.005	0.001	Легкий
Наилк	В створе буровой	0.005	0.001	Легкий
Разрез 336, буровая Харьяга-11				
Почва	0–15 см	5.0	0.12	Смолистый
Почва	30–50 см	0.31	0.04	Маслянистый
Почва	55–70 см	0.06	0.004	Маслянистый
Почва	110–130 см	0.08	0.005	Маслянистый
Наилк	В створе буровой	0.03	0.003	Легкий
Наилк	100 м ниже буровой	0.003	0.001	Легкий
Наилк	200 м ниже буровой	0.04	0.0012	Маслянистый
Наилк	300 м ниже буровой	0.015	0.0007	Легкий
Наилк	400 м ниже буровой	0.04	0.005	Маслянистый

покрова. Коренная растительность (кустарниковая крупноразнотравная ассоциация) сильно повреждена. Разрез вскрыл аллювиально-дерновую почву, представленную средним суглинком с включениями крупной гальки. Верхний слой образован остатками горизонта Ad мощностью 15 см. Ниже залегает суглинистый горизонт, комковатый с песчаными прослоями и включениями гальки, влажный, мощностью 35 см. Этот горизонт залегает на суглинке с ореховатой структурой с линзообразными включениями песчаного материала и крупной гальки. Весь профиль имеет ровную темно-серую окраску. Опробован также наилок из русла водотока, дренирующего буровую.

Из данных табл. 7.4 видно, что загрязнение уверенно регистрируется до глубины 50 см, а ниже отмечается только в следах. При этом верхний слой характеризуется загрязнением с большой долей смол, в средней части профиля зарегистрированы легкие фракции технического продукта, в нижней концентрации углеводородного загрязнения близка к фоновым значениям. Для донных проб битумонасыщение очень слабое, по составу близкое к маслам или легким смолам.

Распределение глинистых минералов в мерзлотных почвах

Исследовались образцы, взятые из почвенных разрезов, заложённых по линии ландшафтно-геохимических профилей на фоновом (целинная тундра, прилегающая к буровой Харьга-11) и техногенном участках в долине ручья Сено-шор. Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции почв (табл. 7.5) показал, что в верхах почв техногенного участка понижена доля глинистых минералов групп монтмориллонита и гидрослюд.

В то же время в пробах наилка, взятых напротив буровой (рис. 7.19), доля монтмориллонита и гидрослюд в два раза превышает таковую для хлорита и каолинита (рис. 7.19, Б). Можно предположить, что увеличенная доля монтмориллонита и гидрослюд в донных пробах – это недостающая часть набухающих глинистых минералов почв, снесенных в ручей в результате активизации суффозионных процессов в пределах техногенного участка. Поскольку монтмориллонит и гидрослюды более гидрофильны [108], они должны выноситься интенсивнее, нежели хлорит и каолинит, что и объясняет наблюдаемую картину.

Итак, можно считать, что при формировании техногенных ореолов вынос остаточного УВ-загрязнения за пределы профиля легкосуглинистых почв может осуществляться в результате суффозии при участии глинистых минералов. Наличие тиксотропного горизонта служит своеобразным экраном, препятствующим гравитационно-капиллярному механизму перемещения УВ-загрязне-

Таблица 7.5

Содержание основных групп глинистых минералов в илистой фракции мерзлотных торфяных поверхностно-глеевых суглинистых почв, %

Номера разрезов	Глубина отбора, см	Основные группы глинистых минералов				$E = \frac{M + \Gamma}{K + X}$
		Монтмориллонит	Гидро-слюда	Каолинит	Хлорит	
Фоновый участок						
317	30-40	39.7	38.1	18.8	0.3	4.1
	40-50	47.7	32.5	17.7	2.0	4.1
	55-65	26.1	42.2	29.8	1.9	2.1
304	30-40	48.8	32.1	17.7	1.4	4.2
	40-50	41.5	27.9	27.3	3.3	2.3
303	30-40	43.2	31.4	23.1	2.3	2.9
	40-50	35.3	37.6	23.7	3.4	2.6
	55-60	19.4	47.5	30.8	2.3	2.0
Техногенный участок						
299	30-40	18.0	28.6	49.2	4.2	0.9
	40-50	34.8	9.1	51.2	4.8	0.8
	55-60	51.7	11.1	32.3	4.7	1.7
301	35-40	31.0	34.4	32.2	2.4	1.9
	40-50	43.0	35.5	18.8	2.7	3.6
	55-60	35.3	41.1	21.7	1.9	3.2

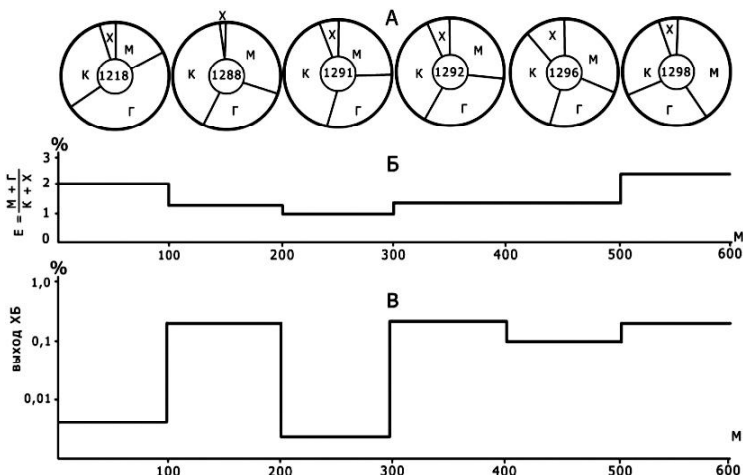


Рис. 7.19. Сопряженные графики распределения в донных отложениях: А – глинистых минералов (К – каолинит, Х – хлорит, М – монтмориллонит, Г – гидрослюда); Б – групп набухающих (М + Г) и ненабухающих (К + Х) глинистых минералов; В – хлороформного битумоида (ХБ). Шаг опробования – 100 м, место опробования – руч. Сено-шор (буровая Харьга-11).

ния из верхних горизонтов в нижние. В зимний период вертикальное распределение УВ-загрязнения в профиле почв контролируется криогенными процессами, следы которых сохраняются и в летнее время (сетчатая структура профиля поверхностно-глеевых почв, уменьшение содержания УВ-загрязнения в средней части профиля, совпадающего по своему положению с зоной морозного иссушения).

Мозаичность растительного покрова

Возобновление растительности в пределах аварийного разлива отработанных буровых растворов, образовавшегося в результате переполнения котлована-отстойника, который представляет собой песчано-глинистые полосы, идет слабо. Часто на техногенной поверхности отмечаются эрозионные промоины и появляются небольшие пятна возобновляющейся растительности – куртинки угнетенных форм. Так, хвощ полевой образует стелющиеся формы, кипрей (иван-чай) – карликовые формы, а возобновление ивы идет без прикорневого кущения, в виде отдельных побегов с редкими листьями, часто с краевым хлорозом. Иногда листья собраны на концах веток в виде розеток.

В результате механических повреждений напочвенного покрова на территории буровой и прилегающих к ней участках тундры формируется хорошо развитый техногенный микрорельеф, который оказывает сильное влияние на перераспределение снега. Следовательно, образование техногенных понижений (рытвин, ям, котлованов) непременно вызовет одновременное освобождение буровых площадок от снега. Между тем, из-за более позднего стаивания снега в микропонижениях отставание вегетационных фаз у растений может достигать 10–15 дней [200, 228], что в большинстве случаев является основной причиной мозаичности растительного покрова в целинной тундре. Этим и объясняется наблюдавшееся нами, а также некоторыми исследователями мозаичное восстановление растительности на отработанных буровых [8, 80, 85, 86, 169, 195].

7.4. Техногенные преобразования в растительности

Анализ состояния растений показал, что формирование определенных морфо-анатомических изменений в их вегетативных органах (листья и побеги текущего года) в районах нефтедобычи [224] позволяет характеризовать их как специфическую реакцию растений на техногенное загрязнение. Вместе с тем, промышленное загрязнение может по-разному проявляться в растительном по-

крове, что требует оценки информативности известных биоиндикационных признаков с учетом характера загрязнения.

Изменение биоиндикационных характеристик в условиях аэротехногенного загрязнения

Современное загрязнение атмосферы над п-овом Ямал может влиять на биогеохимическую активность растений и накопление в них металлов. Объектами исследования послужили кустарники *Salix glauca* L. и *Betula nana* L., входящие в состав типичных фитоценозов в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (северная субарктическая тундра). Определяли Zn, Cu, Pb, Co, Sn, Ni. Растения для анализов отбирали на участках со сходными условиями местообитания – плакоры на низменной пологохолмистой равнине с абсолютными отметками до 40 м. Как видно из данных табл. 7.6, оба растения характеризуются невысокими значениями коэффициента биологического поглощения ($A_x < 1$), которые имеют небольшой диапазон колебаний (табл. 7.6). Частотные распределения также сходные (незакономерные).

Как отмечалось в разделе 7.1, на Ямале главными источниками загрязнения атмосферы являются техногенные эмиссии и дефляция поверхности, сопровождающаяся образованием ветровых раздувов и песчаных арен на участках с нарушенным растительным покровом. В итоге это увеличивает аэрозольную массу над Ямалом, которая, в свою очередь, в атмосфере трансформируется с ростом доли подвижных компонентов за счет повышения ра-

створимости веществ, входящих в состав теллурической пыли. Вследствие этого атмосферные выпадения обогащаются такими растворимыми формами металлов, появление которых вне аэротехногенного загрязнения маловероятно. В результате возможна активизация поглощения подвижных форм металлов поверхностью растений. Именно так можно объяснить отсутствие существенных различий накопления металлов столь разных видов, как *Salix glauca* и *Betula nana*. Можно думать, что приток аэротехногенного вещества таков, что подавляет различия биологического поглощения металлов у исследованных растений. Это снижает

Таблица 7.6
Содержание металлов
в тундровых кустарниках ($n \cdot 10^{-3}$)

Элемент	<i>Salix glauca</i> L. (n = 46)			
	<i>Betula nana</i> L. (n = 16)			
	Q ₁	Me	Q ₃	A _x
Co	<u>2.0</u>	<u>3.0</u>	<u>8.0</u>	<u>0.6</u>
	1.5	3.0	8.0	0.6
Cu	<u>8.0</u>	<u>15.0</u>	<u>15.0</u>	<u>0.7</u>
	25.0	30.0	30.0	0.8
Ni	<u>6.0</u>	<u>8.0</u>	<u>8.0</u>	<u>0.6</u>
	4.5	5.0	5.5	0.6
Pb	<u>0.8</u>	<u>1.0</u>	<u>1.0</u>	<u>0.3</u>
	1.0	1.5	2.0	0.4
Sn	<u>0.8</u>	<u>0.8</u>	<u>1.0</u>	<u>0.4</u>
	1.0	1.5	2.0	0.5
Zn	<u>75.0</u>	<u>150.0</u>	<u>250.0</u>	<u>0.9</u>
	75.0	150.0	300.0	0.9

информативность биогеохимического показателя Ах, что необходимо учитывать при индикационной оценке тундровых фитоценозов Ямала.

Биогеохимическая аллелопатия в мохово-лишайниковых группировках

В пределах плоскобугристых валиково-полигональных болот и полигональных мелкобугорковатых тундр моховые растения образуют устойчивые мохово-лишайниковые группировки с лишайниками, в частности, *Cetraria* spp., на поверхности торфяных бугорков. При проведении биогеохимического опробования таких участков отмечено, что в мохово-лишайниковых группировках микроповышений нередко обнаруживаются отмирание зеленых мхов и поселение на их поверхности лишайников. Ниже приводится описание такого участка на примере разреза Я 2-19.

Разрез Я 2-19 (рис. 7.20) вскрыл торфянистый глеевый криозем, развивающийся на супесчано-суглинистом делювии. Напочвенный покров представлен коркой лишайников, легко отделяемой от зеленомошной дернины, образованной отмершими моховыми растениями ($h = 6$ см), которая подстилается торфяным горизонтом ($h = 8$ см). На контакте торфа с минеральной почвой отмечается криогенный горизонт $A_{кр}$ мощностью 1-2 см, отделяемый от нижележащего глеевого горизонта прослоем, окрашенным гидроксидами железа. Глеевый супесчано-суглинистый горизонт содержит гальку; мерзлотный водоупор залегает на глубине 40 см.

В верхней части профиля, в зоне контакта A_0 и A_t , фиксируется слабая аномалия типа G2-G6, образованная Ti, Mn, Cr. Однако следует заметить, что выше в горизонте, представленном лишайниковой коркой и дерниной из мертвых зеленых мхов, отмечает-

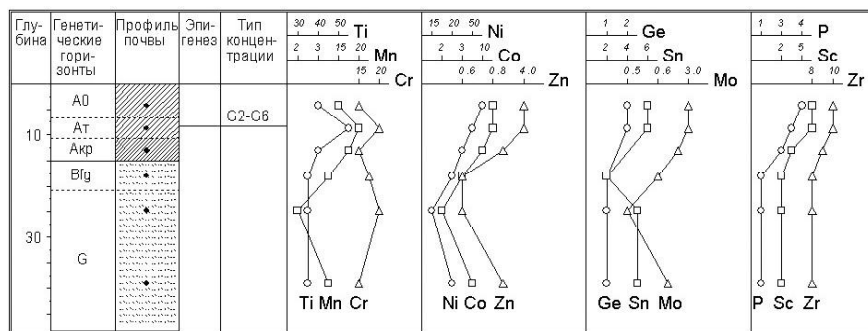


Рис. 7.20. Образование геохимической аномалии в профиле торфянисто-глеевых почв (разрез Я 2-19).

ся накопление Ni, Co, Zn, Mo, Sn, Ge, P, Sc, Zr, для которых наблюдается преимущественно регрессивно-аккумулятивный тип распределения. Предполагается, что накопление ЭП в зеленомошной дернине из отмерших моховых растений – результат жизнедеятельности лишайников.

Известно, что для лишайников характерно поглощение воды и растворенных в ней веществ непосредственно из атмосферы. Кроме того, лишайники, как фитоценотип, не являются конкурентами зеленым мхам в минеральном питании. Напротив, лишайники¹⁵ могут способствовать переходу нерастворимых форм ЭП из состава пылевых и аэрозольных частиц, осевших на поверхность слоевища лишайника, в подвижное состояние. При избытке поступления пылевых частиц зеленый мох в этих мохово-лишайниковых группировках становится вынужденным концентратором металлов. Тогда можно предположить, что отмирание зеленых мхов в мохово-лишайниковых группировках, возможно, связано с избытком поступления некоторых элементов в составе атмосферной пыли на поверхность лишайников. Переводя минеральные формы ЭП в растворенные, лишайники невольно способствуют отравлению мхов высокими концентрациями металлов. Это провоцирует нерегулируемое накопление мхами продуктов жизнедеятельности лишайников, что, в конечном итоге, и приводит к гибели мхов. Для Ямала в условиях атмосферного загрязнения такой процесс идет довольно активно, в частности, отмирание мхов зарегистрировано нами не только в Лаборовской впадине, но и в южной тундре на делювиальных шлейфах в нижней части склонов в пределах высоких холмистых водно-ледниковых равнин и в зоне наклонных денудационных равнин. Следует заметить, что нигде ранее в литературе по Ямалу о такой негативной роли лишайников не упоминалось. Поэтому отмеченное явление может рассматриваться для Ямала как новое и оно – результат прогрессирующего ухудшения атмосферного воздуха, связанное со сжиганием попутного газа в факелах (до 90%), с техногенными эмиссиями буровых установок, компрессорных станций, аппаратов по очистке газа и других объектов инфраструктуры газо-, нефтедобычи на полуострове.

¹⁵ Так, известно, что петрофитные лишайники могут выделять кислоты, позволяющие им закрепляться на минеральном субстрате (поверхность камней, открытых участков почвы и грунтов). Кроме того, отмечается наличие устойчивой видовой селективности в накоплении анионогенных элементов у отдельных видов полиней, совместно произрастающих с лишайниками рода *Parmelia* ssp, что позволило М.Л. Скарлыгиной-Уфимцевой [209, с. 123] сформулировать понятие о биогеохимической коадаптации – сопряженной эволюции элементарного химического состава двух и более видов на взаимовыгодной основе.

Биоиндикация углеводородного загрязнения с применением физических методов

Изучение техногенного воздействия на растительный покров выявило его связь с морфологическими изменениями кустарниковых, кустарничковых и травянистых форм растений. При этом для некоторых растений были установлены специфические изменения. Так, у хвоща, иван-чая, ромашки, крестовника выявлена карликовость вегетативных форм. У багульника отмечено сильное изменение формы листьев: по мере удаления от верхушки побега наблюдается раскручивание краев листовых пластинок, форма листа из ланцетовидной становится почти овальной. Коэффициент корреляции отношений длины к ширине листовых пластинок для растений с фонового участка составил $+0.77$ ($n = 11$), а с техногенных $+0.45$ ($n = 18$).

У ивы наблюдалось частичное иссушение побегов, при этом облиственность составляла 40–60%. На побегах текущего года отмечены листья с морфологическими изменениями: края листовых пластинок были неровные, листья располагались преимущественно на концах побегов, на некоторых ветвях фиксировалось густое верхушечное скопление листьев в виде розы. Сравнение формы листьев с фонового и техногенных участков показало изменение отношения длины к ширине листовых пластинок. Коэффициент корреляции этих величин на фоновом участке равен $+0.55$ ($n = 16$), а на техногенном $+0.31$ ($n = 20$).

Кроме этого, для растений, оказавшихся в зоне прямого воздействия техногенных потоков (полоса стока, образовавшаяся после переливов сточных вод из котлована-отстойника), внешние повреждения сопровождаются появлением нарушений в тонкой структуре вегетативных органов [224].

С удалением от буровой площадки внешние признаки повреждений растений ослабевают и регистрируются только в понижениях, так называемых «полосах стока», по которым осуществляется внутрипочвенная миграция остаточного загрязнения. В этих полосах легкие компоненты нефтесодержащей жидкости (нафтеновые и ароматические углеводороды) «разбегаются» дальше всех [226].

Актуальной является задача установления дополнительных признаков, позволяющих обнаружить углеводородное загрязнение там, где нет видимых повреждений растительного покрова. В качестве инструментов такого поиска нами использованы ЭПР-спектроскопия, термография и изотопный анализ углерода.¹⁶ Для исследова-

¹⁶ ЭПР-спектроскопия выполнена Г.С. Назаровой, термовесовой анализ – Г.Н. Мозяновой (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), а определение изотопного состава углерода – В.Н. Носиком (ИГЕМ РАН).

ния был выбран сфагновый мох (*Sphagnum squarrosum* Crome, *S. magellanicum* Brid.), который часто доминирует в моховом покрове тундр [102]. Для сфагнов характерно нарастание верхушкой стебля, поэтому в пробу отбиралась только та часть стеблей мха, где ветви собраны в головку.

Высушенные на воздухе и измельченные пробы исследовались на радиоспектрометре ПРЭС 1001 при частоте 2.3 Гц с частотой модуляции 500 кГц при комнатной температуре. Термовесовой анализ выполнен на дериватографе D-1500. При снятии дериватограмм нагрев образца проводили с различной скоростью, с тем чтобы выбрать оптимальный режим скорости нагрева для получения четко выраженного экзотермического пика. Всего было испытано четыре режима скорости нагрева – 1.25, 2.5, 4.5 и 10 °С/мин. После достижения 450 °С (температура выгорания органики) нагрев прекращали. В итоге был выбран режим нагрева со скоростью 4 °С/мин. Если нагрев вести с большей скоростью, то вместо четких пиков наблюдается сплошной экзотермический эффект на всю область прогрева. Измерение изотопного состава $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ осуществлено на масс-спектрометре «Delta-E» «Finnigan-MAT». Анализ $\delta^{13}\text{C}$

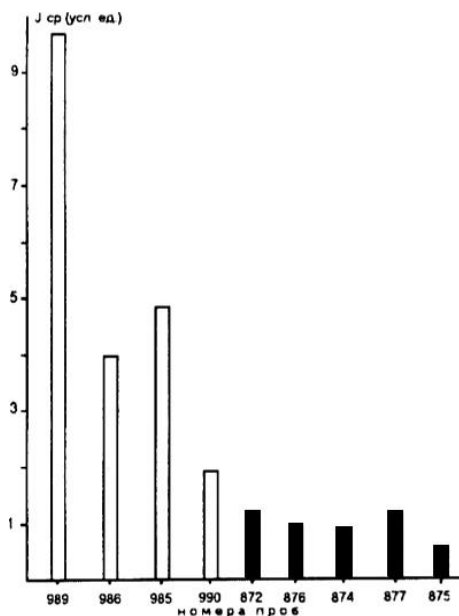


Рис. 7.21. Диаграммы интенсивности спектров ЭПР в чистых (без штриховки) и загрязненных (со штриховкой) растениях.

в сухих образцах мха проведен по стандартной методике. Результаты даны относительно стандарта PDB, воспроизводимость – $\pm 0.5\%$.

Оказалось, что во всех проанализированных образцах сфагнума в спектрах ЭПР отсутствовали линии СР, связанные со сверхтонкими структурами, поэтому о присутствии СР в спектре ЭПР можно было судить только по g-фактору 2.0028, который оказался одинаковым как для растений с фонового, так и техногенного участка. В то же время для обеих групп проб отмечается различная интенсивность (J) сигнала спектра ЭПР (рис. 7.21).

Однако использование только интенсивности спектра ЭПР (широкий сигнал которого количественно связан

с парамагнитными центрами) при совпадении значений g -фактора затрудняет интерпретацию результатов. Нами была поставлена дополнительная задача по разработке способа, устраняющего неоднозначность интерпретации данных ЭПР-спектроскопии. Для этого образцы предварительно нагревали. Оказалось, что температурная зависимость линий ЭПР свободных радикалов в образцах с чистых и загрязненных участков различна (рис. 7.22).

Для повышения информативности графическое изображение удобнее строить в координатах $2,3 \log J/J_0, T^\circ$ (рис. 7.23). Это позволяет анализировать зависимость по двум параметрам: углу наклона и характеру кривой в температурном интервале 200–400 °С. Из рис. 7.23 следует, что в температурном интервале от 25 до 200 °С интенсивность сигнала СР повышается, причем в загрязненных образцах она сильнее, чем в чистых. Но для оценки наиболее информативен характер кривых в интервале 200–400 °С. Если для первых после 200 °С увеличение интенсивности сигнала прекращается, то для вторых интенсивность линии ЭПР продолжает возрастать. Выяснилось, что интервал 25–400 °С достаточен, чтобы отличить чистые растения от грязных (рис. 7.23). Дальнейшее нагревание образцов приводит к изменению ширины линии ЭПР, что усложняет графическую интерпретацию результатов и снижает эффективность метода.

Предварительное вакуумирование образцов перед снятием сигнала позволяет отказаться от графической интерпретации результатов ЭПР-спектроскопии. Сравнение спектров ЭПР вакуумированных образцов чистых (рис. 7.24, А) и загрязненных (рис. 7.24, Б) растений показало, что если для первых характерно резкое усиление линии ЭПР по мере откачки воздуха, то для вторых оно незначительно. Предполагается, что это связано с влиянием кислорода воздуха [155]. Возможно, на это указывает кинетика сигнала ЭПР на рис. 7.24, Б.

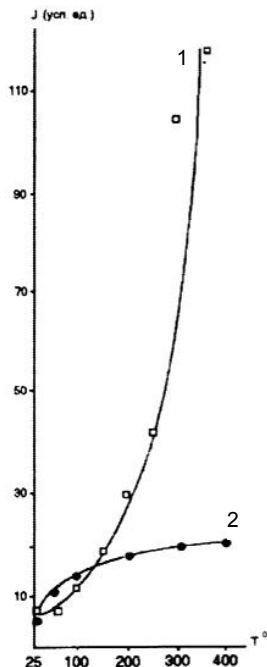


Рис. 7.22. Зависимость интенсивности линий ЭПР свободных радикалов от температуры прокалывания чистых (1) и загрязненных (2) образцов растений.

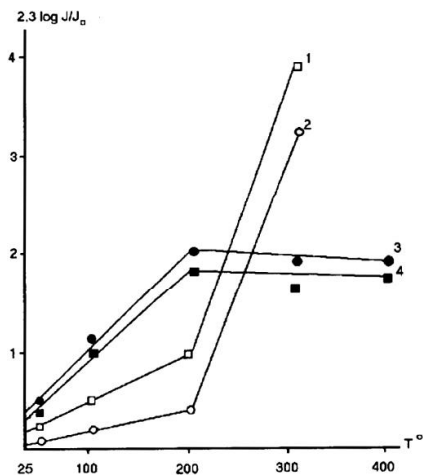
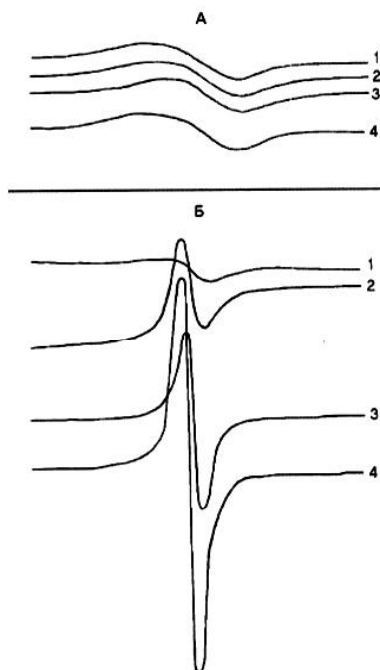


Рис. 7.23. Графики зависимости интенсивности линий ЭПР свободных радикалов от температуры прокаливании чистых (1, 2) и загрязненных (3, 4) растений в координатах $2,3 \log J/J_0, T^\circ$.



Термограммы образцов мха, снятые для образцов с фонового (рис. 7.25, А) участка, показали экзоэффекты 290 и 397 °С и эндоэффект 345 °С, обусловленные разложением различных биохимических компонентов растительности. Термограммы образцов, взятых с загрязненных участков (рис. 7.25, Б), отличаются смещением термоэффектов в область более низких температур; при этом они становятся менее выраженными. Меняется и рисунок термограммы – в ней появляется экзотермический эффект, фиксируемый в узком температурном интервале в виде остроконечного пика с экстремальной точкой 342 °С, что указывает на большую скорость («взрывной» характер) превращения вещества в образце. Появление в загрязненном образце экзотермического эффекта с началом около 252 °С (линия 1) может свидетельствовать о возгонке (с последующим выгоранием) углеводов [225].

Эндотермический пик 322 °С связан с газовой выделением – оно совпадает с появлением характерного серного запаха (как после зажигания спички). Изотопный анализ показал, что на техногенных площадках в изотопном соотношении углерода возросла доля $\delta^{13}\text{C}$. Так, для сфагнома, взятого в пределах

Рис. 7.24. Спектры ЭПР вакуумированных образцов чистых (А) и загрязненных (Б) растений. Откачка воздуха: 1 – исходная, 2 – 30, 3 – 60, 4 – 90 мин.

буровой площадки она составила -27.4‰ ($n = 4$) по сравнению с образцами с фонового участка, где $\delta^{13}\text{C} = -28.2\text{‰}$ ($n = 5$). Это различие можно приписать изменению соотношения биохимических компонентов, которые, как известно, имеют неодинаковый изотопный состав [57, с. 108]. Такая же изотопная неоднородность отмечается между различными липидными фракциями и аминокислотами. Поэтому возможно, что наблюдаемый эффект утяжеления изотопного состава («техногенное фракционирование») вызван повреждениями в тонкой структуре ассимиляционных тканей сфагновых мхов.

Итак, примененное сочетание физических методов при изучении сфагнумов показало, что оно может быть достаточно информативным для качественной оценки состояния природной среды в районах нефтедобычи. Очевидно, что индикаторными признаками могут обладать и другие растения. Их поиск представляет самостоятельную задачу, решение которой позволит расширить сферу практического применения ЭПР-спектроскопии, термографии и изотопного анализа углерода в экологических исследованиях.

7.5. Изменение распределения элементов-примесей в почвах при залужении тундры

Воркутинская тундра выделяется нами как часть южно-тундровых ландшафтов в пределах Воркутинского промышленного района. Зональный тип природных ландшафтов в пределах Воркутинской тундры – субарктические южнотундровые – в настоящее время в результате промышленного освоения группы Воркутинских угольных месторождений полностью трансформирован [115]. Кроме того, здесь проводились работы по сельскохозяйственному освоению тундры [20, 30, 235].

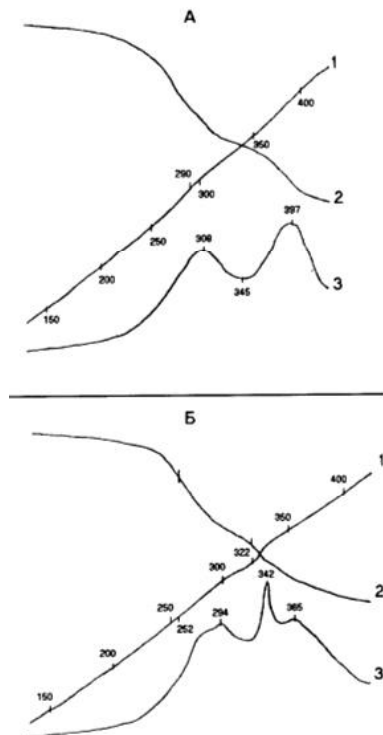


Рис. 7.25. Дериватограммы чистого (А) и загрязненного (Б) растений. Кривые: 1 – температуры, 2 – изменения массы, 3 – дифференциальная нагрева.

Рельеф территории в пределах Воркутинского промышленного района образован полого-холмистой равниной с абсолютными отметками 15–240 м и осложнен чередованием речных долин и водораздельных увалов, простирающихся в юго-западном направлении с относительными превышениями 10–30 м [116]. Территория относится к атлантико-арктической климатической области [14] с преобладанием континентальных условий. Зимой высока повторяемость проникновения воздушных масс с Атлантики, а летом – из центральных районов Арктики. Средняя многолетняя годовая температура составляет -6.3°C (по ГМС «Воркута»). Район относится к зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты. Средняя многолетняя температура мерзлых почво-грунтов -1.2°C . Величина сезонно-оттаивающего слоя – 0.7–1.5 м. Сезонное промерзание не смыкается с кровлей многолетнемерзлых пород.

В ландшафтной структуре Воркутинской тундры выделяются эрозионно-аккумулятивные равнины, представленные долинами р. Воркута и ее притоков Сыръяга, Нгаяцъяга, Юнъяга. Водоразделы заняты озерно-ледниковой песчанистой равниной. Восточная часть Воркутинской тундры представлена ландшафтами холмисто-увалистых западных предгорий Урала, развивающихся на палеозойских дислоцированных породах, перекрытых моренными отложениями. На северо-востоке Воркутинской тундры в пределах распространения элювиальных отложений выделяются ландшафты элювиально-делювиальных равнин, отличительной чертой которых является наличие карстовых явлений [97].

В растительном покрове распространены тундровые сообщества, характерные для южной подзоны Большеземельской тундры – на водоразделах преобладает ерниковая тундра (высота карликовой березки до 20 см) со слабо развитым травяно-кустарничковым ярусом. Из споровых доминируют зеленые мхи. В пределах речных долин развиты аллювиальные почвы, занятые крупно-кустарниковой разнотравной растительностью.

Среди ерниковой тундры на крутых склонах береговых уступов встречаются островки травянистой тундры (тундровые луговины) со злаково-бобовым разнотравьем. Мохово-лишайниковый покров развит слабо. Почвы – легкосуглинистые, супесчаные дерново-аллювиальные. Почвообразующими породами в пределах исследованного района являются покровные суглинки, которые плащеобразно перекрывают рельефообразующие отложения от водоразделов до второй надпойменной террасы [112].

Геохимическая характеристика почвенного покрова освоенных тундр

Нами исследовались особенности распределения микроэлементов в почвах освоенных участков тундры – *сеяных лугов*. Для их

подготовки почва целинного участка подвергается многократному дискованию тракторной бороной в разных направлениях, глубина обработки верхнего слоя – до 15 см [235]. Дальнейшее окультуривание почвы ведут путем минеральной подкормки сеяных трав. В результате верхняя часть профиля освоенной почвы трансформируется в дерново-гумусовый слой. При этом дернина образуется только под многолетними травами. На участках, где высеваются однолетние силосные культуры (горохо-овсяная травяная смесь), верхняя часть глеево-тиксотропного слоя преобразуется в гумусово-аккумулятивный горизонт за счет разложения растительных остатков, главным образом корневых [22, 30]. Статистические параметры почв даны в табл. 7.7.

Таблица 7.7

**Статистические параметры целинной и освоенной
поверхностно-глеевой почвы Воркутинской тундры, г/т**

Элементы	Целинная тундра, n = 77				Освоенная тундра							
					Почвы под многолетними травами, n = 33				Почвы под однолетними травами, n = 48			
	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK	Q1	Me	Q3	KK
I. Типичные катионогенные литофилы												
Sr	13.1	27.8	59.9	0.1	24.0	31.6	56.0	0.1	27.1	31.6	42.2	0.1
Ba	131	100	215	0.2	74	100	117	0.2	74	100	177	0.2
II. Катионо- и анионогенные литофилы с постоянной валентностью												
Y	4.6	7.7	10	0.3	7.5	10	17	0.3	7.5	10	13	0.3
Ga	21.5	27.8	31.6	2.3	17.8	31.6	42.1	2.6	24.1	31.6	42.1	2.6
Sc	1	2.2	2.4	0.2	0.6	1	1.8	0.1	0.6	1	1.8	0.1
III. Катионо- и анионогенные литофилы с переменной валентностью												
Ti	2780	3590	4640	1.0	3160	4210	5620	1.1	2410	3160	5620	0.8
Zr	46.4	77.3	100	0.5	64.9	75	100	0.4	56.2	75	100	0.4
V	131	215	278	2.4	177	316	560	3.5	177	237	3160	2.6
Mo	0.2	0.5	1	0.3	0.2	0.6	1.0	0.4	0.3	0.6	0.7	0.4
Sn	2.2	2.8	4.2	1.0	2.4	3.2	4.2	1.1	1.8	3.2	5.6	1.1
IV. Типичные анионогенные литофилы												
P	770	1000	1480	1.5	1000	1770	2410	2.6	770	1000	1730	1.5
V. Металлы-сульфофилы												
Cu	21.5	27.8	32.0	0.9	23.7	30.6	36.1	1.0	24.1	31.6	560	1.0
Zn	27	46	100	1.1	56	75	100	1.7	56	75	100	1.7
Pb	7	10	21.5	0.8	7	10	17.8	0.8	7	10	17	0.8
VI. Металлы-сидерофилы												
Mn	100	215	278	0.3	133	316	560	0.4	100	177	316	0.2
Cr	77.3	100	177	1.7	86.6	100	133	1.7	77	100	133	1.7
Ni	10	21.5	27.8	0.6	15.4	31.7	42.1	0.9	11.5	17.8	31.6	0.5
Co	4.6	7.7	10	0.6	5.6	10	17	0.7	6.5	10	13	0.7

Из данных табл. 7.7 следует, что содержание ЭП в почвах мало различается. Наиболее активно в почвах целинной тундры накапливаются V, Ga, Cr. В освоенной тундре указанный спектр дополняется Zn и Sn. Сравнение рядов кларков концентрации целинных и новообразованных почв показано в табл. 7.8, из которой видно, что в почвах и целинной, и освоенной тундр процессы выноса преобладают над аккумуляцией.

Таблица 7.8

Ряды кларков концентрации (K_k) и средние кларки накопления (\bar{K}_k) в поверхностно-глеевых почвах Воркутинской тундры

Интервал K_k	Целинная тундра, n = 77	Освоенная тундра	
		Почвы под многолетними травами, n = 33	Почвы под однолетними травами, n = 48
$K_k > 1$			
Элементы:			
сильного накопления (10 – n)	V, Ga, Cr, P, Zn	V, Ga, Zn, Cr, P, Ti, Sn, Cu	Ga, V, Zn, Cr, P, Sn, Cu
$K_k < 1$			
среднего накопления и среднего захвата (0.n)	Ti, Pb, Nb, Co, Yb, Ni, Zr, Mo, Y, Ba, Mn, Sr, Sc	Ni, Pb, Nb, Co, Yb, Zr, Mo, Mn, Y, Ba, Sr, Sc	Ti, Pb, Nb, Co, Yb, Ni, Zr, Mo, Y, Ba, Mn, Sr, Sc
Средние кларки накопления			
\bar{K}_k	0.80	0.96	0.88
\bar{K}_k^+	0.54 (67.4%)	0.63 (65.4%)	0.59 (66.9%)
\bar{K}_k^-	0.26 (32.6%)	0.33 (34.6%)	0.29 (33.1%)

Однако в почве освоенной тундры процессы аккумуляции идут более активно (табл. 7.8), вероятно, за счет усиленного развития дернины.

Исходные законы распределения элементов-примесей (например, логнормальный) в окультуренных почвах нарушаются (по критерию хи-квадрат они не аппроксимируются никаким известным типом распределения), но по «геохимическим спектрам» целинные и освоенные почвы оказываются сходными (рис. 7.26).

Предполагается, что главным фактором, обеспечивающим такое близкое распределение, является пылевое загрязнение, источник которого – работа ТЭЦ и цементного завода (рис. 7.27). Летние измерения количества пыли, выпадающей за один день, вы-



полненные на двух участках («Шахта Юнь-Яга» и «Поселок Цементозаводский»), показали, что 12 и 22 июля 1987 г. выпало 0.52 и 3.32 г/м² соответственно.

По сравнению с зимними результатами, это примерно в два раза выше для первого и в шесть – для второго участка. Такое расхождение для пос. Цементозаводский вполне объяснимо, поскольку площадка с пылесборниками была разбита с наветренной стороны и достаточно близко к заводу – примерно в полукилometре, на правом берегу р. Воркута. По участку «Шахта Юнь-Яга» расхождение с зимними данными, возможно, обусловлено дополнительной пылевой нагрузкой за счет развевания дорожной пыли и терриконов.

Итак, в пределах Воркутинского промышленного района трансформация природного геохимического фона обусловлена влиянием техногенного подщелачивания, которое вызвано пылевыми выбросами цементного завода, а также, возможно, золь-

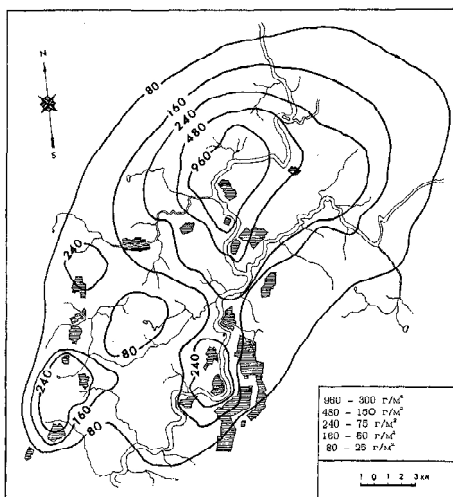


Рис. 7.27. Площадь пылевого загрязнения снежного покрова вокруг г. Воркута. Время съемки: с 20.04 по 10.05.1978 г. Составлено по материалам Центральной лаборатории Министерства сельского хозяйства СССР с уточнениями автора по летним сборам пыли в 1987 г.

ными эмиссиями ТЭЦ. Поэтому высокая запыленность является основным геохимическим фактором, сближающим параметры геохимического фона целинной и освоенной тундр в пределах Воркутинского промышленного района. Кроме того, щелочная реакция пылевых выпадений вызывает смещение соотношения между катионами и анионами в сторону последних, но в почвах освоенных участков данный процесс развивается интенсивней (рис. 7.28).

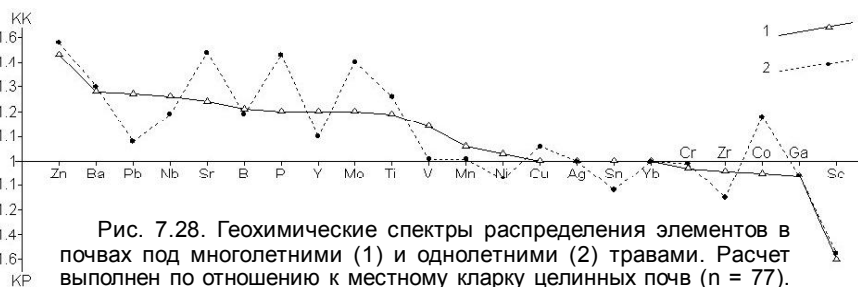


Рис. 7.28. Геохимические спектры распределения элементов в почвах под многолетними (1) и однолетними (2) травами. Расчет выполнен по отношению к местному кларку целинных почв ($n = 77$).

Распределение ЭП в освоенных почвах

Строение профиля освоенных почв отличается от целинных тундровых появлением дернового горизонта, более мощного в почвах под многолетними сеяными травами. Кроме того, из-за частого передвижения тяжелой техники (ее применение обусловлено технологией возделывания сеяных лугов) верхний слой почвы уплотнен. Строение профиля освоенных почв под однолетними травами показано на примере разреза 344 (рис. 7.29), заложенного на водораздельном участке в пределах опытного поля Института биологии Коми филиала АН СССР, засеянного горохо-овсяной смесью (участок тундры освоен в 1968 г.).

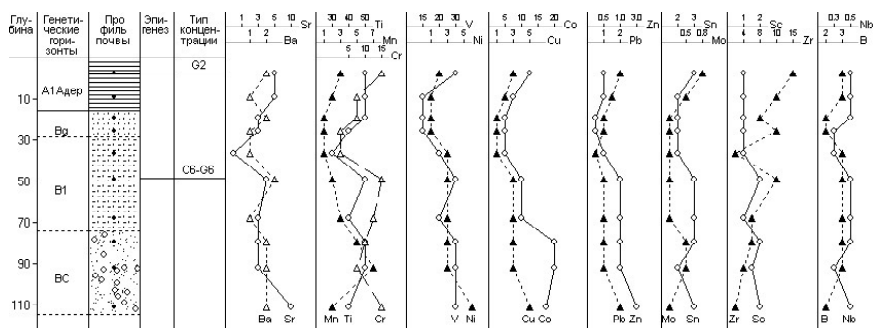


Рис. 7.29. Распределение элементов в профиле освоенных почв под однолетними травами (разрез 344).

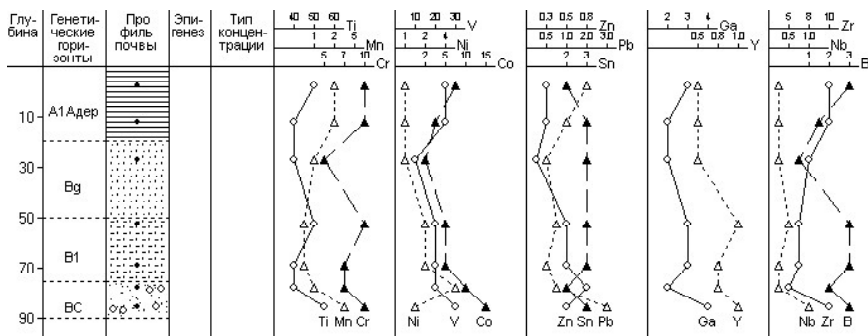


Рис. 7.30. Распределение элементов в дерновых поверхностно-глеевых почвах под многолетними травами (разрез 350).

Верхняя часть разреза образована дерниной и представлена темно-бурым гумусированным суглинком с корнями растений; уплотненный, рассыпается на плитчатые отдельные мощности до 14 см. Ниже пахотного слоя лежит суглинистый с оглеением горизонт (Bg) с мелкокомковатой структурой и полосчатый из-за чередования охристых и сизоватых прослоев с бурыми гумусовыми затеками из верхнего горизонта мощностью до 14–16 см. Данный слой подстилается суглинистой толщей (мощностью до 90 см) с ореховатой структурой и следами перераспределения гидроксидов железа; в забое – редкая галька с железистыми кутанами.

Строение почвы, развивающейся под многолетними травами, показано на примере разреза 350 (рис. 7.30). Участок ивняковой тундры освоен в 1977–1978 гг. Залужение путем высева канареечника проведено в

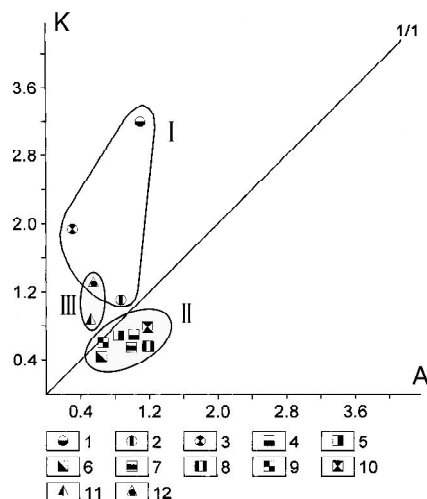


Рис. 7.31. Поля соотношений аниогенных и катиогенных элементов в растениях Воркутинской тундры.

Условные обозначения: I – древесные растения: 1 – сем. Березовые, 2 – сем. Ивовые, 3 – сем. Вересковые; II – травяные растения: 4 – сем. Астровые, 5 – сем. Бобовые, 6 – сем. Гвоздичные, 7 – сем. Гречишные, 8 – сем. Мятликовые, 9 – сем. Норичниковые, 10 – сем. Хвощевые; III – мхи и лишайники: 11 – Политрихум, 12 – Пельтигера.

1980 г. после предварительного окультуривания по технологии И.С. Хантимера [235].

Верхний уплотненный бесструктурный слой ($A1A_{дер}$) состоит из задернованного суглинка мощностью до 10 см. Ниже лежит горизонт B_g мощностью до 30 см из светло-бурого равномерно окрашенного среднего мелкокомковатого суглинка с корнями трав; подстиляется суглинистой толщей (горизонт B мощностью до 40 см), в которой различаются два слоя. Первый – мелкоореховатый коричневато-серый средний суглинок с редкими корнями, с белесоватой присыпкой на поверхности педов, влажный. Второй – ореховатый коричневато-бурый средний суглинок; на дне разреза – включения крупной редкой гальки. Распределение элементов в профиле – элювиально-аккумулятивно-иллювиальное (рис. 7.31), но в почвах под однолетниками оно часто становится элювиально-иллювиальным.

В общем, положение сорбционного барьера с аномалией типа $G2$ в целинных почвах приурочено к торфянистому горизонту, а в освоенных – к дерново-гумусовому. В пределах тиксотропного горизонта в зоне диффузного оглеения отмечается образование кислородно-сорбционного барьера с аномалией $A6-G6$, условия образования которого наследуются освоенными почвами. Тиксотропный горизонт в освоенных почвах сохраняется, но выражен слабее.

7.6. Биогеохимическая специализация растений искусственных фитоценозов

Сбор растений проводили в июле-августе 1986-1988 гг. Проанализировано 446 проб. У древесных растений исследовали побеги текущего года, у травянистых – надземную часть. У доминантных видов искусственных фитоценозов – клевера люпиновидного, астрагала субарктического, мятлика лугового и лисохвоста лугового – изучались соцветия, генеративные и вегетативные побеги. Статистические данные о распределении химических элементов для растительности Воркутинской тундры приведены в табл. 7.9.

По ним построены ряды биологического поглощения (табл. 7.10). Как видно из табл. 7.10, для всех рассмотренных семейств растений в группу энергичного поглощения ($A_x > 10$) входит фосфор. Он относится к элементам средней углефильности со средним содержанием в каменных углях 270 ± 20 г/т [251, с. 207]. Поэтому можно полагать, что одними из основных источников поступления фосфора в растения являются сжигание угля и пылевые выбросы Воркутинского цементного завода. Накопление P в растениях разных экотопов указывает, по-видимому, на решающий вклад аэрогенного поступления элемента.

Таблица 7.9
 Содержание химических элементов в сосудистых растениях, мхах и лишайниках Воркутинской тундры
 (в золе, г/г)

Группы	Элементы	Березовые, n = 12			Ивовые, n = 24			Вересковые, n = 4			Астровые, n = 27		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	100	130	320	215	278	464	70	100	120	100	100	167
	Ba	490	750	1200	245	278	464	370	720	720	278	278	278
II	Y	1	3.2	18	2.15	3.59	7.74	1	1.9	2.7	10	46.4	77.4
	Ga	1	3.2	3.2	1	2.2	2.8	1.6	2.7	3.7	2.15	2.78	2.78
III	Sc	0.1	0.3	1.8	0.1	0.2	0.7	0.1	0.1	0.2	1.47	2.45	2.78
	Ti	560	750	1000	150	460	1000	520	720	720	220	460	1000
	Zr	7	10	20	3	10	40	1	1	2	7.7	10	60
	V	32	65	75	10	28	88	72	100	120	27.8	35.9	46.4
IV	Nb	1	10	20	1	2	3	1	1.9	2.7	1	2.2	2.8
	Sn	1	2	3	2	3	4	0.1	0.1	0.2	2.45	3.59	5.99
	Mo	0.6	1	30	1	2.1	2.7	1	1.9	2.7	2.15	2.78	2.78
	P	10000	13300	31600	4640	10000	16600	1200	1600	7200	10000	10000	10000
V	Zn	1200	1800	3700	280	600	1000	100	230	720	77	100	200
	Cu	77	100	133	27.8	59.9	100	100	140	720	77	100	100
VI	Pb	20	60	90	10	17	28	27	100	140	7.7	10	10
	Mn	1500	10000	13300	500	1000	7700	7200	10000	13300	2150	2780	7780
	Cr	30	65	75	10	24	28	10	19	44	10	21.5	27.8
	Ni	10	30	70	10	24	36	23	52	72	21.5	27.8	42.1
	Co	5.6	6.5	15	2.78	4.64	8.8	1.9	4.4	5.2	2.15	2.78	3.16

Продолжение табл. 7.9

Группы	Элементы	Бобовые, n = 96			Воздичные, n = 9			Гречишные, n = 16			Мятликовые, n = 188		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	74	100	200	30	100	380	133	178	316	63	100	178
	Ba	100	316	501	260	320	680	1000	1330	1780	200	316	501
II	Y	5	10	32	1	2.2	3.2	1	1.78	3.16	5.1	10	17.8
	Ga	1	3.16	10	0.6	1	3	1.78	2.37	3.16	1	3.98	10
III	Sc	2	3.16	4.47	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	2	3.16	3.16
	Ti	447	631	1580	100	320	560	422	562	750	251	501	1580
	Zr	31.6	50.1	63.1	7	10	26	7	10	24	31.6	50.1	79.4
	V	10	20	79.4	7	10	20	31.6	42.2	56.2	10	20	50.1
IV	Nb	3.16	3.98	5.01	1.5	2.2	2.6	1	1.8	3.2	3.16	3.98	5.01
	Sn	2.41	3.16	3.98	1	2	3	3.16	5.62	10	2.4	3.1	5.0
	Mo	3.16	6.31	20	0.6	1	3	1.3	3.1	4.2	3.16	7.94	15.8
V	P	10000	10000	10000	10000	10000	10000	7500	10000	13300	10000	10000	10000
V	Zn	74	100	200	200	300	500	77	100	177	100	200	300
	Cu	79.4	100	100	10	100	150	7	10	13	63.1	100	177
VI	Pb	7.9	10	20	3	10	30	5	7	10	5	10	25
	Mn	310	630	1000	460	680	2200	300	400	500	630	1580	2000
	Cr	10	20	63.1	32	38	100	10	17	24	5	20	50
	Ni	13.3	31.6	50.1	5	10	40	13	42	56	8.9	10	31.6
	Co	1	3.16	10	0.6	1	3.2	2.4	3.1	5.6	1	3.16	7.94

Окончание табл. 7.9

Группы	Элементы	Норичниковые, n = 6			Хвошчевые, n = 29			Политриховые, n = 25			Пельгигеровые, n = 10		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	100	100	200	75	133	154	77	100	100	100	130	180
	Ba	600	600	1000	100	178	316	147	215	215	180	240	320
II	Y	1	2	3	3.2	3.2	6.5	3.59	5.27	10	4.9	10	10
	Ga	1	1	2	1	1	7.5	10	10	10	7.5	10	10
III	Sc	0.1	0.2	0.3	1	1	2	2.15	2.15	2.78	2	4	6
	Ti	300	300	300	240	420	1300	2780	2780	3590	130	320	420
IV	Zr	10	20	30	10	32	32	59.9	59.9	100	32	32	56
	V	10	10	10	13	18	87	100	100	167	10	18	18
V	Nb	1	2	3	1	1.3	2.4	3.59	4.64	4.64	3	3	7
	Sn	0.1	0.2	0.3	2.4	3.2	3.2	2.78	2.78	3.16	1.8	3.2	3.2
VI	Mo	3	3	3	0.56	1	3.16	1	2.15	2.15	1	1.8	3.2
	P	6000	7000	10000	4220	7500	10000	3160	4640	4640	3000	5000	10000
VII	Zn	100	200	300	70	100	100	100	167	215	100	300	600
	Cu	70	100	100	31.6	75	100	46.4	46.4	59.9	56	100	100
VIII	Pb	30	30	60	3	6	24	27.8	27.8	31.6	60	90	100
	Mn	3000	3000	3000	300	600	1000	1000	2780	2780	300	1500	3200
IX	Cr	10	10	20	10	12	56	40.8	77.4	100	32	56	56
	Ni	6	7	10	10	17.8	56.2	16.7	21.5	27.8	32	32	56
X	Co	0.6	1	1	3	9	20	1	2.15	2.78	5.6	8.7	10

Таблица 7.10

Ряды биологического поглощения* и средние кларки накопления микроэлементов
в семействах растений Воркутинской тундры

Интервал Ах	Березовые, n = 12	Ивовые, n = 24	Вересковые, n = 4	Астровые, n = 27	Бобовые, n = 96	Гвоздичные, n = 9
Элементы:	Zn, P, Mn	P, Zn	Mn	P	P	P
энергичного накопления (> 10n)						
сильного накопления (10 – n)	Pb, Cu, Ba, Nb	Cu, Mo, Pb, Mn, Sn, Sr	Ba, Pb, Zn, Cu, P, Ni, Mo, V	Cu, Zn, Mo, Y, Sn,	Mo, Cu, Zn, Sn	Zn, Mo, Cu,
среднего накопления и среднего захвата (0,n)	Ni, V, Sn, Mo, Sr, Co, Ga, Ti, Cr, Y	V, Nb, Ga, Y, Ti, Ga, Ti	Sr, Cr, Co, Nb, Ga, Ti	Cr, Sr, Mn, Nb, Sc, Ga, Co, Ti	Ni, Pb, Ba, Mn, Nb, Sr, Cr, Y, Sc, Zr, Ga, Co, V, Ti	Pb, Mn, Ba, Sn, Cr, Sr, Nb, Ni, V
слабого захвата (0,0n)	Zr, Sc	Zr, Sc	Y, Sn, Sc, Zr	Zr		Ti, Ga, Y, Co, Zr, Sc
\bar{A}_x	4.31	2.00	2.25	1.62	1.60	1.79
$\bar{A}_x +$	3.20 (74.2%)	1.13 (56.6%)	1.94 (86.1%)	0.73 (45.3%)	0.59 (37.3%)	0.77 (42.7%)
$\bar{A}_x -$	1.11 (25.8%)	0.87 (43.4%)	0.31 (13.9%)	0.89 (54.7%)	1.01 (62.7%)	1.02(57.3%)
Средние кларки накопления						

Элементы биологического накопления, Ах > 1

Элементы биологического захвата, Ах < 1

Окончание табл. 7.10

Интервал Ах	Гречишные, n = 16	Мятликовые, n = 188	Норчниковые, n = 6	Хвощевые, n = 29	Политрихум, n = 25	Пельтигера, n = 10
Элементы: энергичного накопления (> 10n) сильного накопления (10 – n)	Р	Р	Р	Р	Р	Р
	Вa, Сu, Zn, Мо, Мn, Sn	Мо, Zn, Сu, Мn, Sn	Zn, Сu, Мо, Ва, Мn, Sn	Мо, Zn, Сu, Мn, Sn	Р, Zn, Мn, Pb, Со, Сu, Мо, Cr, V, Мn, Мо, Sn	Pb, P, Zn, Cu, V, Mn, Mo, Sn
среднего накопления и среднего захвата (0,n)	Y, Zr, Sc	Cr, Y, Ga, Sc, Zr, Ni, Co, V, Ti	Elementy biologicheskogo zaxvata, Ax < 1	Elementy biologicheskogo zaxvata, Ax < 1	Sn, Ga, Ti, Nb, Ni, Ba, Sr, Zr, Sc, Y	Cr, Ni, Ti, Ga, Co, Ba, Sr, Nb, Y, Sc, Zr
слабого захвата (0,0n)	Y, Zr, Sc	Ga, Ti, Co, Y, Sn, Sc				
\bar{A}_x	1.77	1.73	1.18	1.08	1.39	1.87
\bar{A}_x^+	0.59 (33.7%)	0.71 (40.9%)	0.54 (45.8%)	0.44 (40.9%)	0.87 (62.3%)	1.31 (70.0%)
\bar{A}_x^-	1.18 (66.3%)	1.02 (59.1%)	0.64 (54.2%)	0.64 (59.1%)	0.52 (37.7%)	0.56 (30.0%)
	Средние кларки накопления					

* Коэффициент Ах рассчитан по отношению к содержанию микроэлементов в горных породах осадочного слоя (по: [84]).

К элементам энергичного накопления относятся также Zn и Mn. Особенно сильно Zn поглощается карликовой березкой ($A_x = 41.0$) – единственным представителем семейства Березовые в Воркутинской тундре, и менее сильно – растениями семейства Ивовые ($A_x = 13.9$). В нейтральной и слабокислой средах тундровых луговин и искусственных фитоценозов соединения Mn малоподвижны, поэтому марганца в травяных растениях мало – фон обычно составляет 0.4–0.8 A_x .

Как видно на рис. 7.31, можно выделить две группы растительности. К первой относятся древесные растения, мхи и лишайники, которые занимают плакорные участки техногенно преобразованных субарктических южно-тундровых ландшафтов и характеризуются преимущественным накоплением катионогенных элементов. Ко второй группе относятся травянистые растения с анионогенной специализацией, преобладающие в тундровых луговинах.

Биогеохимическая характеристика искусственных фитоценозов

В системе природоохранных мероприятий, применяемых в районах Арктики, широко используется восстановление нарушенного растительного покрова путем высевания трав – залужение, в результате которого формируются искусственные травяные фитоценозы. Первые опыты по залужению тундр на европейском северо-востоке России связаны с именем Исмаила Сыддыковича Хантимера [138], усилиями которого в 1958 г. были заложены луговые участки из испытанных им местных видов трав – мятлика лугового (*Poa pratensis*) и лисохвоста лугового (*Alopecurus pratensis*), доминантных в тундровых луговинах, формирующих небольшие участки на береговых уступах в долине рек Воркута и Юньяха. К началу проведения наших биогеохимических исследований (1986 г.) площади посевов трав разного возраста в тундровых совхозах в Воркутинском промышленном районе составляли¹⁷ 2200 га.

Опробование растений нами производилось на залуженном участке возрастом 16 лет, с пробных площадок 25×25 см в 4–11-кратной повторности. Надземная масса срезалась на уровне земли. Генеративные побеги лисохвоста, мятлика, астрагала и клевера делились на листовые пластинки, стебель и соцветия.¹⁸ У растений

¹⁷ Устное сообщение главного агронома совхоза «Западный» А.Н. Антонова.

¹⁸ Для исследований биогеохимической активности растений искусственных фитоценозов использованы растения, собранные Е.С. Братенковой и Е.Е. Кулюгиной для биометрии. После ее выполнения они были переданы автору для озоления, за что он выражает вышеупомянутым сотрудникам Института биологии Коми НЦ УрО РАН свою глубокую признательность.

преобладают вегетативные побеги. На их долю приходится до 90% общего числа побегов у лисохвоста и мятлика и до 70–80% – астрагала и клевера. Для листьев лисохвоста, мятлика, астрагала и клевера это соотношение несколько меньше: 70–75, 62–69, 48–52, 42–48% соответственно. Зольность для лисохвоста, мятлика, клевера и астрагала составляет 8.3 ± 0.6 , 5.5 ± 0.4 , 10.2 ± 0.8 , $9.1 \pm 0.7\%$ соответственно. Химический состав золы растений приведен в табл. 7.11.

Выявляются две группы элементов. В первую входят молибден и фосфор с $A_x > 10n$. Это элементы очень интенсивного биологического поглощения. Вторая группа элементов, отличающаяся сильным накоплением ($A_x 10-n$), составлена преимущественно элементами-тиофилами (Zn, Pb, Cu,). Из элементов-литофилов в эту группу попадают Sn, V, Ba, а из сидерофилов – Mn (табл. 7.12).

Для элементов, характеризующихся значениями $A_x > 1$, был рассчитан акропетальный коэффициент (АК) [36, 202] (табл. 7.13). Судя по данным, приведенным в табл. 7.13, значение АК постоянно для фосфора в трех растениях, лишь в лисохвосте в соцветиях его больше, чем в других органах. Для остальных элементов, чьи коэффициенты $A_x > 1$, значение АК меняется от органа к органу, что свидетельствует о наличии акропетального градиента. Для лисохвоста и мятлика он в основном положительный, в то время как для клевера и астрагала – преимущественно отрицательный, т.е. значения АК возрастают в направлении от вегетативных стеблей к соцветиям в первом случае и уменьшаются – во втором. При этом стебли клевера и астрагала накапливают больше элементов, чем их листья и соцветия.

У лисохвоста и мятлика большей биогеохимической активностью отличаются листья и соцветия, нежели стебли. Вместе с тем, можно заметить, что поглощенные элементы распределены между органами растения неравномерно. Возможно, это связано с фазой цветения.

Сопоставляя значения биогеохимической активности (БХА) между генеративными и вегетативными побегами, можно заметить различия, имеющиеся между растениями, относящимися к разным семействам. Так, в сем. Мятликовые (злаковые) самые высокие значения показателя биогеохимической активности имеют соцветия лисохвоста и мятлика, тогда как для клевера и астрагала, относящихся к семейству бобовых – генеративные стебли. Общим для рассмотренных травяных растений искусственных фитоценозов является хорошо выраженное превышение накопления анионогенных элементов над катионогенными (рис. 7.32).

Итак, биогеохимический фон техногенно преобразованных субарктических южно-тундровых ландшафтов создают древесные ра-

Таблица 7.11
Статистические параметры содержания химических элементов в сеянных травах (в золе, г/т)

Группы	Элементы	Мятлик луговой, n = 85			Лисохвост луговой, n = 75			Астрагал арктический, n = 31			Клевер люпиноидный, n = 29		
		Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
I	Sr	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3	Q1	Me	Q3
	Ba	100	167	245	77	100	100	77	100	245	100	177.8	316
II	Y	278	464	774	215	278	278	278	599	774	316	562	562
	Ga	4.1	6	22	4.64	10	12.9	30	50	80	13.3	17.8	42.2
III	Sc	1	4.64	10	2.78	5.99	16.7	1	2.78	2.78	1	3.2	5.6
	Ti	2.15	2.78	2.78	2.15	2.78	2.78	2.78	3.16	4.64	4.22	5.62	7.5
IV	Zr	215	464	1000	215	1000	3590	774	1000	1670	320	560	750
	V	27.8	35.9	59.9	27.8	59.9	100	10	46	77	42	56	100
V	Nb	7.7	21.5	46.4	10	28	170	21.5	27.8	46.4	10	10	12
	Sn	2.8	3.6	4.6	2.78	4.64	4.64	3	3	5	1.3	5.6	6.5
VI	Mo	2.78	16.7	21.5	2.78	4.64	10	2.78	10	21.5	1	1.33	3.16
	P	2.78	2.78	4.64	2.78	2.78	4.64	2.2	2.8	2.8	3.2	3.2	4.2
VII	Zn	10000	10000	10000	7700	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
	Cu	100	278	278	100	215	278	100	100	100	100	100	100
VIII	Pb	100	100	167	46.4	77.4	100	100	100	100	100	100	100
	Mn	7.7	10	27.8	4.6	10	27.8	4.6	10	10	6.4	10	17.8
IX	Cr	1670	2150	2780	770	1000	1670	770	1000	1000	310	560	860
	Ni	4.6	21.5	46.4	4.6	27.8	77.4	10	22	28	3	10	32
X	Co	10	10	27.8	2.7	10	21.5	46.4	59.9	100	31.6	31.6	56.2

Таблица 7.12
Ряды биологического поглощения и средние кларки накопления микроэлементов
в сеяных травах искусственных фитоценозов

Интервал A_x	Сем. Мятликовые		Сем. Бобовые
	Мятлик луговой, n = 85	Лисохвост луговой, n = 75	
	Элементы биологического накопления ($A_x > 1$)		
Элементы: энергичного накопления ($>10n$)	P, Mo	P	P
сильного накопления ($10 - n$)	Zn, Cu, Mn, Ba	Zn, Mo, Cu, Mn	Mo, Cu, Zn, Y, Ni, Ba, Mn
Среднего накопления и среднего захвата (0,n)	Sn, Pb, Sr, Nb, Ga, Cr, Sc, Ni, V, Zr, Y, Co, Ti	Sn, Pb, Ba, Nb, Ga, Cr, Sr, Zr, Y, V, Sc, Ni, Ti, Co	Ni, Pb, Nb, Mn, Sr, Y, Sc, Zr, Ga, Co, Cr, Ti, V
	Элементы биологического захвата ($A_x < 1$)		
	Средние кларки концентрации		
\bar{A}_x	2.11	1.61	1.85
\bar{A}_x^+	0.84 (39.8%)	0.67 (42.0%)	0.79 (42.6%)
\bar{A}_x^-	1.27 (60.2%)	0.93 (58.0%)	1.06 (57.4%)
			1.90
			0.75 (39.4%)
			1.15 (60.6%)

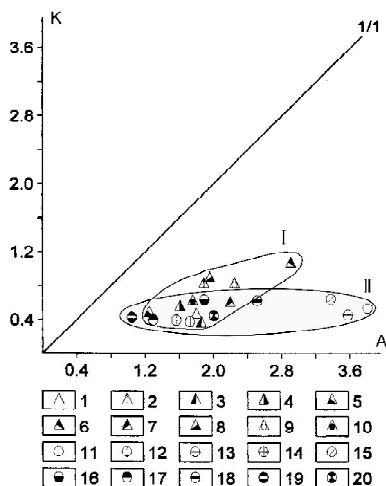
Таблица 7.13

**Колебания относительного содержания элементов
в растительных органах генеративных и вегетативных побегов сеяных трав**

Орган растения	Акропетальный коэффициент элементов со значениями $A_x > 1$											
	Ba	Mo	Sn	V	P	Zn	Cu	Pb	Mn	Ni		
Соцветия	-	0.9	-	3.3	2.3	1.5	0.3	-	1.4	-		
Листья генеративные	-	1.8	-	6.6	1.0	1.5	0.8	-	1.1	-		
Стебли генеративные	-	0.8	-	0.8	1.0	-	0.9	-	0.6	-		
Листья вегетативные	-	1.4	-	2.7	1.0	1.5	0.9	-	0.5	-		
Стебли вегетативные	-	1.0	-	1.0	1.0	1.0	1.0	-	1.0	-		
				Лисохвост луговой								
Соцветия	1.2	1.9	-	-	1.0	1.9	1.4	1.5	1.7	-		
Листья генеративные	1.1	1.4	0.8	-	1.0	0.5	1.0	1.0	1.4	-		
Стебли генеративные	1.5	1.2	1.2	-	1.0	0.9	1.3	1.0	1.0	-		
Листья вегетативные	1.0	1.0	-	-	1.0	1.1	1.0	0.4	1.3	-		
Стебли вегетативные	1.0	1.0	1.0	-	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	-		
				Мятлик луговой								
Соцветия	-	0.7	-	-	1.0	-	0.7	0.3	-	-		
Листья генеративные	-	0.4	-	-	1.0	-	0.8	0.2	-	-		
Стебли генеративные	-	1.3	-	-	1.0	-	1.0	0.9	-	-		
Листья вегетативные	-	0.4	-	-	1.0	-	0.8	0.3	-	-		
Стебли вегетативные	-	1.0	-	-	1.0	-	1.0	1.0	-	-		
				Клевер люпиновидный								
Соцветия	-	0.9	-	-	1.0	-	1.1	0.3	-	-		
Листья генеративные	-	0.4	-	-	1.0	-	0.8	0.2	-	-		
Стебли генеративные	-	1.3	-	-	1.0	-	1.0	0.9	-	-		
Листья вегетативные	-	0.4	-	-	1.0	-	0.8	0.3	-	-		
Стебли вегетативные	-	1.0	-	-	1.0	-	1.0	1.0	-	-		
				Астрагал арктический								
Соцветия	0.4	0.9	-	-	1.0	-	1.1	-	0.7	2.6		
Листья генеративные	0.9	0.3	-	-	1.0	-	0.8	-	1.0	0.6		
Стебли генеративные	1.4	1.4	-	-	1.0	-	1.3	-	1.0	1.6		
Листья вегетативные	1.2	0.2	-	-	1.0	-	0.8	-	1.0	0.5		
Стебли вегетативные	1.0	1.0	-	-	1.0	-	1.0	-	1.0	1.0		

Рис. 7.32. Поля соотношений катионогенных и анионогенных элементов в генеративных и вегетативных побегах растений: I – сем. Мятликовые (лисохвост луговой (1–5), мятлик луговой (6–10)); II – сем. Бобовые (клевер люпиновидный (11–15), астрагал арктический (16–20)).

Условные обозначения: 1, 6, 11, 16 – соцветия, 2, 7, 12, 17 – генеративные листья, 3, 8, 13, 18 – генеративные стебли, 4, 9, 14, 19 – вегетативные листья, 5, 10, 15, 20 – вегетативные стебли.



стения, мохообразные и лишайники с хорошо выраженной катионофильной специализацией, тогда как для трав выявлено накопление анионогенных элементов, которое

идет более интенсивно в искусственных фитоценозах (рис. 7.32), нежели в целинной тундре (рис. 7.31). Возможно, что преобладание анионогенных ЭП в искусственных фитоценозах инициируется внесением минеральных удобрений, которые активизируют биогенное накопление анионогенных элементов в дернине.

7.7. Морозное конденсирование диоксида серы и загрязнение снега

Исследования загрязнения снежного покрова при проведении буровых работ проводились на полевом стационаре «Буровая Харьков-26». Они включали два периода: первый (зима 1982/83 гг.) захватывал начало строительства буровой, второй (зима 1983/84 гг.) – после года ее работы. Полевой стационар «Буровая Харьков-26» расположен в южной подзоне Большеземельской тундры. Территория отличается суровыми климатическими условиями. Средняя годовая температура по гидрометеорологической станции (ГМС) «Хорейвер», расположенной в 60 км к северо-востоку от района исследований, составляет -5°C . Холодный период длится примерно 230 дней. Средняя температура воздуха в январе -18.7°C . Снежный покров устанавливается во второй декаде октября, а полностью сходит только в начале июня. Продолжительность периода с устойчивым снежным периодом составляет более семи месяцев (216–220 дней); наибольшая мощность снегового покрова отмечается в первой половине апреля. Зимой здесь сильные ветры

(до 6–7 м/сек.), число дней с метелями доходит до 80. В безветренную погоду возможно образование туманов, в среднем 20–25 дней в течение холодного времени. В районе исследований выпадает 550 мм осадков, из них свыше половины – в холодный период [111].

Метеоусловия зимы 1982/83 гг. отличались высокой контрастностью – периоды относительного потепления, которые в начале зимы часто сопровождались оттепелями, сменялись кратковременными похолоданиями. Погодные характеристики зимы 1983/84 гг. были более стабильными и соответствовали средним многолетним показателям. Важно, что ветры сильно перевевают снег, уничтожая последовательность первоначальной стратификации снежного покрова.

Замеры мощности снегового покрова в апреле 1983 г. дали значения в диапазоне 0–175 см, в среднем – 60 см. Средняя плотность снега составила 0.27 г/см³ (от 0.10 до 0.36). Эти данные существенно ниже тех, которые приводятся для тундры [197, 228, 239], но в целом близки к величинам (0.26–0.28 г/м³), приведенным в работе [136].

Снегомерная съемка и опробование снега проведены нами дважды. Первый раз – во второй декаде апреля 1983 г. и второй раз – в первой декаде апреля 1984 г. Снежные шурфы для отбора проб закладывались по линиям снегомерной съемки 1983 г. Пробы отбирались стандартным весовым снегомером в двукратной повторности в полиэтиленовые пакеты. В них же снег таял. Для определения тяжелых металлов полученную воду переливали в стеклянные емкости 0.5 л и фиксировали, добавляя 1.5 мл 10% -ной соляной кислоты.

Пробы снеговой воды заливали в полиэтиленовые емкости и без предварительной фиксации сразу направляли на анализ в геохимическую лабораторию Коми республиканской СЭС.

К моменту начала наших наблюдений на буровой было израсходовано 45.7 т дизельного топлива и выброшено в атмосферу 69 кг углеводов, сажи, углерода и серы, 1028 кг окислов азота, 274 кг оксидов углерода, 160 кг диоксида серы. Спустя год энергосиловыми установками буровой площадки (дизельные агрегаты электростанций, автотранспортная техника, котельное оборудование, общим числом 12 единиц) было использовано до 960 м³ дизельного топлива и 400 т нефти. При этом в воздух поступило по 2 т сажи и углеводов, до 30 т окислов азота, примерно 8 т углекислого газа и до 5 т сернистого ангидрида¹⁹.

¹⁹ Расчеты выполнены З.И. Воеводовой [111].

Химический состав снеговой воды приведен в табл. 7.14. Как следует из данных табл. 7.14, за год работы буровой в приземном слое воздуха увеличилось содержание пыли (количество взвешенных частиц возросло в четыре раза), что, возможно, связано с ветровым раздувом сыпучих компонентов буровых растворов (ба-

Таблица 7.14

Химический состав снеговой воды, мг/л

Компоненты	Зима 1982/83 г.		Зима 1983/84 г.	
	Количество определений	$\frac{Q_1 - Q_3}{Me}$	Количество определений	$\frac{Q_1 - Q_3}{Me}$
Взвешенные вещества	15	<u>0.9–1.45</u> 1.1	29	<u>2.7–5.4</u> 4.6
C _{минерализ.}	15	<u>1.53–20.3</u> 17.9	29	<u>6.7–10.1</u> 8.6
pH	15	<u>4.4–4.6</u> 4.5	29	<u>4.2–5.2</u> 4.3
SO ₄ ²⁻	15	<u>4.8–7.2</u> 7.2	28	<u>1.4–2.9</u> 1.9
Cl ⁻	15	<u>2.6–3.4</u> 2.7	29	<u>2.1–2.8</u> 2.5
HCO ⁻	15	<u>2.4–3.0</u> 3.0	2	<u>0.0–0.0</u> 0.0
NO ₃ ⁻	3	<u>0.0–0.0</u> 0.1	29	<u>11.1–1.37</u> 1.24
NO ₂ ⁻	15	He определяли	4	<u>0.01–0.01</u> 0.01
Ca ²⁺	15	He определяли	29	<u>0.6–1.6</u> 1.2
Mg ²⁺	15	<u>0.3–0.3</u> 0.3	29	<u>0.1–0.3</u> 0.2
Na ⁺ + K ⁺	15	<u>4.5–6.3</u> 5.4	29	<u>1.0–2.3</u> 1.6
Fe ³⁺	8	<u>0.21–0.29</u> 0.23	29	He определяли
Pb ²⁺	15	He определяли	4	<u>0.01–0.01</u> 0.01
Zn ²⁺	8	<u>0.20–0.28</u> 0.22	29	<u>0.24–0.80</u> 0.40
Cu ²⁺	15	He определяли	11	<u>0.01–0.04</u> 0.01
Cd ²⁺	15	He определяли	28	<u>0.01–0.06</u> 0.03
Количество образцов	15		29	

рита, карбоксил-метил-целлюлозы, бентонита, каустика, угольного порошка и др.) при плохом хранении.

Кроме того, в снеговой воде появились нитраты, кальций, свинец, кадмий, медь, в два раза повысилось содержание цинка, что является верным признаком хозяйственной деятельности. Между тем, количество сульфат-иона, натрия и калия, поступившего со снегом, оказалось в четыре раза меньше, в пробах снеговой воды исчезли железо и гидрокарбонат-ион. Сопоставление корреляционных связей, характеризующих ионно-солевой состав снеговой воды, полученной при геохимических исследованиях снежного покрова, показывает, что взаимосвязи между компонентами различаются (рис. 7.33).

В снежном покрове, сформированном зимой 1982/83 гг., перед началом снеготаяния наиболее тесные связи существуют между основными ионами (Fe^{3+} , SO_4^{2-} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) и минерализацией (*minr*). Характер связей показывает, что значения этих компонентов коррелируемы по схеме «каждый с каждым», образуют своеобразную парагенную ассоциацию (рис. 7.33, а), что, по-видимому, свидетельствует о сульфатном комплексообразовании в снежной толще. Известно, что сульфатное комплексообразование осуществляется путем замещения OH^- в гидратированных комплексах по типу лигандного обмена [132]. В связи с этим можно предположить, что интенсивный рост концентраций лигандов в снежной толще, замещающих OH^- , приводит к появлению соответствующих комплексов с различной степенью устойчивости, которые смещают равновесие в системе «снеговая вода–частица» в сторону растворения труднорастворимых соединений. Процесс сопровож-

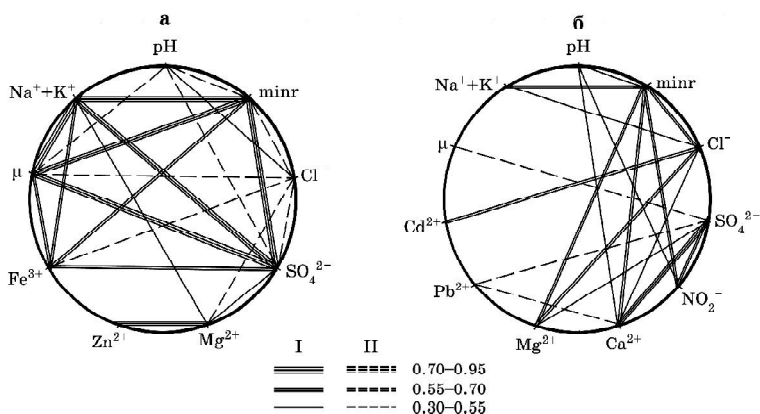


Рис. 7.33. Корреляционные связи между компонентами, характеризующие ионно-солевой состав снеговой воды. Зимы 1982/83 г. (а), 1983/84 г. (б).

дается ростом аналитической концентрации металла в растворе и, как следствие, увеличением минерализации снежного покрова.

В снежном покрове, образовавшемся зимой 1983/84 гг., корреляционные связи компонентов снеговой воды существенно иные (рис. 7.33, б). Появляются более сильные связи между лигандами (SO_4^{2-} , Cl^-) и основными катионами Mg^{2+} , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, что обусловлено, вероятно, накоплением в снежной толще сульфатных и хлоридных солей кальция и магния. Следовательно, можно предположить, что зимой 1983/84 гг. геохимические условия в снежной толще не благоприятствовали развитию комплексобразования, а также не «обеспечивали» достижения равновесного содержания солевых форм по отношению к их возможному водорастворимым новообразованиям. В результате в снежном покрове шло преимущественное накопление малорастворимых сульфатных и хлоридных солей.

Между тем, выявленная неравномерность в распределении загрязняющих веществ в снежном покрове в период строительства буровой и после года ее работы связана с наличием/отсутствием ореолов атмосферного загрязнения от близко расположенных буровых. Так, в ходе снегомерной съемки²⁰ зимой 1983/84 гг. было установлено, что радиус влияния буровой Харьяга-26 увеличивается в направлении преобладающего ветра на 30-50% в сравнении с расчетной (2000 м) и при скорости ветра больше 5 м/сек. может доходить до 3 км и даже превышать это расстояние [51]. Заметим, что, по данным МТС «Хорейвер», средняя скорость ветра по доминирующим южным и юго-западным направлениям составляла 5.0–6.7 м/сек. При этом максимум средней скорости, зафиксированный в феврале 1984 г., был 9.8 м/сек. Но зимой 1983/84 гг. со стороны преобладающих ветров не было близко работающих буровых, тогда как в период строительства буровой Харьяга-26 с наветренной южной стороны завершали свою работу три буровых, находившихся на расстоянии 3-5 км. Поэтому относительно высокая минерализация снега и увеличенное в нем содержание сульфат-иона, цинка и железа, зафиксированные в снежном покрове во время строительства буровой Харьяга-26, – результат влияния работы буровых.

Окислительно-восстановительная зональность в снежной толще

Характер техногенных загрязнений снегового покрова хорошо проявлен в разрезе 300 (описан 6 апреля 1984 г.), заложенном в 30 м от буровой вышки в болотной котловине, прилегающей к торфя-

²⁰ Выполнялась З.И. Воеводовой при участии автора.

ному бугру, на котором установлена буровая вышка. После начала работы буровой установки в этот естественный котлован стали стекать буровые растворы, изливающиеся из скважины при спуске и подъеме бурильного инструмента. Мощность снежного покрова – 120 см. На этой глубине снег залегает на промерзшей толще бурового раствора общей мощностью до 50 см. Его верхняя часть (до 30 см) представлена чередованием прослоев льда и бурового раствора, нижняя – монолит из бурового раствора с включениями тонких субгоризонтальных жилок льда и вмороженными верхушками осоковой растительности. На глубине 50 см в мерзлой массе бурового раствора отмечены верхушки сфагновых мхов. С их появлением в разрез стала проникать вода. Из нижней части снегового разреза были взяты пробы снега, льда и мерзлого бурового раствора. Результаты измерений pH и Eh приведены в табл. 7.15, из которой видно, что в зоне контакта снега со льдом существует определенная ОВ-зональность.

Разрез 301 (описан 7 апреля 1984 г.) заложен в 6 м от разреза 300. Мощность снежной толщи – 120 см. В нижней части лежит лед видимой мощностью 40 см. Снег в зоне контакта со льдом крупнозернистый (фирн) и увлажнен. Лед желтоватого цвета, в его нижней части отмечается вмороженный прослой темно-коричневого цвета, залегающий поверх зеленовато-желтого сфагнума. В средней части снежной толщи наблюдаются несколько тонких прослоев из оледенелого снега – следы зимних оттепелей, в верхней – ледяная корка. По разрезу взяты пробы снега и льда (табл. 7.16.), показавшие, что в снежной толще существует восстановительная обстановка.

Возможно, что она возникает за счет реакций окисления диоксида серы с участием металлов с переменной валентностью (меди, железа, марганца) из состава минеральной фазы аэрозолей, аккумулярованных в снежной толще. Предполагается, что в снежной толще накопление диоксида серы происходит в виде сжиженных капель²¹, образовавшихся в результате капиллярной конденсации.

Таблица 7.15

Окислительно-восстановительный режим в нижней части снежной толщи, перекрывающей аварийный слив буровых растворов в болото (разрез 300, буровая Харьяга-26).

Глубина, см	Проба	pH	Eh (мВ)
120	Снег	6.24	+044
125	Лед	8.24	-070
129	Лед	8.82	-092
145	Бурраствор	7.82	-0,48
155	Бурраствор	7.33	-019
160	Лед, мох	7.19	-011
170	Лед, мох	7.08	-005
180	Вода	5.37	+090

²¹ Отмечается [35], что чем легче конденсируется газ, тем легче он адсорбируется. Для диоксида серы, аммиака температура кипения составляет соответственно –10,

При этом появление сжиженных капель диоксида серы возможно как при образовании снежинок в атмосфере, так и при образовании инея на поверхности снега. Для территорий, характеризующихся наличием длительного периода с устойчивым снежным покровом, морозное конденсирование диоксида серы из состава техногенных эмиссий может быть главным источником аэрогенного сульфатного загрязнения поверхности снега между снегопадами. Известно, что диоксид серы растворяется в воде²² с образованием сернистой кислоты, которая является восстановителем. В присутствии кислорода воздуха сернистая кислота медленно окисляется в серную кислоту. Ее взаимодействие с субохлажденной пленочной жидкостью на поверхности ледяных кристаллов будет сопровождаться появлением сульфат-иона. Возможность образования субохлажденной пленочной жидкости на поверхности ледяных кристаллов теоретически показано Б.П. Вейнбергом [40], а экспериментально – В.И. Квиливидзе с соавторами [125].

Экспериментальное изучение морозного конденсирования диоксида серы в снежном покрове

Установление плохо понятного факта появления восстановительной обстановки в снежном покрове Большеземельской тунд-

Таблица 7.16
Окислительно-восстановительный режим в снежной толще, сформировавшейся в болотной котловине, прилегающей к буровой площадке (разрез 301, буровая Харьяга-26)

Глубина, см	Проба	pH	Eh (мВ)
0-10	Снег	4.79	+125
15	Снег, корка	4.92	+123
20	Снег	4.68	+134
29	Лед, корка	5.03	+116
32	Снег	4.49	+145
39	Лед, корка	4.45	+152
50	Снег	4.42	+149
60	Снег	4.83	+125
70	Снег	4.76	+128
75	Снег	4.70	+135
85	Снег	4.53	+144
105	Снег	5.05	+115
120	Фирн	7.60	-039
140	Лед	4.92	+118
150	Лед, торф	5.23	+100
160	Лед, мох	4.57	+139
165	Вода	4.69	+139

–33.7 °С. Тогда, возможно, что за счет морозной конденсации диоксида серы и аммиака в снежном покрове фоновых территорий их содержание может достигать величин, сопоставимых с техногенными эмиссиями. Кроме того, очевидно, что химические свойства этих газов сохраняются и при низких температурах, поэтому могут определенным образом влиять и на химический состав снега и его свойства.

²² Известно, что при 20 °С в одном объеме воды растворяется приблизительно 40 объемов газа [79].

ры (см. выше – площадка буровой Харьяга-26) побудило нас выполнить экспериментальное исследование возможности фиксации в снегу атмосферной серы. Эксперимент проводился в два этапа – первый (зимний) с 21 января по 8 февраля, второй (весенний) – с 5 марта по 6 апреля 2007 г. Место снегоотбора – поле, расположенное в 4 км к западу от окраин г. Сыктывкар, в пределах зеленой зоны (рис. 7.34).

К концу первого периода наблюдений средняя высота снежного покрова достигала 49 см. Для поверхностного слоя (54 мм) значения плотности составили: минимальное – 0.08, максимальное – 0.16 при среднем – 0.12 г/см³. В начале второго периода наблюдений (на 05.03.2007 г.) высота снега была 62 см, к концу наблюдений она понизилась до 32. Плотность верхнего слоя (54 мм) снега: минимальная – 0.11, максимальная – 0.39 (для инея) и 0.42 (с коркой наста) при среднем значении 0.23 г/см³. Для метеорологической характеристики использовались данные по ГМС «Сыктывкар».

В первой половине января наблюдалась теплая погода, в отдельные дни – с оттепелью. С 15 по 21 января установилась аномально холодная погода. Средняя температура воздуха в этот период составляла –30...–37, что на 15–19 °С ниже нормы. В ночные часы минимальная температура понижалась до –40...–47 °С. Среднемесячная температура января оказалась на 1–3 °С ниже нормы. Март был холоднее обычного, апрель – умеренно-теплым. Устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений (конец зимы) произошел в конце первой декады апреля, что близко к средним многолетним датам [81].

Для отбора верхнего слоя снега было разработано специальное устройство, которое показано на рис. 7.35. Оно выполнено в виде угольника (рис. 7.35, фиг. 1), состоящего из большой горизонтальной (1) и малой вертикальной (2) прямоугольных пластин, перпендикулярно скрепленных по большому краю. Жесткость креплений обеспечивают две треугольные пластины (3). На внутренней стороне горизонтальной пластины (1) угольника имеются две направляющие в виде паза (4) для нож-лотка. Нож-лоток представляет собой прямоугольный ящик без зад-



Рис. 7.34. Местоположение точки снегоотбора (1) по отношению к территории г. Сыктывкар (2) и пос. Вьльгорт (3).

ней стенки (рис. 7.35, фиг. 2), с заостренным наружным краем основания, в верхней части на внешней стороне боковых стенок сделаны два направляющих выступа (1). Нож-лоток снабжен ручкой (2), закрепленной на передней стенке.

Для получения снежного бруска нож-лоток своими направляющими выступами вставляется в пазы горизонтальной пластины. Поступательное движение нож-лотка при вырезании прямоугольного бруска снега ограничивается длиной направляющих и вертикальной пластиной угольника. Последняя обеспечивает фиксацию угольника в снежном покрове и установку горизонтальной пластины параллельно снежной поверхности, не касаясь ее.

Вертикальная пластина угольника погружается в снег, пока его горизонтальная пластина не достигнет поверхности снега, не касаясь его. Затем вдоль лицевого края горизонтальной пластины угольника отрывается неглубокий снежный шурф, одна стенка которого совпадает с лицевым краем горизонтальной пластины угольника. После чего в направляющие горизонтальной пластины вставляют нож-лоток (с высотой бортиков 54 мм) и вдвигают его в снежную стенку шурфа. Полученный таким образом снежный брикет помещают в пластиковый пакет. До обработки пробы хранились на холоде, присыпанные снегом. Общее количество проб в зимний период (с 21 января по 8 февраля) составило 96, в весенний (с 5 марта по 6 апреля) – 78.

Подготовка проб к анализу заключалась в их взвешивании для расчета средней плотности снега, который затем растапливался при комнатной температуре. Из полученной снеговой воды отбирались по 100 мл для последующего определения концентрации сульфат-иона. Сульфат-ион в снеговой воде определялся турбидиметрически. Чувствительность анализа – 0.4 мг/л. Распределение значений $[SO_4^{2-}]$ в выборках близко к нормальному. Всего проанализированы 174 пробы (96 за первый период и 78 – за второй). Доверительный интервал среднего арифметического рассчитан при коэффициенте $\alpha = 0.95$ (табл. 7.17 и 7.18).

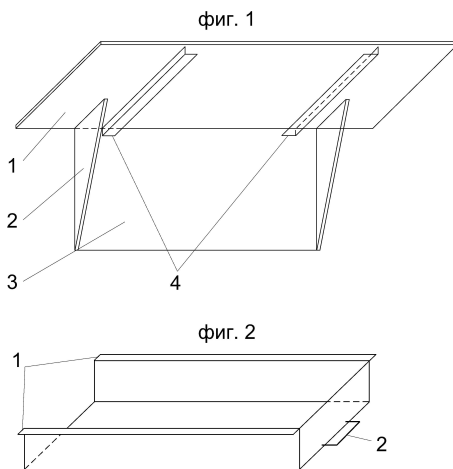


Рис. 7.35. Устройство для отбора поверхностных проб снега (описание в тексте).

Таблица 7.17

**Метеорологическая характеристика погодных условий
в приземной атмосфере и динамика концентраций сульфат-иона
в поверхностном слое снега с 22 января по 8 февраля 2007 г.**

Дата	Минимальная температура поверхности снега, $\frac{\text{день}}{\text{ночь}}$	Температура воздуха, $\frac{\text{max}}{\text{min}}$ (ампл.)	Относительная влажность воздуха, $\frac{e\%_{\text{сред.}}}{e\%_{\text{min}}}$ (ампл.)	Код* метеоявления осадки, мм	Среднее содержание сульфат-иона ⁻ в 54-мм слое, мг/л
22.01	$\frac{-20.0}{-13.8}$	$\frac{-12.2}{-21.6}$ (9.4)	$\frac{84}{80}$ (4)	$\frac{1. 2. 3}{0.3}$	1.38±0.38
23.01	$\frac{-28.0}{-27.5}$	$\frac{-19.8}{-23.9}$ (4.1)	$\frac{83}{78}$ (5)	$\frac{3. 5}{-}$	1.34±0.35
24.01	$\frac{-28.0}{-33.5}$	$\frac{-18.1}{-22.6}$ (4.5)	$\frac{78}{76}$ (2)	$\frac{1. 3}{0.3}$	1.28±0.23
25.01	$\frac{-34.2}{-30.5}$	$\frac{-21.5}{-28.8}$ (7.3)	$\frac{77}{73}$ (4)	$\frac{1}{0.0}$	1.72±0.57
26.01	$\frac{-33.5}{-34.2}$	$\frac{-21.8}{-28.8}$ (7.0)	$\frac{77}{76}$ (1)	$\frac{3}{-}$	1.13±0.21
27.01	$\frac{-33.5}{-26.7}$	$\frac{-15.4}{-22.8}$ (7.4)	$\frac{75}{68}$ (7)	$\frac{2}{-}$	1.40±0.34
29.01	$\frac{-15.2}{-20.2}$	$\frac{-11.4}{-14.2}$ (2.8)	$\frac{81}{78}$ (3)	$\frac{1. 4}{3.2}$	1.66±0.51
30.01	$\frac{-16.0}{-12.0}$	$\frac{-11.5}{-13.9}$ (2.4)	$\frac{77}{69}$ (8)	$\frac{1. 4}{7.6}$	1.30±0.40
31.01	$\frac{-20.5}{-17.5}$	$\frac{-12.3}{-16.3}$ (4.0)	$\frac{76}{72}$ (4)	$\frac{1. 4}{0.3}$	1.09±0.33
01.02	$\frac{-32.0}{-18.5}$	$\frac{-12.6}{-22.1}$ (9.5)	$\frac{84}{78}$ (6)	$\frac{1}{2.9}$	1.15±0.14
02.02	$\frac{-27.2}{-32.5}$	$\frac{-21.4}{-26.7}$ (5.3)	$\frac{77}{73}$ (4)	$\frac{1}{0.0}$	0.92±0.31
03.02	$\frac{-30.5}{-31.5}$	$\frac{-20.8}{-26.6}$ (5.8)	$\frac{74}{70}$ (4)	$\frac{1}{0.0}$	0.68±0.17
05.02	-	$\frac{-26.0}{-30.7}$ (4.7)	$\frac{75}{71}$ (4)	$\frac{1}{0.0}$	0.61±0.14
06.02	-	$\frac{-16.0}{-29.8}$ (13.8)	$\frac{71}{55}$ (16)	$\frac{0}{-}$	0.71±0.19
07.02	-	$\frac{-13.2}{-30.7}$ (17.5)	$\frac{77}{75}$ (2)	$\frac{1. 3}{1.0}$	0.77±0.21
08.02	-	$\frac{-16.3}{-23.9}$ (7.6)	$\frac{78}{73}$ (5)	$\frac{1.3}{1.6}$	1.12±0.29

* Здесь и в табл. 7.18: 1 – снег, 2 – иней, 3 – изморозь, 4 – поземка, 5 – дымка, 6 – мокрый снег, 7 – дождь, 0 – не зарегистрировано.

Таблица 7.18

**Метеорологическая характеристика погодных условий
в приземной атмосфере и динамика концентраций сульфатов
в поверхностном слое снега с 5 марта по 6 апреля 2007 г.**

Дата	Минимальная температура поверхности снега, $\frac{\text{день}}{\text{ночь}}$	Температура воздуха, $\frac{\text{max}}{\text{min}}$ (ампл.)	Относительная влажность, $\frac{e\%_{\text{ср.о.}}}{e\%_{\text{min}}}$ (ампл.)	Код метеоявления осадки, мм	Среднее содержание сульфат-иона в 54-мм слое, мг/л
05.03	$\frac{-2.0}{-1.9}$	$\frac{+1.8}{-3.8}$ (5.6)	$\frac{92}{80}$ (12)	$\frac{1, 6, 7}{2, 2}$	0.78 ± 0.23
09.03	$\frac{-10.5}{-8.0}$	$\frac{+2.4}{-4.2}$ (6.6)	$\frac{82}{67}$ (15)	$\frac{1}{0.0}$	0.96 ± 0.18
10.03	$\frac{-22.0}{-19.1}$	$\frac{+0.7}{-14.5}$ (15.2)	$\frac{78}{54}$ (24)	$\frac{2}{-}$	Нет данных
11.03	$\frac{-6.3}{-18.0}$	$\frac{-1.0}{-10.1}$ (9.1)	$\frac{85}{70}$ (15)	$\frac{2, 1}{0.0}$	Нет данных
12.03	$\frac{-5.5}{-4.5}$	$\frac{-0.9}{-3.6}$ (2.7)	$\frac{83}{79}$ (4)	$\frac{1}{0.0}$	1.35 ± 0.41
14.03	$\frac{-0.6}{-0.3}$	$\frac{+3.0}{-0.8}$ (3.8)	$\frac{91}{73}$ (18)	$\frac{6}{6, 6}$	1.33 ± 0.29
15.03	$\frac{-2.7}{-6.3}$	$\frac{+0.4}{-2.1}$ (2.5)	$\frac{83}{65}$ (18)	$\frac{0}{-}$	1.30 ± 0.34
16.03	$\frac{-5.6}{-4.9}$	$\frac{+1.2}{-9.9}$ (11.1)	$\frac{59}{50}$ (9)	$\frac{0}{-}$	1.56 ± 0.48
17.03	$\frac{-11.0}{-15.2}$	$\frac{+1.7}{-11.6}$ (13.3)	$\frac{70}{49}$ (21)	$\frac{0}{-}$	Нет данных
18.03	$\frac{-10.7}{-13.0}$	$\frac{+3.7}{-5.5}$ (9.2)	$\frac{66}{47}$ (19)	$\frac{2}{-}$	Нет данных
19.03	$\frac{-9.2}{-10.0}$	$\frac{+2.7}{-3.6}$ (6.3)	$\frac{61}{56}$ (5)	$\frac{0}{-}$	1.73 ± 0.53
20.03	$\frac{-1.5}{-4.0}$	$\frac{+4.5}{-0.1}$ (4.6)	$\frac{77}{63}$ (14)	$\frac{1, 7}{0, 6}$	Нет данных
27.03	$\frac{-1.5}{-4.2}$	$\frac{+7.4}{+0.3}$ (7.1)	$\frac{65}{49}$ (16)	$\frac{7}{0, 0}$	Нет данных
28.03	$\frac{-0.2}{-0.8}$	$\frac{+11.0}{+3.1}$ (7.9)	$\frac{65}{36}$ (29)	$\frac{0}{-}$	1.21 ± 0.41
29.03	$\frac{-4.2}{-11.7}$	$\frac{+8.5}{+0.3}$ (8.2)	$\frac{51}{39}$ (12)	$\frac{0}{-}$	1.27 ± 0.34
30.03	$\frac{-3.6}{-5.8}$	$\frac{+12.5}{-0.3}$ (12.8)	$\frac{52}{30}$ (22)	$\frac{2}{-}$	1.51 ± 0.50
02.04	$\frac{-5.0}{-8.0}$	$\frac{+4.4}{-3.7}$ (8.1)	$\frac{70}{46}$ (24)	$\frac{6}{5, 4}$	1.82 ± 0.59
05.04	$\frac{-6.5}{-7.0}$	$\frac{-0.6}{-6.3}$ (5.7)	$\frac{81}{66}$ (15)	$\frac{1}{1, 5}$	0.78 ± 0.21
06.04	$\frac{-1.6}{-5.7}$	$\frac{+5.3}{-0.5}$ (5.8)	$\frac{77}{68}$ (9)	$\frac{7}{0, 3}$	0.59 ± 0.12

Колебания концентраций сульфатов от пробы к пробе с тенденцией к повышению, характеризующие периоды без выпадения осадков, отмечаются как для зимы (26.01–27.01; 05.02–06.02), так и для весны (15.03–19.03; 28.03–30.03). Из-за более длительной бесснежной фазы прирост сульфат-иона для весны оказался выразительнее, нежели для зимы. Анализ ветрового режима (табл. 7.19) показал, что в это время атмосферный перенос техногенных эмиссий со стороны города был зарегистрирован только 15 и 16 марта (тогда увеличение концентрации сульфат-иона составило до 22%), в остальные дни преимущественное направление ветров было южным (рис. 7.35; табл. 7.19).

Таблица 7.19

Ветровой режим в бесснежные периоды

Дата	Время наблюдения								Сила ветра (день/ночь)
	21.00	00.00	03.00	06.00	09.00	12.00	15.00	18.00	
	Направление ветра								
26.01	ЮЗ	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю	1.5/1.0
27.01	Ю	Ю	ЮЗ	Ю	Ю	Ю	ЮЗ	ЮВ	1.8/1.5
05.02	С	СВ	С	С	С	С	С	Штиль	0.8/1.8
06.02	Штиль	Штиль	Штиль	Штиль	Ю	Ю	Ю	ЮЗ	1.0/0.0
15.03	Штиль	В	СВ	В	В	В	СВ	В	2.3/1.0
16.03	СВ	СВ	СВ	В	В	СВ	В	СВ	2.3/1.3
17.03	Штиль	З	ЮЗ	ЮЗ	Ю	ЮЗ	Ю	Ю	2.8/0.8
18.03	Ю	Ю	Ю	ЮВ	ЮВ	Ю	ЮВ	ЮВ	3.8/2.0
19.03	Ю	Ю	ЮЗ	ЮВ	Ю	ЮВ	Ю	Ю	3.8/3.0
28.03	СЗ	СЗ	З	СЗ	СЗ	З	З	СЗ	3.5/3.0
29.03	З	СЗ	С	СВ	СЗ	З	СЗ	ЮЗ	2.0/3.0
30.03	ЮЗ	ЮЗ	Ю	Ю	Ю	З	З	ЮЗ	3.8/2.0

Из этого мы заключаем, что в указанные бесснежные периоды прирост концентрации сульфат-иона произошел за счет выпадения сульфатов из приземной атмосферы при образовании поверхностного инея. Повышение содержания сульфат-иона в инее при ветрах с южной составляющей, возможно, связано с работой котельных пос. Вьльгорт, использующих в качестве топлива мазут. Данный населенный пункт расположен к югу от точки наблюдений (рис. 7.35). Сопоставляя концентрации сульфат-иона в бесснежный период – с 28.03 по 30.03, можно заметить, что 28.03 и 29.03 при ветрах северной и западной составляющих содержание сульфат-иона практически не изменилось, тогда как 30.03, но уже при южном ветре, прирост сульфат-иона составил более 20% (см. табл. 7.17 и 7.18). При этом прирост содержания сульфат-иона в

снежных пробах в бесснежные фазы для зимы (с 26 по 27 января) составил 0.27 мг/л, для весны (с 15 по 19 марта и с 28 по 30 марта) – 0.43 и 0.30 соответственно. Следовательно, полученные результаты показывают возможность прироста сульфатного загрязнения снежного покрова за счет осаждения сульфатов из приземного слоя атмосферы при образовании поверхностного инея.

Таким образом, для территорий, характеризующихся наличием длительного периода с устойчивым снежным покровом, морозное конденсирование техногенных эмиссий может быть главным источником аэротехногенного загрязнения снежного покрова между снегопадами. Предложенный способ может быть использован при организации геохимического мониторинга снежного покрова в районах промышленного освоения Арктики и урбанизированных территорий на Крайнем Севере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ландшафтно-геохимический анализ тундровых равнин на примере п-ова Ямал и севера Печорской низменности (Большеземельская тундра) позволяет сделать ряд общих выводов.

В реликтовых торфяниках Большеземельской тундры криогенная текстура верхней части морозно-сухой торфяной толщи массивная; она образована поровой разновидностью льда-цемента, поскольку не образует видимых скоплений льда. Мерзлая торфяная толща и подстилающие суглинки характеризуются дефицитом элементов-примесей, что связано с формированием в этой части почвенного профиля зоны криогенного выщелачивания. В состав этой геохимической аномалии входят как катионогенные, так и анионогенные элементы, что указывает на единый механизм миграции, обусловленный вертикальным движением поровой влаги. В результате в снежной толще и приповерхностной части профиля мерзлой почвы возникают градиенты температуры и упругости водяного пара. Эти градиенты могут поддерживать подток поровых растворов к поверхности в течение всего периода стояния снежного покрова. Поэтому при оттаивании почва имеет уже иные (измененные) параметры фона, отличающиеся от тех, которые были на момент ее замерзания.

В оттаявших почвах (в пределах распространения реликтовых торфяников) выявляется устойчивый регрессивно-аккумулятивный тип распределения элементов-примесей. Повторяемость такого распределения в пределах ключевых участков как в Большеземельской тундре, так и на Ямале позволяет думать, что это закономерное явление. Вероятно, такой тип распределения элементов-примесей в сезонно оттаивающем слое может рассматриваться как отражение зимних процессов вертикальной миграции водорастворимых солей. Отмеченные процессы наиболее активно проявляются в зоне распространения многолетне-мерзлых пород, в пределах которой сезонно-талый слой смыкается с их кровлей.

Современные геохимические особенности равнинных тундр Ямала во многом определяются неоген-четвертичной (N-Q) историей их развития, которая характеризовалась чередованием окислительных и восстановительных режимов. Существование погреб-

бенной органики и сульфатов (следов морских трансгрессий) могло способствовать формированию сероводородного геохимического барьера в почвообразующих породах северного и среднего Ямала. В условиях криолитозоны потенциал этих процессов может сохраняться.

В тундровых равнинах Ямала наиболее часто встречаются сорбционные геохимические барьеры, возникающие за счет: а) широкого распространения торфяных отложений и б) широкого развития гидроксидов железа, образующихся на кислородном геохимическом барьере. Поэтому последний должен аттестоваться как сложный – кислородно-сорбционный. В почвах с легким механическим составом на таком барьере нередко концентрируется Mn. Возникновение кислородно-сорбционного барьера (макроскопически проявленного в поверхностном ожелезнении) обусловлено постоянно идущим процессом глеевого выщелачивания, поставляющим в почвенные растворы Fe (II).

Наиболее активно процессы ожелезнения развиваются в пределах ландшафтов с остаточной засоленностью, для которых характерна низкая эрозионная устойчивость. При этом содержание ионных форм железа прямо коррелируется с концентрацией сульфат-иона в почвенных растворах и поверхностных водах. Поэтому соотношение $[\text{SO}_4^{2-}] / ([\text{Fe}^{2+}] + [\text{Fe}^{3+}])$ может быть использовано для диагностики эрозионной устойчивости ландшафтов с остаточной засоленностью.

В южной части Большеземельской тундры геохимическая дифференциация ландшафтов эрозионно-аккумулятивных равнин во многом обусловлена глееобразованием в условиях избыточного увлажнения и выносом химических элементов, тогда как в ландшафтах многоозерья такая дифференциация связана с торфонакоплением и сорбцией элементов-примесей органическим веществом.

Геохимическая дифференциация ландшафтов Ямала и Большеземельской тундры – процесс многофакторный. Он определяется соотношением по меньшей мере трех почвообразовательных процессов: торфонакопления, глеевого выщелачивания и подзолообразования. О каждом из этих процессов можно судить по особенностям распределения индикаторных элементов-примесей в почвенном профиле.

В группе *типичных катионогенных элементов-литофилов* (Sr, Ba) в условиях торфонакопления информативен барий, который может образовывать подвижные органо-минеральные комплексы. Контрастность его аномалий в торфе нередко определяется генезисом торфа (моховой, осоковый, травяной). Образование аномалий Sr часто приурочено к надмерзлотному иллювиальному мак-

симуму, что может свидетельствовать о присутствии сезонных криогенных карбонатных форм данного элемента. В группе *катионо- и анионообразующих литофилов* с постоянной валентностью (Ga, Sc, Y) определенную информативность имеет распределение Ga. В тундрах Ямала накопление галлия в растениях отражает относительно высокую степень запыленности приземной атмосферы на полуострове. Из *катионо- и анионогенных элементов с переменной валентностью* (Ti, Zr, Sn, V, Mo, Nb) наиболее информативны элементы, способные связываться в прочные соединения с органическим веществом почв (Ti, V, Mo). В группе *типичных анионообразующих литофилов* (B, P) хорошим показателем биоаккумуляции является фосфор. В группе *металлов-сульфофилов* (Pb, Cu, Zn) элементами-антагонистами в торфонакоплении являются Zn и Cu. Если для первого распределение в торфяной толще имеет регрессивно-аккумулятивный тип, то для второго – прогрессивно-элювиальный. Появление надмерзлотного иллювиального максимума для Pb часто свидетельствует о его сорбции глинистой фракцией почв. В группе *элементов-сидерофилов* (Fe, Co, Cr, Mn, Ni) помимо железа хорошим индикатором окислительных условий является Mn. Относительное увеличение содержания Mn в зоне ожелезнения свидетельствует об окислительно-восстановительной зональности.

Изучение концентрационных функций тундровых растений показало, что в условиях равнинных тундр биогеохимическая специализация растений хорошо проявляется на уровне жизненных форм растений (древесные и травянистые, мохообразные, лишайники). При этом различие биогеохимической активности растений одной систематической принадлежности лучше проявлено на более высоком таксономическом уровне, нежели вид – например, на уровне родов или семейств.

Травам свойственно преимущественное накопление анионогенных элементов, тогда как в древесных растениях, мхах и лишайниках относительно накапливаются катионогенные элементы. Такие отличия установлены в обоих регионах: в растениях и Ямала, и Большеземельской тундры, что следует учитывать при биологической рекультивации техногенных ландшафтов.

Сравнительный анализ распределения ЭП в тундровых растениях показал следующее. Для типичных катионогенных литофилов (Ba, Sr) отмечается преимущественное накопление в древесных кустарниках. Отношение Ba/Sr ниже в растениях северных тундр, нежели южных. Группа катионо- и анионогенных химических элементов с постоянной валентностью (Sc, Y, Ga, Ge) в целом отличается низкими содержаниями в тундровой растительности. Ti, Zr, Sn, V, Nb, Mo, относящиеся к группе катионо- и

анионогенных химических элементов с переменной валентностью, в тундровой растительности накапливаются неодинаково. Для V и Mo характерны относительно высокие значения коэффициента биологического поглощения (КПБ), что обусловлено их биофильностью. Для Ti, Zr, Nb различные уровни накопления обусловлены разницей геохимического фона. Для Sn отмечается относительно накопление в растениях южных тундр Ямала, в частности в травах. Для Большеземельской тундры такой избирательности элемента не выявлено. Группа типичных анионогенных литофилов (B, P) активно концентрируется в растениях. Для B характерно накопление в кустарниках и кустарничках, из травянистых растений концентраторами бора являются плауны; фосфора больше содержится в кустарниках. Для металлов-сульфофилов (Cu, Zn, Pb) распределение в тундровой растительности во многом контролируется условиями среды, определяющими активность миграции этих элементов в почве. Сидерофилы группы железа (Cr, Mn, Co, Ni) отличаются неравномерным распределением в растениях тундр.

Сравнительная оценка рассеяния и степени асимметрии распределения содержания ЭП в выборках, характеризующие химический состав (геохимический фон) почвы и растений целинных тундр, выявила геохимические аномалии, не связанные генетически с техногенными источниками. При этом геохимический фон растений варьирует сильнее, нежели почв.

Установлено, что техногенные преобразования в тундровых ландшафтах во многом обусловлены промышленной специализацией территории и сопровождаются определенным спектром ответных реакций природной среды на техногенное загрязнение.

В районах газодобычи поверхностное ожелезнение почвенно-растительного покрова связано с гидроксидами железа атмосферного происхождения. Их появление обусловлено взаимодействием кислых аэрозолей техногенного происхождения с железосодержащими минералами теллурической пыли. Процесс сопровождается формированием сульфатных комплексов железа в атмосфере. Их концентрирование в техногенных аэрозолях контролируется геохимической активностью атмосферы. Выпадая на земную поверхность в составе сухих атмосферных аэрозолей, сульфатные комплексы железа вызывают образование эфемерных гидроксидов железа в тундровых ландшафтах. Последнее происходит после коротких летних дождей.

Наличие железосодержащих сухих аэрозолей в приземном слое воздуха проверено экспериментально. Для этого был разработан способ сбора сухих аэрозолей с использованием химически инертного тонкодисперсного сорбента (Al_2O_3 , MgO, $CaCO_3$), который экспонировался в специально разработанном устройстве. В итоге было

установлено присутствие железосодержащей минеральной фазы в стоке сухих аэрозолей на поверхность сорбентов. При этом ЭПР-спектроскопия позволяет селективно фиксировать на поверхности зерен порошкового субстрата адсорбированные минеральные и органические фазы. Полученные результаты могут быть использованы при изучении атмосферного цикла миграции химических элементов и выявлении аэротехногенного загрязнения поверхностей.

В районах нефтедобычи формируются специфические техногенные ландшафты. Они образуются на первом этапе освоения месторождения внутри природных ландшафтов, отчасти наследуя местные особенности элементарных ландшафтов.

На буровых площадках происходит техногенное рельефообразование, связанное с механическими повреждениями напочвенного покрова и экскавацией грунтов при обустройстве буровой площадки (канавы, обваловки, котлованы, фундаменты временных строений). При этом в ландшафтах с легкими почвами техногенная перестройка поверхности часто инициирует развитие эрозийных процессов и суффозионного выноса тонкодисперсной фракции почв, что сопровождается изменением в соотношении глинистых минералов в почве и донных отложениях.

Углеродное загрязнение тундры можно индцировать по физическим эффектам, возникающим в растениях. В частности, было установлено, что интенсивность спектров ЭПР в сфагновых мхах с фоновых и техногенных участков различна. В сфагновых мхах отмечается техногенное фракционирование изотопного состава углерода. Термографический анализ загрязненных сфагновых мхов показал смещение температурных отметок термической деструкции органического вещества в область относительно низких значений.

Вместе с тем промышленное загрязнение может по-разному проявляться в растительном покрове, что требует критической оценки информативности известных биоиндикационных признаков. Так, на Ямале главными источниками загрязнения атмосферы являются техногенные эмиссии и дефляция поверхности, вследствие чего атмосферные выпадения обогащаются токсичными растворимыми соединениями. Можно считать, что аэротехногенное загрязнение настолько сильно, что подавляет таксономические различия биологического поглощения металлов у исследованных растений (например, ива серая и береза карликовая). Это снижает информативность биогеохимического показателя A_h , что необходимо учитывать при индикационной оценке тундровых фитоценозов Ямала.

В мохово-лишайниковых растительных группировках мелкобугорковатых тундр Центрального Ямала нередко обнаруживается новое явление – отмирание зеленых мхов, что интерпретируется нами как проявление техногенно обусловленной биогеохимической аллелопатии. По-видимому, в условиях интенсивного аэрогенного загрязнения способность лишайников переводить в подвижное состояние некоторые элементы (в частности Ti, Cu, Pb, Co, Ni), входящие в состав их минерального питания, инициирует нерегулируемое накопление мхами продуктов жизнедеятельности лишайников. В конечном итоге это приводит к гибели зеленых мхов.

В пределах Воркутинского промышленного района основным фактором, сближающим параметры геохимического фона целинной и освоенной тундр, является высокая запыленность атмосферы. Биогеохимический фон техногенно преобразованных субарктических южно-тундровых ландшафтов Воркутинской тундры создают древесные, моховые и лишайниковые формы растений с хорошо выраженной катионофильной специализацией, тогда как для трав выявлено накопление анионогенных элементов, которое идет более интенсивно в сеяных луговых фитоценозах, нежели в тундровых луговинах целинной тундры. Возможно, что преобладание анионогенных элементов-примесей в искусственных фитоценозах инициируется внесением минеральных удобрений, которые активизируют биогенное накопление анионогенных элементов в дернине.

При промышленном освоении территорий, характеризующихся наличием длительного периода с устойчивым снежным покровом, проблема кислых осадков трансформируется в проблему кислого снега. При этом основным механизмом, с которым связано подкисление снега, является морозное конденсирование техногенных эмиссий. Экспериментально показан прирост сульфатного загрязнения снежного покрова за счет осаждения сульфат-иона из приземного слоя атмосферы при формировании поверхностного инея.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авессаломова И.А.* Ландшафтно-функциональные карты при изучении геохимических аномалий в городе // Вестн. МГУ, 1986. Сер. 5. География. № 5. С. 13-19.
2. *Авессаломова И.А.* Геохимические показатели при изучении ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1987. 108 с.
3. *Авессаломова И.А.* Экологическая оценка ландшафтов / Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 89 с.
4. *Адам Н.К.* Физика и химия поверхностей. М.-Л.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 552 с.
5. *Ажипа Я.И.* Медико-биологические аспекты применения метода электронного парамагнитного резонанса. М.: Наука, 1983. 527 с.
6. *Айвазян А.Д.* Геохимические особенности флоры ландшафтов юго-западного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974. 24 с.
7. *Айвазян А.Д., Касимов Н.С.* О геохимической специализации растений (на примере Мугоджар) // Вестн. МГУ, 1979. Сер. геогр. № 3. С. 42-47.
8. *Акульшина Н.П.* О биологической рекультивации нарушенных земель в связи с охраной растительности в нефтедобывающих районах Коми АССР // Природопользование в системе хозяйства европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1987. С. 69-76.
9. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 444 с.
10. *Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 148 с.
11. *Алексеева-Попова Н.В., Игошина Т.И., Косицин А.В., Ильинская Н.Л.* Устойчивость к тяжелым металлам (Pb, Zn, Cu) отдельных видов и популяций из района медноколчеданных рудопроявлений // Растения в экстремальных условиях минерального питания. Л.: Наука, 1983. С. 22-42.
12. *Алексеева-Попова Н.В.* Внутривидовая дифференциация дикорастущих видов под влиянием избытка тяжелых металлов в среде / Природные и антропогенно измененные биохимические циклы // Труды Биогеохимической лаборатории. М.: Наука, 1990. Т. XXI. 175 с.
13. *Алексеевко В.А.* Классификация геохимических ландшафтов населенных пунктов // Экология: опыт, проблемы, поиск. Новороссийск, 1989. С. 3-11.
14. *Алисов Б.Л.* Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1956. 387 с.
15. *Альтшуллер С.А., Козырев Б.М.* Электронный парамагнитный резонанс соединений элементов промежуточных групп. М.: Наука, 1972. 672 с.

16. *Ананьева Г.В.* Особенности инженерно-геокриологических условий северного отрезка проектируемой трассы железной дороги Обская–Бованенково // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Матер. междунар. конф. (Пушино, 23-26 апреля 1996 г.). Новосибирск: Наука, 1997. С. 116-123.

17. *Андреяшчева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И.* Палеогеографические обстановки и климат в плейстоцене на европейском Севере России: Матер. IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода «Кватер-2005». Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 17-19.

18. *Андреяшкина Н.И.* К вопросу об устойчивости фитоценозов Крайнего Севера к транспортным воздействиям // Ботанические исследования на Урале. Свердловск, 1990. С. 5-12.

19. *Анисимова Н.П.* Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 151 с.

20. *Антонов А.Н.* Режим основных элементов питания (N, P, K) в тундровых освоенных поверхностно-глеевых почвах и эффективность удобрений: Автореф. дис. ... канд. наук. М., 1983. 24 с.

21. *Аржанова В.С., Елпатьевский П.В.* Геохимия ландшафтов и техногенез. М.: Наука, 1990. 196 с.

22. *Арчегова И.Б.* Характер гумусированного горизонта в суглинистых тундровых почвах на северо-востоке Европейской тундры // Экология, 1972. № 5. С. 28-34.

23. *Бабанин В.Ф., Иванов А.В., Пухов Д.Э., Шипилин А.М.* Магнитные свойства конкреций подзолистой поверхностно-оглеенной почвы // Почвоведение, 2000, № 10. С. 1224-1232.

24. *Батоян В.В., Вшивцев В.С., Касимов Н.С.* и др. Биогеохимическая оценка состояния природной среды (опыт разработки регионального анализа) // Природные и антропогенно измененные биохимические циклы: Тр. Биогеохимической лаборатории. М.: Наука, 1990. Т. 21. С. 108-126.

25. *Бахнов В.К.* Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.

26. *Беликова Т.В., Василенко В.Н., Назаров И.М.* и др. Характеристика фонового загрязнения сульфатами снежного покрова на территории СССР // Метеорология и гидрология, 1984. № 9. С. 47-55.

27. *Белоорцева И.А.* Техногенное воздействие на снежный покров Верхнего Приангарья // География и природные ресурсы, 1999. № 2. С. 46-51.

28. *Белякова Т.М., Гуссейнов А.Н., Понарина М.В.* Эколого-геохимические особенности городских ландшафтов в центрах металлургического производства // Географическое прогнозирование и охрана природы. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 24-35.

29. Биогеохимические основы экологического нормирования. М.: Наука, 1993. 304 с.

30. Биогеоэкологические исследования на сеяных лугах в восточно-европейской тундре. Л.: Наука, 1979. 192 с.

31. Биоиндикация состояния окружающей среды Москвы и Подмосковья: Матер. рабочего совещ. по проблемам и возможностям контроля за состоянием окружающей среды в Москве и Подмосковье. М., 1978. 140 с.

32. Биоиндикация загрязнений наземных экосистем / Под ред. Р. Шурта. М.: Мир, 1988. 350 с.

33. *Богданова М.Д.* Методология мелкомасштабного почвенно-геохимического картографирования: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2004. 24 с.

34. *Бреслав Е.И., Черногаева Г.М., Василенко В.Н.* и др. Роль снежно-го покрова в загрязнении сульфатами поверхностных вод // Метеорология и гидрология, 1985. № 5. С. 108-111.

35. *Брунауэр С.* Адсорбция газов и паров. В 2-х т. Т. 1. Физическая адсорбция. М.: Госиздатгилит, 1948. 781 с.

36. *Брукс Р.Р.* Биологические методы поисков полезных ископаемых. М.: Недра, 1986. 311 с.

37. *Бугельский Ю.Ю.* О роли органического вещества в процессах гипергенной миграции никеля // Межведомственная конференция по геохимическим и палеогидрохимическим методам исследования при поисках месторождений. М.: Наука, 1965. С. 22-25.

38. *Вавилов Н.И.* Линнеевский вид как система. М.-Л.: Сельхозгиз, 1931. 32 с.

39. *Вашков В.И., Постников П.А., Симонов В.И.* Определение загрязнения местности промышленными отходами по исследованию снежного покрова // Гигиена и санитария, 1936. № 9. С. 18-27.

40. *Вейнберг Б.П.* Лед, свойства, возникновение и исчезновение льда. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 32-41.

41. *Вернадский В.И.* Химический состав живого вещества в связи с химией земной коры. Петроград, 1922. 48 с.

42. *Вернадский В.И.* Биосфера. Статьи по биогеохимии. Почвы. Газы. Метеориты и космическая пыль. Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5. 422 с.

43. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. М.: Наука, 1983. 422 с.

44. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 374 с.

45. *Вильчек Г.Е.* Первичная продуктивность тундр и полярных пустынь СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1991. № 5. С. 96-102.

46. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 354 с.

47. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962. № 7. С. 555-571.

48. *Виноградов А.П.* Биогеохимические провинции и их роль в органической геохимии // Геохимия, 1963. № 3. С. 170-199.

49. *Власова М.В., Каказей Н.Г., Калинин А.М., Литовченко А.С.* Радиоспектроскопические свойства неорганических материалов. Киев: Наукова думка, 1987. 719 с.

50. *Влодавец В.И.* Заметки о навеванном минеральном осадке на льдах // Тр. Аркт. ин-та. Л., 1936. Т. 33. С. 24-32.

51. *Воеводова З.И.* Загрязнение природной среды атмосферными выбросами при проведении геологоразведочных работ // Влияние геологоразведочных работ на природную среду Большеземельской тундры. Сыктывкар, 1988. С. 57-67. (Тр. Коми НЦ УрО АН СССР, № 90).

52. *Воейков А.И.* Влияние снеговой поверхности на климат / Избр. сочинения. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2. 531 с.
53. *Волкова В.Г., Давыдова Н.Д.* Техногенез и трансформация ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1987. 190 с.
54. *Втюрин Б.И., Втюрина Е.А.* Криоструктурный метод в геокриологии и палеокриологии // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 23-30.
55. *Гаврилова И.П.* Ландшафтно-геохимическое картографирование. М.: Изд-во МГУ, 1985. 149 с.
56. *Гаев А.Я.* Подземное захоронение сточных вод на предприятиях газовой промышленности. Л.: Недра, 1981. 167 с.
57. *Галимов Э.М.* Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.
58. *Гамаюнов Н.И.* К теории ионного обмена и электро-кинетических явлений в торфах // Физико-химические свойства торфа: Сб. науч. тр. Калининского политехнического ин-та. Калинин, 1974. Вып. XXVII. С. 4-32.
59. *Гамаюнов Н.И., Гамаюнов С.Н.* Массоперенос в торфах // Почвоведение, 2005. № 3. С. 337-344.
60. *Геннадиев А.Н.* Почвы и время: модели развития. М., 1990. 375 с.
61. Геокриологические условия Печорского угольного бассейна / Отв. ред. Н.Г. Бобов, Л.А. Братцев. М.: Наука, 1964. 222 с.
62. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1988. 358 с.
63. Геотехнические вопросы освоения Севера / Пер. с англ. // Под ред. С.Е. Гречищева. М.: Недра, 1983. 551 с.
64. Геохимия ландшафтов рудных провинций / Отв. ред. В.И. Рехарский. М.: Наука, 1983. 340 с.
65. Геохимия окружающей среды / *Ю.Е. Саев, Б.А. Ревич, Е.П. Янин* и др. М.: Недра, 1990. 335 с.
66. *Герман Е.В., Кисляков В.Н., Рейнин И.В.* Геология и геоморфология полуострова Ямал – нового района, перспективного для поисков нефти и газа // Тр. ВНИГРИ. Л., 1963. Вып. 225. С. 181-196.
67. *Гинсбург Г.Д., Исаев В.Н.* Многолетнемерзлые породы Большеземельской тундры // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск, 1981. С. 31-46.
68. Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Отв. ред. Н.В. Петровская. М.: Наука, 1975. 207 с.
69. *Глазовская М.А.* Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках Терской-Алатау // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952. Вып. 49. С. 18-22.
70. *Глазовская М.А.* Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 230 с.
71. *Глазовская М.А.* Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 232 с.
72. *Глазовская М.А.* Технобиogeомы – исходные физико-географические объекты ландшафтно-геохимического прогноза // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1972. № 6. С. 23-35.

73. Глазовская М.А. Ландшафтно-геохимические системы и их устойчивость к техногенезу // Биогеохимические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976. С. 40-58.

74. Глазовская М.А. Теория геохимии ландшафтов в приложении к изучению техногенных потоков рассеяния и анализ способности природных систем к самоочищению // Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем. М.: Наука, 1981. С. 7-41.

75. Глазовская М.А. Прикладное и базовое ландшафтно-геохимическое районирование // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды. Вопросы географии. М.: Мысль, 1983. Вып. 120. С. 11-19.

76. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.

77. Глазовская М.А., Пиковский Ю.И., Коронцевич Т.И. Комплексное районирование территории СССР по типам возможных изменений природной среды при нефтедобыче // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды. Вопросы географии. М.: Мысль, 1983. Вып. 120. С. 84-108.

78. Глазовский Н.Ф., Злобина А.И., Учватов В.П. Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна // Региональный экологический мониторинг (на примере Верхнеокского бассейна). М.: Наука, 1983. С. 67-86.

79. Глинка Н.Л. Общая химия: Учебное пособие для вузов / Под ред. В.А. Рабиновича. Л.: Химия, 1987. 704 с.

80. Гнат Л.В. Реакция растительности тундры на загрязнение нефтепродуктами при проведении буровых работ // Природопользование и охрана окружающей среды Тимано-Печорского ТПК. Сыктывкар, 1986. С. 82-93 (Тр. Коми филиала АН СССР, № 76).

81. Государственный доклад «О состоянии окружающей природной среды Республики Коми в 2006 году» / Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, ГУ «ТФИ РК». Сыктывкар, 2007. 142 с.

82. Градусов Б.П. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах // Физика, химия, биология и минералогия почв СССР: Докл. к VIII междунар. конгрессу почвоведов. М.: Наука, 1964. С. 15-24.

83. Григорьев А.А. Субарктика. М., 1956. 186 с.

84. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия, 2003, № 7. С. 785-792.

85. Груздев Б.И. Антропогенная трансформация видового состава растительных сообществ Большеземельской тундры // Эколого-ценотическое и флористическое изучение фитоценозов европейского Севера. Сыктывкар, 1987. С. 58-66. (Тр. Коми филиала АН СССР, № 81).

86. Груздев Б.И., Мартыненко В.А. Изменение флоры европейского северо-востока СССР под влиянием антропогенных факторов // Актуальные проблемы сравнительного изучения флор: Матер. III рабочего совещ. по сравнительной флористике (Кунгур, 1989 г.). СПб.: Наука, 1992. С. 303-310.

87. *Груздев Б.И., Мартыненко В.А., Тарбаева В.М.* Современная номенклатура сосудистых растений европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1999. 124 с.
88. *Давыдова Н.Д.* Ландшафтно-геохимические барьеры и их классификация // География и природные ресурсы, 2005. № 4. С. 24-30.
89. *Данилов И.Д.* Останцово-нивалльные конические холмы в арктических тундрах // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1965. № 1. С. 23-31.
90. *Дедков В.С.* Почвы равнины Ямала. Почвенный покров водоразделов // Природа Ямала / Отв. ред. Л.Н. Добринский. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1995. С. 103-121.
91. *Дерягин Б.В., Киселева О.А., Соболев В.Д., Чураев Н.В.* Течение незамерзающей воды в пористых телах // Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. С. 101-116.
92. *Дерягин Б.В., Чураев Н.В.* Свойства и кинетика влаги в пористых телах // Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. С. 7-31.
93. *Добровольский В.В.* География микроэлементов: Глобальное рассеяние. М.: Мысль, 1983. 272 с.
94. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. М., 1998. 413 с.
95. *Домчак В.В.* Принципы оценки экзогенных геохимических аномалий при поисках медноколчеданного и полиметаллического оруденения в условиях северных районов Урала: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М., 1975.
96. *Дривер Дж.* Геохимия природных вод. М.: Мир, 1985. 439 с.
97. *Евдокимова Т.В., Кузнецова Е.Г.* Организация мониторинга на урбанизированных территориях с учетом ландшафтной структуры (на примере Воркутинского промышленного района) // Некоторые подходы к организации экологического мониторинга в условиях Севера. Сыктывкар, 1996. С. 8-15. (Тр. Коми НЦ УрО РАН, № 147).
98. *Евсеев А.В.* Биоиндикация и аэротехногенное распространение тяжелых металлов в геосистемах севера Евразии // Материалы четвертой Российской биогеохимической школы «Геохимическая экология и биогеохимическое изучение таксонов биосферы». М.: Наука, 2003. С. 45-56.
99. *Елпатьевский П.В.* Химический состав снеговых вод и его изменение техногенными факторами // Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. Владивосток, 1976. С. 45-63.
100. *Елпатьевский П.В.* Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. М.: Наука, 1993. 253 с.
101. *Еришов Э.Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 211 с.
102. *Железнова Г.В.* Флора листостебельных мхов европейского Северо-Востока. СПб.: Наука, 1994. 149 с.
103. *Забоева И.В.* Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975. 343 с.
104. *Зверева Т.С.* О поведении железа в почвах тундры // Биологические науки, 1983. № 6. С. 97-101.
105. *Зверева Т.С., Игнатенко И.В.* Внутрипочвенное выветривание минералов в тундре и лесотундре. М.: Наука, 1983. 230 с.
106. *Зимон А.Д.* Что такое адгезия. М.: Наука, 1983. 176 с.

107. *Зонтов Н.С.* О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд // ДАН СССР, 1959. Т. 129. № 2. С. 405-407.

108. *Зхус И.Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 268 с.

109. *Иванов А.В., Базарова В.Б.* Химическое выветривание пирита водой и различными водными растворами при положительных и отрицательных температурах // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985. С. 115-123.

110. *Игнатенко И.В.* Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 279 с.

111. Изменение преродной среды под влиянием нефтедобывающей промышленности на европейском северо-востоке СССР (заключительный отчет) / Научный архив Коми НЦ УрО РАН. Ф. 1. Оп. 9. Д. 605. Сыктывкар, 1985. 324 с.

112. *Израилев В.И.* О верхних валунных суглинках Воркутинского района. Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 119-148.

113. *Ильин В.Б.* Элементный химический состав растений. Новосибирск: Наука, 1985. 129 с.

114. *Илькун Г.М.* Экофизиологические аспекты взаимодействия растений с атмосферными загрязнителями // Растения и окружающая среда. Днепропетровск, 1990. С. 94-97.

115. *Исаченко А.Г.* Ландшафты СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.

116. *Ифанов С.А.* Древний рельеф Воркутского промышленного района и некоторые особенности его происхождения // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 17-24.

117. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.

118. *Каравеева Н.А.* Кислые элювиально-глеевые почвы средней и северной тайги Западной Сибири // Почвоведение, 1973. № 3. С. 3-18.

119. *Касимов Н.С.* Геохимия ландшафтов зон разломов (на примере Казахстана). М.: Изд-во МГУ, 1980. 119 с.

120. *Касимов Н.С.* Геохимия степных и пустынных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1988. 254 с.

121. *Касимов Н.С.* Эколого-геохимические оценки городов // Вестн. МГУ. Сер. 5. Геогр., 1990. № 3. С. 3-12.

122. *Касимов Н.С.* Базовые концепции и принципы геохимии ландшафтов // Геохимия ландшафтов и география почв. Смоленск, 2002. С. 23-40.

123. *Кауричев И.С., Орлов Д.С.* Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 247 с.

124. *Кашик С.А.* Формирование минеральной зональности в корках выветривания. Новосибирск: Наука, 1989. 161 с.

125. *Квиливидзе В.И., Киселев В.Ф., Ушакова Л.А.* О существовании квазижидкой пленки на поверхности льда // ДАН СССР, 1970. Т. 191. № 5. С. 1125-1127.

126. *Ковалев В.А., Генералова В.А.* Взаимодействие гумусовых кислот с элементами-гидролизатами // *Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания.* Минск, 1969. С. 91-99.
127. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 144 с.
128. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимия растений. Новосибирск: Наука, 1991. 294 с.
129. *Ковальский В.В.* Геохимическая экология. М.: Наука, 1974. 298 с.
130. *Ковальский В.В.* Современные направления и задачи биогеохимии // *Биологическая роль микроэлементов.* М.: Наука, 1983. С. 3-17.
131. *Ковальский В.В., Андрианова Г.А.* Микроэлементы (Cu, Co, Zn, Mo, Mn, V, I, Sr) в почвах СССР. Улан-Удэ, 1968. 56 с.
132. *Козлова О.Н., Дронова Т.Я., Соколова Т.А.* О буферных реакциях при взаимодействии тонкодисперсных фракций подзолистых почв с кислыми осадками // *Почвоведение*, 1999. № 6. С. 721-726.
133. *Кокин А.В.* Бериллий в сульфатах криолитозоны Южного Верхоянья // *ДАН СССР*, 1982. Т. 267, № 5. С. 1229-1230.
134. *Колотов Б.А., Киселева Е.А., Рубейкин В.З.* К вопросу о вторичном рассеянии рудных месторождений // *Геохимия*, 1965. № 7. С. 878-880.
135. *Кондратова Н.С.* Почвы юго-восточной части Большеземельской тундры и их гидротермический режим: Автореф. дис. канд. наук. М., 1965. 24 с.
136. *Копанев И.Д.* Климатические аспекты изучения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 239 с.
137. *Копейкин В.В.* Характеристика окислительно-восстановительного барьера в процессе выветривания // *ДАН СССР*, 1984. Т. 276. № 3. С. 699-703.
138. *Котелина Н.С., Арчегова И.Б.* Исмаил Сыдыкович Хантимер. Сыктывкар, 1996. 35 с. (Сер. Люди науки / Коми НИЦ УРО РАН; Вып. 15).
139. *Кравцов Е.Д.* Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений северо-востока Якутской ССР // *Проблемы криологии.* М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 164-175.
140. *Крайнов С.Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
141. *Кривоулицкий Д.А., Тихомиров Ф.А., Федоров Е.А.* Биоиндикация и экологическое нормирование // *Влияние промышленных предприятий на окружающую среду.* М.: Наука, 1987. С. 18-27.
142. *Кринари Г.А.* Дисперсные слоистые силикаты (минералы глин) // *Рентгенография основных типов породообразующих минералов.* М.: Недра, 1982. С. 106-120.
143. *Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
144. *Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 345 с.
145. *Кунце Г.* Загрязнение почвы железом и заохривание труб. М.: Агропромиздат, 1986. 103 с.
146. *Лапо А.В.* Следы былых биосфер. М.: Знание, 1987. 208 с.

147. *Латимер В.М.* Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах / Пер. с англ. // Под ред. К.В. Астахова. М.: Иностран. лит.-ра, 1954. 435 с.

148. *Лазуков Г.И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1970. 321 с.

149. *Ливеровская Т.И.* Особенности почв и почвенного покрова арктической тундры полуострова Ямал на стенде «Западная Сибирь» в музее земледелия МГУ / Жизнь Земли, 1970. № 6. С. 169-178.

150. *Лиштван И.И., Королева Л.П.* Исследования ионообменных свойств торфа // Сб. науч. тр. Калининского политехн. ин-та. Калинин, 1974. Вып. XXVII (13). С. 33-40.

151. *Лиштван И.И., Базин Е.Т., Гамаюнов Н.И., Терентьев А.А.* Физика и химия торфа. М.: Недра, 1989. 304 с.

152. *Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л.* и др. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 312 с.

153. *Лычагин М.Ю.* Минерализация и химический состав атмосферных осадков в Арктическом секторе Евразии // Вест. МГУ. Сер. 5. Геогр., 1981. № 5. С. 80-91.

154. *Любимов Б.П.* Нивальное преобразование рельефа равнинных территорий // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967. № 1. С. 38-46.

155. Магнитный резонанс при изучении природных образований / *Б.Ф. Алексеев, А.М. Белоногов, Ю.В. Богачев* и др. Л.: Недра, 1987. 192 с.

156. *Макунина Г.С.* Геохимические особенности ландшафтов Кабанской зеленокаменной полосы Среднего Урала в связи с поисками медно-колчеданных месторождений: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974. 24 с.

157. *Малюга Д.П.* Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.

158. *Медников Е.П.* Турбулентный перенос и осаждение аэрозолей. М.: Наука, 1980. 176 с.

159. *Мельников П.И., Иванов О.П., Макаров В.Н.* и др. Явление криогенной миграции химических элементов и его значение для поисков месторождений в районах многолетней мерзлоты // ДАН СССР, 1988. Т. 303. № 4. С. 963-967.

160. Методы изучения техногенных геохимических аномалий / Отв. ред. С.В. Григорян. М.: ИМГРЭ, 1984. 86 с.

161. Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985. 211 с.

162. *Мирошников Л.Д., Щеглова О.С.* О концентрации водорастворимых сульфатов на полуострове Челюскина // Записки ВМО. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 88. Вып. 6. С. 686-692.

163. Мониторинг природной среды Кольского Севера / Под ред. В.В. Крючкова. Апатиты, 1984. 94 с.

164. *Московченко Д.В.* Нефтегазодобыча и окружающая среда: эколого-геохимический анализ Тюменской области. Новосибирск: Наука, 1998. 112 с.

165. *Нечаева Е.Г.* Ландшафтно-геохимический анализ динамики таежных геосистем. Иркутск, 1985. 210 с.

166. *Нечаева Е.Г., Давыдова Н.Д.* Принципы изучения природной и техногенной динамики ландшафтов Сибири // География и природные ресурсы, 2008, № 1. С. 41-49.
167. Нефтегазонасность северных районов Западной Сибири. Тюмень, 1986. 286 с.
168. *Никитина И.Б.* Геохимия ультрапресных вод мерзлотных ландшафтов. М.: Наука, 1977. 148 с.
169. *Новаковская Т.В., Акульшина Н.П.* Изменение видового состава и структуры фитоценозов плоско-бугристого болота при техногенных нарушениях (Харьягинское нефтегазовое месторождение) / Биологическое разнообразие антропогенно-трансформированных ландшафтов европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1996. С. 31-41 (Тр. Коми НЦ УрО РАН, № 149).
170. *Оболкин В.А., Ходжер Т.В., Анохин Ю.А.* и др. Кислотность атмосферных выпадений в регионе Байкала // Метеорология и гидрология, 1991. № 1. С. 55-60.
171. *Орлова В.В.* Климат СССР. Вып. 4. Западная Сибирь. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 356 с.
172. *Осадчая Г.Г.* Теплоизолирующее воздействие моховых покровов на температуру пород деятельного слоя // Криосфера Земли, 2000. Т. IV. № 2. С. 24-30.
173. *Перельман А.И.* Очерки геохимии ландшафта. М.: Географгиз, 1955. 59 с.
174. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Наука, 1968. 271 с.
175. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
176. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 394 с.
177. *Перельман А.И.* Биокосные системы земли. М.: Наука, 1977. 180 с.
178. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. С. 345.
179. *Перельман А.И.* Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 151 с.
180. *Перельман А.И.* Теоретические аспекты техногенной миграции. М.: ИМГРЭ, 1984. С. 3-8.
181. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
182. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрель, 2000, 1999. 768 с.
183. *Перельман А.И., Мырлян Н.Ф.* О геохимических принципах систематики антропогенных ландшафтов // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1984. № 2. С. 44-49.
184. *Пиковский Ю.И.* Геохимические особенности техногенных потоков в районах нефтедобычи // Техногенные потоки и состояние экосистем. М.: Наука, 1981. С. 134-148.
185. *Пиковский Ю.И.* Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1993. 207 с.
186. Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. Методическое руководство. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 423 с.
187. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1974. 249 с.

188. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 1975. 273 с.
189. *Полынов Б.Б.* Валовый почвенный анализ и его толкование // Почвоведение, 1944. № 10. С. 482-490.
190. *Полынов Б.Б.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 751 с.
191. Природа Ямала / Отв. ред. Л.Н. Добринский. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1995. 435 с.
192. Природная среда Ямала / *В.Р. Цибульский, Э.И. Валеева, С.П. Арефьев* и др. В 3-х томах. Тюмень, 2000. Т. 2. 104 с.
193. Растения и химические канцерогены. М.: Наука, 1979. 209 с.
194. Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 429 с.
195. Растительный покров и его синантропизация в промзоне поселка нефтяников Харьягинск (Ненецкий автономный округ) / *Н.П. Акульшина, Н.В. Владимиров, Т.В. Новаковская, Г.С. Шушпанникова* // Актуальные проблемы химии и биологии европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1993. Вып. 2. С. 210-249.
196. *Ребриская О.В.* Особенности распространения сосудистых растений на п-ове Ямал (Западносибирская Арктика) // Сравнительная флористика на рубеже III тысячелетия: достижения, проблемы, перспективы: Матер. V рабочего совещ. по сравнительной флористике (Ижевск, 1998 г.). СПб.: БИН РАН, 2000. С. 84-94.
197. *Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. Вып. 40. 171 с.
198. *Рихтер Г.Д.* Снежный покров, его формирование и свойства. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
199. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.
200. *Романова Е.Н.* Микро- и мезоклиматы Таймыра // Структура и функции биогеоценозов Таймырской тундры. Л.: Наука, 1978. С. 5-29.
201. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
202. *Сабинин Д.А.* Физиологические основы питания растений. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 512 с.
203. *Садов А.П.* Специфика техногенной геохимической трансформации почв и ландшафтов лесотундры Западной Сибири в сфере влияния добычи нефтегазоконденсатного сырья (на примере Уренгойского промысла): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1998. 24 с.
204. *Саэт Ю.Е.* Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. М.: Наука, 1982. 172 с.
205. *Саэт Ю.Е., Смирнова Р.С.* Геохимические принципы выявления зон воздействия промышленных выбросов в городских агломерациях // Вопросы географии. М.: Мысль, 1983. Вып. 120. С. 45-55.
206. *Самонова О.А.* Геохимическая дифференциация лесостепных ландшафтов Кокчетавской и Приволжской возвышенностей: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1989. 21 с.
207. *Сергеев Н.Б.* Динамика формирования зонального профиля выветривания сульфидных месторождений // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 6. С. 547-557.

208. *Серебряков И.Г.* Экологическая морфология растений. М.: Высшая школа, 1962. 321 с.
209. *Скарлыгина-Уфимцева М.Д.* Системно-иерархический анализ микроэлементного состава фитобиоты ландшафтов // Проблемы геохимической экологии / Тр. Биогеохимической лаборатории. М.: Наука, 1991. Т. 22. С. 120-134.
210. *Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 102 с.
211. *Снытко В.А.* Геохимические исследования метаболизма в геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 149 с.
212. *Соколова Т.А.* Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 247 с.
213. *Солнцева Н.П.* Методика ландшафтно-геохимических исследований влияния техногенных потоков на среду // Техногенные потоки в ландшафтах и состояние экосистем. М.: Наука, 1981. С. 41-78.
214. *Солнцева Н.П.* Геохимическая совместимость природных и техногенных потоков // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды. Вопросы географии. М.: Мысль, 1983. Вып. 120. С. 28-41.
215. *Солнцева Н.П.* Добыча нефти и геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 376 с.
216. *Солнцева Н.П.* Геохимия ландшафтов в районах добычи и транспортировки углеводородного сырья // География, общество, окружающая среда. Т. IV: Природно-антропогенные процессы и экологический риск / Под ред. проф. М.С. Малхазовой и проф. Р.С. Чалова. М.: Издательский дом «Городец», 2004. С. 416-427.
217. *Солнцева Н.П., Касимов Н.С.* Техногенные потоки и ландшафтно-геохимические барьеры // Исследования окружающей среды геохимическими методами. М.: ИМГРЭ, 1982. С. 15-24.
218. *Сорокина Е.П., Дмитриева Н.К., Карнов Л.К., Трихалина Н.Ю.* Дифференциация геохимического фона природной среды на основе ландшафтно-геохимического районирования территории // География и природные ресурсы, 2007. № 2. С. 143-152.
219. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. Вып. 2. Т. 3. 444 с.
220. *Степанов И.Н.* Снежный покров и формирование почв высокогорий // Почвоведение, 1962. № 3. С. 44-51.
221. Структура платформенного чехла европейского Севера СССР / Ред. В.А. Дедеев. Л.: Наука, 1982. 200 с.
222. *Тайсаев Т.Т.* Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981. 136 с.
223. *Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
224. *Тентюков М.П., Кузиванова С.В.* Возможность биоиндикации нарушений растительного покрова при проведении буровых работ на нефтяных месторождениях Большеземельской тундры // Природопользование и охрана окружающей среды Тимано-Печорского ТПК. Сыктывкар, 1986. С. 95-105. (Тр. Коми филиала АН СССР, № 76).
225. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

226. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия / *В.М. Гольдберг, В.П. Зверев, А.И. Арбузов* и др. М.: Наука, 2001. 125 с.
227. *Титлянова А.А.* Вариабельность элементного химического состава растений // Изв. Сиб. отд. АН СССР. Сер. биол. наук, 1972. № 5. Вып. 1. С. 21-32.
228. *Тихомиров Б.А.* Некоторые особенности снежного покрова тундры и его влияние на существование растительности // Снег и талые воды: их изучение и использование / Отв. ред. Г.Д. Рихтер. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 206-239.
229. *Ткалич С.М.* Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1970. 200 с.
230. *Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э.* Статистическая обработка геохимических данных. М.: Наука, 1975. 233 с.
231. *Тонконогов В.Д.* Почвенный покров / Ямало-Гыданская область (физико-географическая характеристика). Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 169-198.
232. *Тютюнова Ф.И.* Гидрогеохимия техногенеза. М.: Наука, 1987. 335 с.
233. *Уоллинг Ч.* Свободные радикалы в растворе / Под ред. Г.А. Разуваева. М.: Иностран. лит., 1960. 531 с.
234. *Уошборн А.Л.* Мир холода. Геокриологические исследования / Пер. с англ. М.: Прогресс, 1988. 384 с.
235. *Хантимер И.С.* Сельскохозяйственное освоение тундры. Л., 1974. 231 с.
236. *Хауффе Е.* Реакции в твердых телах и на поверхности. М.: Иностран. лит., 1960. Ч. I. 415 с.
237. *Хромов С.П.* Метеорология и климатология: Учебник. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 491 с.
238. *Фортескью Дж.* Геохимия окружающей среды. М.: Мир, 1985. 360 с.
239. *Фотиев С.М.* Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999. Т. III. № 2. С. 40-65.
240. *Черепанов С.К.* Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). СПб.: Мир и семья, 1995. 992 с.
241. *Чирва С.А.* О каолинизированных отложениях севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1963. Вып. 225. С. 31-49.
242. *Шапошникова Е.А., Чупрова А.А., Саешкин Н.С.* Геокриологическая характеристика нижнего и среднего течения Харьяги, притока Колвы // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1982. Вып. XX. С. 192-199.
243. *Школьник М.Я.* Микроэлементы в жизни растений. Л.: Наука, 1974. 215 с.
244. *Шоу Д.М.* Геохимия микроэлементов в кристаллических породах. Л.: Недра, 1969. 219 с.
245. *Шуйцев Ю.К.* Деградация и восстановление растительных сообществ тайги в сфере влияния нефтедобычи // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. М.: Наука, 1982. С. 70-81.

246. Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н.С. Касимова. М.: Изд-во МГУ, 1995. 336 с.
247. Экологическая химия водной среды // Матер. I-й Всесоюз. школы (Кишинев, 24-26 октября 1985 г.). М., 1988. 360 с.
248. Юдович Я.Э., Гольберг Ю.И., Юшкова Г.И., Иванова Ш.И., Соколов М.В. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях // Литология и полезные ископаемые, 1970. № 5. С. 131-142.
249. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 303 с.
250. Юдович Я.Э. Курс геохимии осадочных пород (избранные главы): Учебное пособие. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2001. 284 с.
251. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 655 с.
252. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 538 с.
253. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
254. Юфа Б.А., Гурвич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля // Геохимия, 1964. № 8. С. 817-824.
255. Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза: Учебное пособие. Владивосток: Дальнаука, 2000. 336 с.
256. De Biasi R.S., Rodrigues D.C.S. Influence of iron concentration and partial size on ESR linewidth of $Al_2O_3 \cdot Fe^{3+}$ powders // J. Materials Sc. Letters., 1983. Vol. 2. P. 210-212.
257. Durham O.C. The volumetric incidence of atmospheric allergens. II. Simultaneous measurements by volumetric and gravity slide methods. Result with ragweed pollen and *Alternaria* spores // J. Allergy, 1944. Vol. 15, № 3. P. 226-235.
258. Jenne E.A. Trace element sorption by sediments and soils – sites and processes. Symposium on Molybdenum in the Environment, Vol. 2, ed. W. Chappel and K. Petersen. Marcel Dekker, New York, 1977. P. 425-553.
259. Shigeru M., Noboru N., Wenhong M., Yoshisuke M., Takeshi K. Winter CO_2 flux from soil and snow surfaces in a cool-temperate deciduous forest // Ecol. Res., 2000. Vol. 15. № 4. P. 363-372.
260. Turunen M., Huttunen S. A review of the response of epicuticular wax of conifer needles to air pollution // J. Environ. Qual, 1990. Vol. 19, № 1. P. 35-45.
261. Ugolini F.C., Anderson D.M. Ionic migration in frozen Antarctic soil. Antarctic. J.U.S., 1972. Vol. 7, № 4. P. 112-113.

Научное издание

Михаил Пантелеймонович Тентюков

ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ РАВНИННЫХ ТУНДР
(на примере Ямала и Большеземельской тундры)

*Рекомендовано к изданию
ученым советом Института биологии Коми НЦ УрО РАН*

Редактор О.П. Сыромолотова
Оригинал-макет и корректура Е.А. Волкова
Графический дизайн Р.А. Микушев

Лицензия № 19-32 от 26.11.96 г. КР 0033 от 03.03.97 г.

Компьютерный набор. Подписано в печать 25.08.2010. Формат 60×90^{1/16}.
Бум. офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16.25. Уч.-изд. л. 16.0.
Тираж 250. Заказ 22(10).

Информационно-издательский отдел
Института биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН.
167982, г. Сыктывкар, ул. Коммунистическая, д. 28.