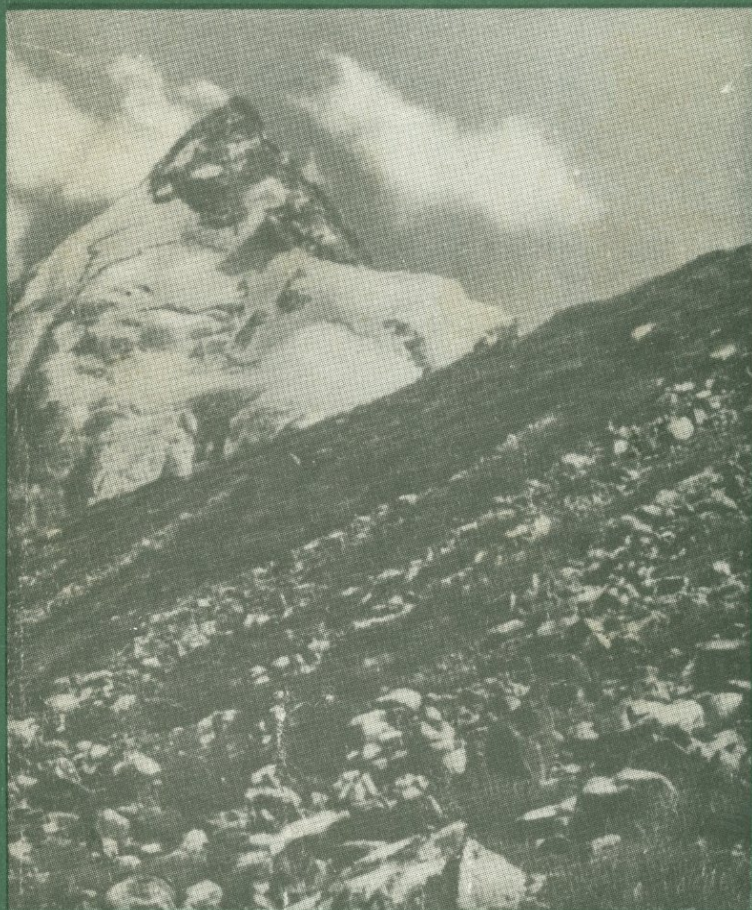


А.Г. НАЗАРОВ

# ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ АГРОХИМИИ И ПОЧВОВЕДЕНИЯ

550.8.

А. Г. Назаров

ГЕОХИМИЯ  
ВЫСОКОГОРНЫХ  
ЛАНДШАФТОВ

1152



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



Впервые рассмотрены геохимические особенности высокогорных областей (на примере Кавказа). Исследованы условия миграции элементов, влияние на миграцию ледников и снежников, формирование кислородных геохимических барьеров. Изложены принципы составления ландшафтно-геохимических карт для поисков полезных ископаемых. Анализируются особенности геохимических поисков рудных месторождений.

Ответственный редактор  
Е.И.ПАРФЕНОВА

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Впервые в полном объеме и соответствии с теорией и методикой Б.Б.Полынова исследования геохимии ландшафтов с целью поисков полезных ископаемых были поставлены М.А.Глазовской (на Урале) и А.И.Перельманом (в Средней Азии). Это был также и первый поиск приложения метода к важной хозяйственной проблеме, проведенный на больших территориях. Он требовал разработки специфических для этой задачи приемов полевых исследований и картографирования геохимических ландшафтов, подбора наиболее выразительных геохимических показателей, создания особой классификации и много другого. Как следствие появились новые усовершенствования методики и новые теоретические построения.

Теперь, хотя основные задачи находят свое разрешение, все же остается много вопросов и теоретического, и практического характера, и каждая новая экспериментальная работа вносит свой вклад в развитие этого учения.

С позиций учения геохимии ландшафта выполнена и работа А.Г.Назарова. В книгу вложен огромный фактический материал по изучению геохимии высокогорных районов Центрального Кавказа, полученный на основании собственных многолетних исследований и литературных данных. В ней приведены многочисленные минералогические и химические (включая микроэлементы) характеристики ряда горных пород, мелкозема, природных вод — рек, ручьев, ключей, подледных вод; показан широкий масштаб эрозийных процессов — механического перемещения продуктов разрушения пород, твердого стока, мутности вод и др.

Природные условия обрисованы с той мерой выразительности, которая позволяет увидеть общую обстановку высокогорий и вынести представление о существующих связях, внешних и внутренних, определяющих роль миграции элементов в развитии ландшафтов и служащих обоснованием подходов к поискам полезных ископаемых. Главное внимание уделено исследованиям труднодоступных районов распространения ледников и снежников, которые с точки зрения геохимии ландшафтов почти не изучены. Помимо многообразных сведений о формах, залегании, распределении разных видов льда и снега, о своеобразии их химического состава, показано их влияние на природу прилегающих к ним нижележащих территорий, вплоть до изменения порядка чередования вертикальных зон с выпадением отдельных из них в непосредственной близости к ледникам. Большой интерес представляют обнаруженные автором кислородные геохими-

ческие барьеры, возникающие в местах выхода подледных вод на дневную поверхность, их описание и подробный разбор этого природного явления.

Сложность строения горных областей чрезвычайно затрудняет выделение геохимических ландшафтов как определенных единиц. Автор по характерным природным условиям и особенностям физической и химической миграции выделяет совокупности элементарных ландшафтов и геохимические сопряжения от нивальных к нижележащим ландшафтам, а также сопряжения в областях тектонических разломов разных высотных зон. С учетом геологических, почвенных, ботанических карт и согласно классификации А.И.Перельмана составлены карты геохимических ландшафтов двух крупных высокогорных массивов. Они представляют большую ценность как со стороны освещения геохимической обстановки конкретной территории Кавказа, так и со стороны установления определенных закономерностей формирования геохимии высокогорных ландшафтов вообще.

Большое место в монографии занимают вопросы поисков рудных месторождений. В ней подробно рассмотрены различные методы, применяемые в этих целях, и дана их сравнительная оценка.

В экспозиции "Человек и биосфера" Постоянной выставки работ АН СССР на ВДНХ работа А.Г.Назарова в 1973 г. была удостоена Золотой медали.

Книга хорошо иллюстрирована фотографиями высокогорий.

Широкий круг теоретических и практических вопросов, рассмотренных в книге А.Г.Назарова, представляет интерес не только для геологов, но и для геохимиков, почвоведов, географов, биологов; живо и с увлечением написанная, она несомненно привлечет внимание читателей.

*Е.И.Парфенова.*

## ВВЕДЕНИЕ

Геохимия ландшафта – новое научное направление, основы которого заложены трудами академика Б.Б.Польнова и его учеников. Это направление привлекает все большее внимание геохимиков, географов, почвоведов и особенно геологов-поисковиков. В методах геохимии ландшафта они находят возможности решения многих насущных задач поисковых исследований. Автор пришел к геохимии ландшафта также от практики поисковых работ в высокогорных областях Кавказа.

К высокогорным районам, занимающим преимущественно участки геосинклинальных областей, приурочены крупные полиметаллические и редкометалльные провинции нашей страны. В настоящее время здесь производится большой объем поисково-съёмочных работ; в общем комплексе поисковых исследований значительная роль принадлежит геохимическим методам поисков. В результате их широкого применения в высокогорных районах Кавказа обнаружено много вторичных ореолов и потоков рассеяния.

Но дальнейшая интерпретация выявленных геохимических аномалий представляет большие трудности. Это связано с тем, что до сих пор недостаточно учитываются особенности миграции элементов и условия образования ореолов рассеяния в геохимически различных природных обстановках высокогорий.

Учение Б.Б.Польнова о геохимических ландшафтах служит теоретической базой и практическим руководством к раскрытию основных законов геохимических миграций атомов в сложных природных комплексах – геохимических ландшафтах. Нам приятно сознавать, что с высокогорными областями, особенно высокогорьями Кавказа, исторически связана разработка важных аспектов самой теории и методологии геохимии ландшафта. Исследования учеников Б.Б.Польнова М.А.Глазовской, Е.И.Парфеновой, М.А.Бобрицкой, И.А.Ассинг, труды Н.А.Буша, С.А.Захарова, А.А.Гроссгейма, Н.И.Кузнецова, Ю.А.Ливеровского, О.Н.Михайловской, И.С.Шукина, Г.К.Тушинского и других ученых заложили фундамент для познания закономерностей геохимии ландшафтов высокогорных стран.

В нашей работе предпринята попытка геохимического анализа высокогорных областей Кавказа. Основными материалами послужили результаты поисково-геохимических работ, проведенных автором в Северо-Кавказском государственном геологическом управлении (СКГУ) в период 1960–1965 гг. Полевые работы и обобщение полученных данных были продолжены в Институте геологии рудных

месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ АН СССР) в 1965–1968 гг. под руководством А.И.Перельмана и в 1968–1972 гг. в Институте агрохимии и почвоведения АН СССР (ИАП АН СССР). Детальные исследования проведены нами на территории двух наиболее труднодоступных высокогорных районов Центрального Кавказа, общей площадью до 1000 км<sup>2</sup>, для которых составлены ландшафтно-геохимические карты среднего масштаба. В целях обобщения и сравнительной характеристики полученных результатов использованы данные по смежным территориям Кавказа, изложенные в отчетах геологических партий СКГУ.

Подвляющее большинство химических, спектральных и минералогических анализов выполнены в Центральной лаборатории Северо-Кавказского геологического управления (ЦЛ СКГУ) с помощью аналитиков А.И.Булавкина, К.М.Красник, З.Ревы, П.С.Долгановой и др. Контрольные анализы, показавшие хорошую сходимость результатов с данными ЦЛ СКГУ, произведены в Центральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (химик-аналитик Ю.В.Долинина).

В течение многих лет работы, связанной с высокогорными областями Кавказа, автор опирался на доброжелательную критику и советы А.А.Саукова, А.И.Перельмана, А.П.Соловова, И.И.Гинзбурга, А.А.Бродского и всего коллектива научных сотрудников Отдела геохимии ИГЕМ АН СССР.

За большую помощь и дружеское участие в поисково-геохимических исследованиях приношу особую признательность своим товарищам по работе в ледниковых областях Кавказа – геологам Северо-Кавказского геологического управления В.С.Гробману, Н.М.Череповскому, В.И.Серебряйскому, В.М.Андрееву, Н.Г.Бобовникову, А.А.Путан, В.И.Резникову, а также всему коллективу геологов Комплексной геологической экспедиции, сотрудникам Центральной лаборатории, геологическому отделу и руководству СКГУ.

В работе над рукописью и подготовке ее к печати неоценимую помощь мне оказал Владимир Маркович Заранкин.

**ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ  
ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ И  
ОБЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВЫСОКОГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО  
КАВКАЗА**

Поскольку любая карта представляет графическое пространственное отображение определенным образом классифицированных объектов, методика составления ландшафтно-геохимических карт должна быть основана на классификации геохимических ландшафтов. Известно несколько принципиально различных подходов к классификации (Перельман, 1961, 1966; Глазовская, 1964; Ермолаев, см. Геохимия ландшафтов..., 1966). Мы приняли за основу геохимическую классификацию ландшафтов А.И.Перельмана, проработав ее применительно к условиям высокогорий.

Прежде чем изложить принципы составления ландшафтно-геохимических карт высокогорных районов, рассмотрим кратко основные понятия геохимии ландшафта — "элементарный" и "геохимический" ландшафты.

Элементарным ландшафтом Б.Б.Полынов называл участки рельефа земной поверхности, сложенный одной породой, почвой, растительной ассоциацией; таким "атомам ландшафта" должна быть свойственна однородность гипергенной миграции химических элементов. Определить степень однородности миграции пока еще трудно, так как неясны количественные критерии, которые должны быть положены в основу выделения геохимически однородных участков.

Примером элементарных ландшафтов в высокогорных районах Кавказа служат: скальные гребни на водоразделах долин, сложенные одними и теми же породами; участки горных склонов с одинаковым типом растительности (например, альпийские луга); поверхности выравнивания; участки флювиогляциальных террас и т.д. При этом в пределах элементарного ландшафта, согласно Б.Б.Полынову, должен сохраняться один и тот же характер взаимодействия между горными породами, водами и живым веществом. Те же горные склоны, покрытые альпийскими лугами, но сложенные разными горными породами, относятся к различным элементарным ландшафтам.

Множество взаимных переходов петрографических разновидностей горных пород, пестрота растительных ассоциаций даже в границах

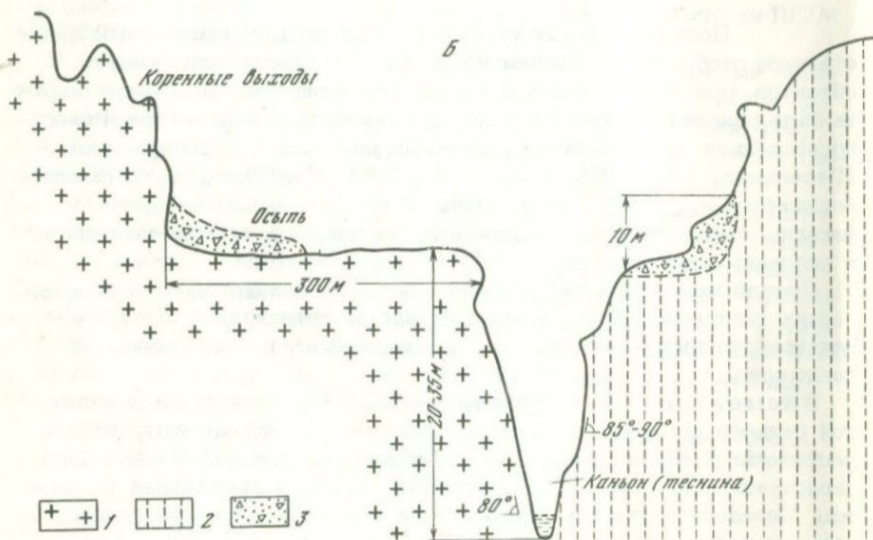
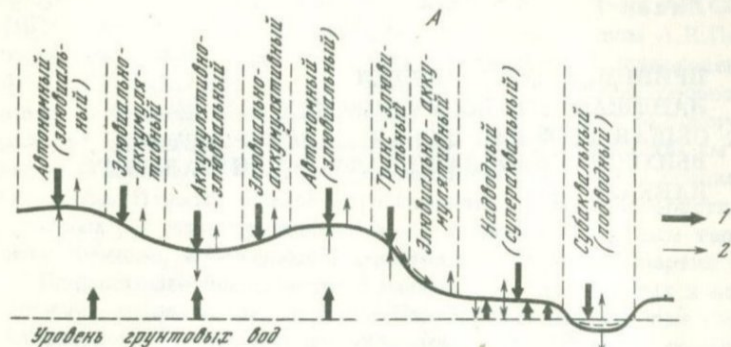


Рис. 1. Взаимоотношение элементарных ландшафтов в пределах геохимического ландшафта.

А. Основные типы элементарных ландшафтов (по Б.Б.Полынову, с дополнениями М.А.Глазовской, 1964)

1 - поступление веществ в ландшафт (из атмосферы, грунтовых вод); 2 - удаление веществ из ландшафта (в атмосферу, грунтовые и поверхностные воды).

Б. Пример нивального геохимического ландшафта Центрального Кавказа (сопряжение элементарных ландшафтов водораздельных скальных гребней, крутых горных склонов, древних поверхностей выравнивания и речных долин)

одного растительного сообщества, невыдержанность по мощности и составу четвертичных отложений представляют большие трудности в выделении элементарных ландшафтов. В высокогорьях эта проблема усложняется из-за влияния расчлененного рельефа и вертикальной поясности ландшафтов. Мы далеки еще от окончательного решения вопроса о геохимической однородности элементарного ландшафта. Это одна из актуальных задач предстоящих исследований.

Рассматривая сочетание элементарных ландшафтов, Б.Б.Полынов (рис. 1) выделил по условиям миграции химических элементов три основных типа — элювиальный, супераквальный (надводный) и субаквальный (подводный). А.И.Перельман (1961) предложил заменить термин "элювиальный" термином "автономный". Дополнила и детализировала эту схему М.А.Глазовская (1964).

На основе разработанного метода сопряженного геохимического анализа Б.Б.Полынов показал, что ландшафты водоразделов, склонов, долин, водотоков — не отдельные изолированные участки земной поверхности, а связанные между собой миграцией атомов, общим стоком вещества части единого целого; оно и было названо им геохимическим ландшафтом (1944 г.). Таким образом, геохимический ландшафт — это объективно существующая степень единства биосферы, степень ее структурности, и все развитие земной поверхности происходило и происходит не по отдельным изолированным ячейкам — элементарным ландшафтам, а в системе природных комплексов, геохимических ландшафтов.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАНДШАФТОВ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ

В геохимической классификации А.И.Перельмана (1961, 1966) наибольшее таксономическое значение придается формам движения материи, с которыми связана миграция атомов в ландшафте. Все ландшафты разделяются на два ряда — биогенные и абиогенные.

Исходя из учения В.И.Вернадского о биосфере как о "сфере жизни", охватывающей всю планету, проникающей на несколько километров в глубины Земли, мы не можем согласиться с существованием в природе абиогенных, лишенных жизни ландшафтов, даже в ледяных покровах Арктики и Антарктики; известно, что все природные льды содержат бактерии<sup>1</sup>. Считая биологическую форму высшей

<sup>1</sup> В работе В.И.Вернадского "История природных вод", написанной в период 1926—1930 гг., приведены фактические данные по количественному содержанию бактерий в различных природных образованиях льда (глетчеры, снег, град). Позже В.И.Вернадский (1938) подчеркивал необходимость специального изучения биогенеза льда арктических областей.

формой движения и расчленения всю ландшафтную сферу на биогенные и абиогенные ландшафты, А.И. Перельман абиогенные ландшафты исключает практически из поля зрения. Следовательно, на самой высокой ступени классифицируются не свойства самих геохимических ландшафтов, а форма движения материи (другое тектономическое основание), что противоречит логическим основам классификации. Ландшафты не являются "складом" отдельных форм движения, их развитие представляет процесс взаимодействия всех форм движения материи; определяющей, результирующей из них служит, по-видимому, не биологическая, а планетарная, или геологическая форма движения материи. Большинство исследователей все высокогорные районы Кавказа и других высокогорных стран относят к биогенным ландшафтам (Ассинг, 1949; Бобрицкая, 1950; Парфенова, 1950; Глазовская, 1950, 1952; Назаров, 1963; Гулишавили, 1964).

Ряды ландшафтов, в соответствии с особенностями биологического круговорота воздушных мигрантов (соотношение между общей массой живого вещества и ежегодной продукцией, виды организмов, осуществляющих круговорот) и типами биологического круговорота, разделяются на четыре группы: 1) лесные; 2) луговые и степные; 3) тундровые; 4) примитивно-пустынные. В высокогорных районах Кавказа в группу лесных ландшафтов входят все хвойные и лиственные леса без подразделения, в группу луговых и степных – субальпийские и альпийские, в группу примитивно-пустынных – субнивальные и нивальные вместе с ледниками и вечными снегами (рис.2)<sup>1</sup>.

В пределах групп, также по особенностям биологического круговорота воздушных мигрантов (С, Н, N, O), но уже с учетом количества биомассы и ее химического состава, ежегодной продукции живого вещества и опада, практически же по растительному покрову, выделены типы ландшафтов. В высокогорных районах Центрального Кавказа отчетливо различаются 6 типов: хвойные (сосновые) и лиственные (березовые) леса, субальпийские, альпийские, субнивальные и нивальные ландшафты. Все 6 типов соответствуют тем природным ландшафтным поясам, которые определяют вертикальную поясность высокогорных районов, контрастно отмечаются на местности, доступны непосредственному геохимическому изучению.

Следующая единица классификации – семейства ландшафтов – выделяется по интенсивности биологического круговорота воздушных мигрантов.

В субальпийских ландшафтах различаются семейства высоко- и стелющихся кустарников и субальпийского редколесья; в альпийских – семейство альпийских ковров (верхний высотный ярус) и альпийских лугов (нижний высотный ярус). Нивальные ланд-

---

<sup>1</sup> При относительно крупном масштабе составленных нами карт группы ландшафтов не показаны, но для лесных приведены в легенде.

шафты отчетливо разделяются на два крупных семейства – собственно нивальные (скальные гребни, горные склоны, осыпи и т.д.) и семейство ледников, снежников, фирновых накоплений и вечных снегов.

Внутри семейства классы ландшафтов выделены по типоморфным элементам и ионам водной миграции, поскольку наибольшие различия в миграции химических элементов связаны уже не с биологическим круговоротом атомов, а с водной миграцией.

Решение этой задачи в высокогорных районах встречается большие трудности. Водная миграция происходит как в подземных, грунтовых и поверхностных водах, так и в почвенных растворах, существенно отличающихся от грунтовых вод и ручьев кислой реакцией (в водах реакция нейтральная и слабощелочная), составом обменных оснований, большей минерализацией и рядом других геохимических свойств. Понятно, что в этом случае необходимо учитывать водную миграцию как в самих водах, так и в почвенных растворах. Для изученных нами высокогорных районов Центрального Кавказа определены три класса: кислый – ледники, снежники, участки рудных месторождений; нейтральный карбонатный – все нивальные и субнивальные ландшафты, и переходный от кислого к нейтральному карбонатному (кальциевому) – лесные, субальпийские и альпийские ландшафты<sup>1</sup>.

Классы разделяются на роды и виды. В основу выделения родов положена интенсивность водообмена и механической миграции, но практически учитываются преимущественно особенности рельефа. Здесь намечены лишь два крайних члена из возможного числа всех родов: 1) ландшафты с сильной механической миграцией и интенсивным водообменом – в высокогорных районах Кавказа это участки горных склонов с сильным плоскостным смывом и эрозией, границы которых совпадают с границами распространения большинства типов и семейств высокогорных ландшафтов; 2) ландшафты со слабой физической миграцией и замедленным водообменом, как правило, участки древних поверхностей выравнивания, флювиогляциальных террас и конусов выноса, элювиальные, горизонтальные площадки на горных склонах и другие пологие участки<sup>2</sup>.

Вид – последняя, далее неделимая единица классификации ландшафта, при определении которого, согласно А.И.Перельману, следует учитывать миграцию второстепенных элементов (микроэлемен-

---

<sup>1</sup> На картах и в легенде к ней классы показаны индексами, по типоморфным элементам водной миграции.

<sup>2</sup> На картах границы родов ландшафтов показаны утолщенной линией. Между этими двумя крайними членами есть и промежуточные, но вычленение их станет возможным только после того, как будет решена проблема геохимической классификации рельефа.

тов). Чаще всего различия в видах связагы с горными породами, составляющими кристаллическое основание ландшафта. При определении видов высокогорных ландшафтов нами принимаются во внимание особенности вещественного (минералого-геохимического) состава горных пород, обуславливающие различия в гипергенной миграции химических элементов. Границы различных видов часто не совпадают с границами распространения горных пород. Здесь подходы геолога-съемщика и геохимика-ландшафтоведа существенно отличны.

На геологической карте в одни и те же свиты или толщи объединяются разновозрастные геологические образования, часто резко отличающиеся по своему вещественному, а следовательно, и минералого-геохимическому составу. И наоборот, породы, имеющие близкий химический состав, но разный возраст и генезис, неизбежно попадут в разные свиты или толщи. В первом случае мы пытались, насколько это позволяли площадь выхода пород и их изученность, разделить разнородные участки, во втором — объединить в один вид. Так, границы одного возраста могут отличаться (и отличаются) по вещественному составу, и это приводит к различиям в гипергенной миграции элементов. Следовательно, основная разница между геологическим и ландшафтно-геохимическим картированием (на уровне видов) состоит в том, что на геологической карте горные породы объединяются по возрастному и генетическому принципу, на ландшафтно-геохимической — только по однородному минералого-геохимическому составу. В основу отображения любых таксономических единиц природных комплексов на ландшафтно-геохимических картах должны быть положены только свойства ландшафта, в том числе и свойства горной породы как одного из составляющих его природных тел.

Установление видов ландшафтов связано не только с детальным минералого-геохимическим изучением вещественного состава коренных пород, но и с применением сопряженного геохимического анализа Б.Б.Польнова. Важно не только хорошо изучить минералого-геохимические особенности кристаллического субстрата, но, главное, знать, как проявятся эти особенности горных пород в ландшафте, каким образом они отразятся на гипергенной миграции химических элементов (водной, физической, биогенной).

Рассмотренная выше геохимическая классификация относится к элементарным ландшафтам. Классификация геохимических ландшафтов еще не разработана. Не выработано и единой ландшафтной классификации. Но последовательно классифицируя совокупность элементарных ландшафтов, объединяя их в одно целое на уровне группы, типа, семейства, класса (возможно, даже рода и вида), мы неизбежно получим сопряжения таких совокупностей элементарных ландшафтов, которые вместе составят геохимический ландшафт в трактовке Б.Б.Польнова. Пример: нивальные ландшафты состоят из множества отдельных элементарных ландшафтов — скальных гребней, участков горных склонов, поверхностей выравнивания (древних плечей трогов),

русел или пойм рек. Сложены они разными породами, однако можно найти много таких участков с одной горной породой, в которых сопряжение элементарных ландшафтов, объединенных на уровне типа, семейства, класса, рода и вида, приводит к образованию не только данного подразделения монокристаллических (гомолитных) нивальных элементарных ландшафтов, но и такой же таксономической единицы нивальных геохимических ландшафтов. Сопряжение отдельных элементарных ландшафтов в систему монокристаллического геохимического ландшафта здесь "обеспечивается" наличием древних поверхностей выравнивания, повсеместно распространенных в высокогорных районах Кавказа. То же относится к альпийским, субальпийским и лесным ландшафтам. Когда элементарные ландшафты (водоразделы или горные склоны) сложены разными породами, при том же типе геохимического сопряжения (от водораздела к поверхности выравнивания или пойме реки), мы встречаем гетеролитные геохимические ландшафты, отличающиеся от монокристаллических только на уровне вида, реже — класса. Но на уровне группы, типа и семейства совокупности элементарных ландшафтов образуют геохимические ландшафты тех же таксономических рангов. Следовательно, в подобных случаях ландшафтно-геохимическая карта отражает не только совокупности определенным образом классифицированных элементарных ландшафтов, но и типы их геохимического сопряжения — геохимические ландшафты. В основу их классификации в первом приближении могут быть положены те же критерии, что и в геохимической классификации элементарных ландшафтов.

Но так как геохимические ландшафты представляют ассоциацию автономных, надводных и подводных элементарных ландшафтов, отличающихся друг от друга миграцией химических элементов, при их классификации за основу должны приниматься особенности миграции в каком-то одном элементарном ландшафте. В качестве такой основы А.И.Перельман выдвигает "миграцию химических элементов в автономном ландшафте, так как этот ландшафт обычно занимает большую часть площади геохимического ландшафта и в значительной степени определяет особенности миграции в подчиненных ландшафтах" (1966, стр. 159). "Принцип автономности", применяемый для равнинных территорий, однако, не может быть использован для высокогорий. Здесь наблюдается обратная картина. Для автономных, или элювиальных ландшафтов характерны узкие скальные гребни, и занимают они далеко не "большую часть площади геохимического ландшафта". Миграция химических элементов определяется преимущественно подчиненными ландшафтами — в основном горными склонами и поверхностями выравнивания. От крутизны горных склонов, их экспозиции, степени эродированности, увлажненности и других свойств зависят многие важные особенности миграции химических элементов. Поэтому при геохимическом изучении высокогорных природных поясов (и их классификации) за основу мы принимаем особенности миграции в подчиненных ландшафтах. Следовательно, высокогорные геохимические ландшафты характеризуются несовер-

шенным геохимическим сопряжением<sup>1</sup>. По-видимому, несовершенство геохимических сопряжений высокогорных ландшафтов определит их различия на уровне родов и видов, но типы, семейства и классы будут одни и те же. Например, нивальные ландшафты с крутыми и выположенными горными склонами на одних породах в систематическом отношении отличаются на уровне рода. Первым свойственна сильная физическая миграция, вторым – слабая миграция. Сохраняется один тип, семейство, класс и вид ландшафтов.

Из сказанного вытекает, что к ландшафтам, сформированным на наиболее распространенных геологических породах Центрального Кавказа, применимо польновское понятие геохимического ландшафта. На приведенных картах показаны и такие виды ландшафтов, которые сложены горными породами с небольшой площадью выхода, занимающими лишь часть горного склона или водораздела: породы основного и ультраосновного состава (габбро, габбро-диориты, перидотиты), некоторые фациальные разновидности гранитоидов (мусковитовые граниты, лейкократовые существенно микроклиновые граниты, альбитизированные граниты и др.), пластовые тела амфиболитов среди кристаллических сланцев и другие геологические образования. Ландшафты, сформированные на таких породах с малой площадью распространения, принадлежат к элементарным ландшафтам. Вместе с другими элементарными ландшафтами они образуют гетеролитные геохимические ландшафты, различающиеся в основном на уровне вида, значительно реже на уровне рода и класса (ландшафты на ультраосновных породах). Остальные таксономические единицы систематики останутся теми же (группа, тип, семейство).

На первоначальной стадии геохимического изучения высокогорий наши усилия были сосредоточены на монолитных геохимических ландшафтах и их геохимических сопряжениях. Монолитные ландшафты

<sup>1</sup>Напомним, что геохимическим сопряжением называется характерное для каждого геохимического ландшафта закономерное сочетание автономных и подчиненных элементарных ландшафтов. Геохимическое сопряжение – это присущий каждому геохимическому ландшафту тип обмена веществ и энергии между автономными, надводными и подводными ландшафтами. Для совершенного геохимического сопряжения типична тесная зависимость подчиненных ландшафтов от автономных, у несовершенного сопряжения такая связь выражена слабо. Степень "совершенности" геохимического сопряжения зависит от геологического строения, рельефа и других факторов. Совершенное сопряжение обычно присуще гумидным ландшафтам с однородным геологическим строением, а несовершенное, согласно А.И.Перельману, ландшафтам аридного климата со сложным геологическим строением; высокогорные ландшафты со сложным геологическим строением, расчлененным рельефом в условиях гумидного климата также имеют несовершенное геохимическое сопряжение.

возможно исследовать последовательно от типа до вида ландшафтов. Гетеролитные комплексы сложнее, для них характерна большая степень "несовершенности" геохимического сопряжения. Однако основные закономерности, свойственные группам, типам, семействам, в большинстве случаев и классам монолитных геохимических ландшафтов, распространяются и на гетеролитные. Последние отличаются от монолитных в основном лишь на уровне вида и рода. Наиболее сложна систематика речных пойм, ледниковых цирков, каров, выполненных моренными отложениями, и других депрессий высокогорного рельефа.

## СОДЕРЖАНИЕ И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ

В основу ландшафтно-геохимических карт, примеры которых для типично высокогорных и наиболее труднодоступных районов Центрального Кавказа здесь приведены (см. рис.2, районы 1 и 2), положены геологические карты и схемы тектонического районирования, геоморфологические карты, карты четвертичных отложений, гидрохимические карты, карты результатов поисково-геохимических исследований, шпиховые карты, составленные при участии автора в 1960-1968 гг.

Для разработки принципов ландшафтно-геохимического картирования было пройдено несколько опорных ландшафтно-геохимических профилей. Особенно хорошим подспорьем в составлении ландшафтно-геохимических карт послужили геоморфологические карты и карты четвертичных отложений, составленные нами в 1961-1963 гг. С их помощью удалось обоснованно провести многие границы между типами и семействами геохимических ландшафтов и детально откартировать приледниковые участки.

На ландшафтно-геохимических картах, отражающих типологические признаки, свойственные высокогорным ландшафтам, наглядно вырисовываются вертикальная зональность основных природных поясов высокогорий и их пространственное размещение. В частности, отчетливо выявляется влияние ледников на изменение вертикальной и горизонтальной зональности ландшафтов, особенно в районе 1, где ледники занимают почти половину территории. Полностью или частично выпадающие в приледниковой зоне из вертикального разреза нижние высотные ярусы альпийских и субальпийских поясов (а нередко и все эти ландшафты) замещаются собственно нивальными и субнивальными, имеющими после ледников наибольшее распространение. В том же ледниковом районе резко угнетенное положение занимают лесные ландшафты. В районе 2 по мере удаления от ледников территория, занятая лесами, расширяется и соответственно увеличивается интенсивность биологического круговорота химических элементов. Меньшее по сравнению с районом 1 развитие ледников в районе 2 приводит к ослаблению процессов инверсии (выпадения и изменения) отдельных природных поясов.

На ландшафтно-геохимических картах отражаются основные геохимические особенности биогенной миграции (группы, типы и семейства ландшафтов), водной миграции (классы), физической (механической) миграции (роды) и миграции второстепенных элементов (виды ландшафтов). Особенности миграции элементов символически отражаются формулами ландшафта.

Ландшафтно-геохимические карты, составленные на геологической основе, дают ясное представление о геологии и тектонике района и в то же время позволяют геологам, гидрогеологам, геоморфологам, почвоведом и специалистам смежных профессий сделать ряд новых ценных выводов. В частности, на этих картах впервые показываются и тем самым вовлекаются в сферу научного анализа интереснейшие природные процессы — явления эпигенеза, наглядно отражающиеся в ландшафте в форме классов водной миграции и геохимических барьеров.

С учетом ландшафтно-геохимической карты приобретает новое содержание геохимическая характеристика разломов. Пересекая различные природные зоны, ландшафты зон тектонических нарушений проявляют те же геохимические особенности, которые свойственны наиболее крупным таксономическим единицам — группам, типам, семействам, классам. В одних и тех же разломах, проходящих в нивальном и лесном поясах, по-иному протекают процессы окисления, меняются интенсивность ожелезнения и качественный минеральный состав железистых охр, изменяется и химический состав вод.

Отражая определенную структуру биосферы, ландшафтно-геохимическая карта полезна также для анализа связи между глубинными геохимическими процессами и явлениями, наблюдаемыми на земной поверхности. В углубленном геохимическом анализе высокогорных районов и сравнительной характеристике их с другими территориями ландшафтно-геохимическим картам несомненно принадлежит будущее. Практически их можно использовать в двух направлениях: в качестве основы более детальных крупномасштабных поисков (в сочетании с картой или схемой ореолов рассеяния) для оценки степени надежности выявленных аномалий и отбраковки многих "ложных" геохимических аномалий<sup>1</sup>. Из самого содержания ландшафтно-

<sup>1</sup> Опыт показывает, что изображение выявленных геохимических аномалий (ореолов рассеяния) на самой ландшафтно-геохимической карте, особенно для районов со сложным геологическим строением, приводит к излишней нагрузке карты, теряется ее наглядность, картографическое исполнение становится сложным и трудоемким. Показывая рудные месторождения и ореолы рассеяния определенного района, мы тем самым неизбежно затушевываем самое ценное качество карты — ее общность, типологичность, возможность геохимического анализа более обширных, даже пространственно удаленных территорий. Месторождения и ореолы рассеяния целесообразно наносить на отдельные кальки-накладки того же масштаба, что и ландшафтно-геохимическая карта.

1152

геохимической карты—отображения различных природных ландшафтов, дополненных геохимическими характеристиками, вытекает возможность установления в процессе ландшафтно—геохимических работ вторичных ореолов рассеяния химических элементов и раскрытия закономерности их формирования. Ряд поисковых критериев рудных месторождений отражается в самих свойствах геохимических ландшафтов, показываемых на картах. Например, на участках сульфидных месторождений контрастно выделяются геохимические ландшафты сульфатного и кислого классов, сформированные на породах с редкометальной минерализацией, и др. Особенно важную роль ландшафтно—геохимическая карта играет в методике геохимических поисков. Так, например, на вопрос, в каких других районах Кавказа может быть применена выработанная в районах 1 и 2 методика поисков, ответ даст типологическая ландшафтно—геохимическая карта, составленная для более обширных территорий. Изучение этой карты покажет, что эту методику можно использовать в большей части высокогорных ландшафтов Западного, Центрального и Восточного Кавказа, включая альпийский пояс Высокогорного Дагестана. Принципиально та же методика поисков может быть рекомендована в высокогорной альпийской области южного склона Главного Кавказского хребта, Карпатах, горах Тянь—Шаня и других высокогорных и горных районах.

\* \* \*

Дальнейшая разработка принципов ландшафтно—геохимического картирования неизбежно связана с углублением и совершенствованием теории геохимии ландшафта, в первую очередь с построением единой классификации геохимических ландшафтов. Первый опыт составления средне— и крупномасштабных ландшафтно—геохимических карт высокогорных районов показывает их большую ценность для решения широкого круга поисковых задач. Вместе с тем в процессе ландшафтно—геохимического картирования вскрывается ряд нерешенных узловых вопросов геохимии ландшафта, прямо или косвенно затрагивающих проблему классификации, прежде всего установления критериев геохимической однородности ландшафтов.

Спорным до сих пор остается вопрос о выборе наивысших таксономических рангов, составляющих основание геохимической классификации ландшафтов и соответственно изображаемых на карте в виде наиболее крупных таксономических подразделений геохимических ландшафтов — рядов, групп, типов. В дальнейшей разработке нуждается вопрос о геохимическом сопряжении различных ландшафтов (Ермолаев, см. Геохимия ландшафтов..., 1966). Недостаточно ясны критерии выделения отдельных таксономических единиц геохимических ландшафтов — классов, родов и видов. Принцип "автономности" ландшафтов, кажущийся для равнинных условий очевидным, в высокогорных альпийских странах, как показали наши работы в Центральном Кавказе, становится неприемлемым, и т.д. Все эти и другие нерешенные вопросы ландшафтно—геохимического картирования, а по

сути и самой теории геохимии ландшафтов, требуют коллективных усилий геохимиков, почвоведов, геоморфологов, географов, геоботаников и других специалистов. От их решения в конечном счете эффективность поисковых исследований повысится.

## ОБЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для высокогорий Центрального Кавказа наиболее характерны нивальные и субнивальные ландшафты (включая ледники и снежники), и преимущественно они были предметом наших исследований.

Лесные, субальпийские и альпийские ландшафты в геохимическом отношении хотя и недостаточно изучены, однако геохимические поиски проводились здесь сравнительно широко; выявлено много новых геохимических аномалий, подлежащих дальнейшей детализации. Основные геохимические особенности этих ландшафтов будут вкратце рассмотрены ниже.

### Краткий геологический очерк

Высокогорные районы Центрального Кавказа являются частью горной системы Большого Кавказа – мощной горной страны, протянувшейся от Таманского полуострова на северо-западе до Апшеронского на юго-востоке. Большинство исследователей к Центральному Кавказу относят территорию от меридиана г. Эльбрус на западе до Крестового перевала (устье р. Терек) на востоке.

Большой Кавказ представляет мегаантиклинорий, возникший в его современном виде в основном в олигоцене, неогене и четвертичном периоде на месте геосинклинальной области, длительно развивавшейся с докембрия. Осевой зоной мегаантиклинория служит Главный Кавказский хребет, достигающий наибольшей высоты в пределах Центрального Кавказа. В геологическом строении Главного Кавказского хребта принимают участие древние кристаллические гнейсы и сланцы и палеозойские гранитоиды, называемые обычно "граниты Главного хребта". Параллельно Главному Кавказскому хребту к северу проходит сложно построенный Боковой хребет, с наиболее высокими вершинами Кавказа (и Европы) – Эльбрусом и Дых-Тау. Сложен Боковой хребет кристаллическими сланцами и гранитоидами.

Между Главным и Боковым хребтами в структурном отношении выделяется североюрская депрессия, выполненная нижнеюрскими песчано-глинистыми отложениями. Севернее Бокового хребта узкой полосой (в несколько километров) располагается Тырнаузская шовная зона, вытянутая в субширотном направлении. Она ограничена крупными, длительно развивающимися разломами глубокого заложения и разделяется ими на ряд отдельных "пластин". Тырнаузская зона образована относительно слабометаморфизованными, сложно-

дислоцированными толщами девона, карбона и перми, а также перекрывающими их толщами нижней и средней юры. Последние появляются к востоку от р. Баксан и наиболее развиты на правобережье р. Чегем.

Поскольку все наши работы проведены значительно южнее Тырн-аузской шовной зоны, мы ограничимся кратким описанием геолого-структурных особенностей центральной части Большого Кавказа в осевой зоне Главного Кавказского хребта.

Геология и тектоника описываемой территории изучалась многими геологами, из которых особенно следует отметить И.Г.Кузнецова (1924, 1934), составившего первые и в основном правильные схемы тектонического районирования высокогорной части Большого Кавказа. В дальнейшем эти схемы уточнялись и развивались Е.Е.Милановским (1964) и рядом других геологов.

В нашу задачу, естественно, не входит обзор многочисленной геологической литературы, интересующихся отсылаем к соответствующим работам, частью приведенным в списке литературы<sup>1</sup>.

В основу расчленения описываемой территории на структурные единицы нами положена известная тектоническая схема Центрального Кавказа, разработанная И.Г.Кузнецовым. Охваченный ландшафтно-геохимическими и поисковыми исследованиями район полностью попадает в структурную зону Главного хребта. Здесь (с юга на север) выделяются подзоны: антиклинория Главного хребта, Штулу-Харесского сиклинория, Баксано-Дигорского антиклинально-горстового поднятия.

Структурные подзоны разделяются крупными продольными нарушениями, которые позволяют представить линейное складчато-глыбовое строение рассматриваемой области.

К поперечным нарушениям приурочены долины некоторых крупных рек и ледников. Пересечение продольных и поперечных разломов придает северному крылу мегаантиклинория мозаично-глыбовый характер.

Подавляющее большинство геологов считает, что продольные нарушения зародились, по-видимому, в позднегерцинское время и окончательно сформировались в позднем мезозое - палеогене. Поперечные разрывы более молодые: предположительно они датируются кайнозойской эпохой.

Наиболее древние геологические образования района - метаморфизованные кристаллические гнейсы и сланцы. Они по степени и характеру метаморфизма и вещественному составу разделяются на несколько толщ или свит: нижняя толща ("свита гнейсов с мраморами" по И.Г.Кузнецову), средняя (сланцы и гнейсы) и верхняя (преимущественно мусковитовые и хлоритовые сланцы и

<sup>1</sup>См., например, "Геология Центрального и Западного Кавказа". Гос-топтехиздат, 1962; "Геологическая изученность СССР. Северный Кавказ". Госгеолтехиздат, 1964.

гнейсы с многочисленными прослоями амфиболитов). Мы не будем останавливаться на описании вещественного состава каждой из метаморфических толщ. Основные разновидности гнейсов и сланцев приведены в легенде к ландшафтно-геохимическим картам (см. виды ландшафтов).

Интрузивные образования представлены преимущественно различными по возрасту и составу гранитоидами. Вопрос о возрасте магматических образований Кавказа исключительно сложен и до сих пор остается остро дискуссионным. Различные точки зрения изложены в работах Г.М.Ефремова (1941), Г.Д.Афанасьева (1958) и других исследователей.

В пределах Центрального Кавказа породы ультраосновного и основного составов встречаются редко; более широко распространены герцинские гранитоиды. Из эффузивных образований отметим четвертичные лавы Эльбруса андезито-дацитового состава, также липариты, липарито-дациты и андезиты Чегемского вулканического нагорья.

В высокогорных районах Центрального Кавказа известно много месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Проявления различных рудных комплексов образуют металлогенические зоны, тяготеющие к основным геотектоническим зонам. В зоне Главного хребта, в области развития плагиогранитов, сосредоточены полиметаллические рудопроявления, приуроченные к пересечению региональных разломов. С полиметаллическим оруденением генетически и пространственно связаны сурьмяно-мышьяковые проявления. В зоне Бокового хребта среди гнейсов и сланцев с мраморами залегают линзы и зоны с медно-пирротиновым оруденением, связанные, на наш взгляд, с массивами гипербазитов и габброидов. К этому же рудному поясу относят и телетермальные проявления полиметаллов. К северу, в области распространения позднегерцинских гранитоидов с зонами альбитизации, пегматизации и скарнообразования, широко развит редкометалльный пояс.

### **Влияние живого вещества на миграцию химических элементов**

Вопрос о геохимическом воздействии низших представителей растительности (водорослей, грибов, мхов, лишайников) и бактерий на разрушение горных пород впервые был поставлен В.И.Вернадским в учении о геологической роли организмов и в дальнейшем разработан Б.Б.Полыновым и его учениками. Изучая первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах (гранитах) в Ильменском заповеднике (1940 г.), Б.Б.Полынов пришел к представлению о биогенном происхождении некоторых глинистых минералов. Им было установлено, что большинство мелкоземистого материала примитивных почв формируется не за счет непосредственного разрушения минералов горной породы, а в результате ми-

нерализации тел лишайников. Химические элементы, освобождающиеся из продуктов минерализации лишайников, частью выносятся из почвенного профиля, частично вступают в новые химические взаимодействия. Таким путем образуются вторичные глинистые и коллоидные минералы, отсутствующие в составе массивно-кристаллических пород. За счет продуктов минерализации (отмирания) организмов происходит синтез новых минералов (опал, халцедон, кальцит, монтмориллонит, иллит и др.).

Под непосредственным руководством Б.Б.Полынова и по разработанному им плану изучение вопросов обмена вещества между растением и почвой было продолжено его учениками в разных природных зонах нашей страны, большей частью в высокогорных (альпийских) ландшафтах Северного Кавказа (см. ниже).

Проблема биогенеза в нивальных ландшафтах Кавказа не изучалась, но в нивальном поясе Тянь-Шаня, близком к тем же условиям, классические исследования о влиянии живого вещества на образование нивального мелкозема были проведены М.А.Глазовской (1950). Изучая нивальный мелкозем в трещинах среди скал, она убедительно показала, что так называемый первичный мелкозем есть продукт минерализации тел лишайников. Наиболее убедительные результаты получены при изучении поверхностных корочек на скалах, на высотах более 4200 м. В корочках выветривания обнаружены стяжения гидроокислов железа, фитолигарии и диатомовые водоросли, с хорошо выраженной органогенной структурой. Темные пленки "высокогорного загара", покрывающего поверхность голых скал, состоящие из отмерших клеток синезеленых водорослей, образуются из тончайшей пленки живых водорослей, поселяющихся на скалах и разрушающих кристаллическое вещество породы. Таким образом, и здесь, выше видимой границы жизни, происходит огромная разрушительная и созидательная работа живого вещества, приводящая к образованию вторичных биогенных минералов и новой горной породы — нивального мелкозема.

Наиболее активная роль в процессах аккумуляции подвижных соединений принадлежит синезеленым водорослям, некоторые из них захватывают железо и марганец ("высокогорный загар" на скалах), при этом выделяется свободная углекислота и в результате из раствора выпадает кальцит. В поверхностных корочках на скалах содержание микроорганизмов в одном грамме вещества достигает миллиона. Даже совершенно свежая по внешнему виду порода содержит на поверхности колонии микроорганизмов (Глазовская, 1950).

Конечно, не весь нивальный мелкозем биогенного происхождения. Более грубодисперсные фракции рыхлых отложений нивальных ландшафтов образуются путем прямого физического и химического разрушения горных пород. Особенно большая роль при этом принадлежит кислым снеговым и ледниковым водам, богатым углекислым газом и свободным кислородом. Но значительное влияние в подготовке породы к разрушению оказывают микроорганизмы, выделяя в окружающую среду органические кислоты и  $\text{CO}_2$ .

Вопрос о количественном соотношении биогенной и физической форм миграции вещества в нивальных ландшафтах остается еще не решенным. Мы склонны считать, что для данного типа ландшафтов все же характерна физическая миграция. Приводимые нами геохимические характеристики нивальных ландшафтов Кавказа являются лишь первым шагом на пути к истинному познанию геохимии природных процессов в высокогорьях. Трудно еще учесть и количественно оценить геохимическую роль организмов в нивальных ландшафтах — это вопрос дальнейших исследований.

Другим этапом явилось изучение влияния низшей растительности на поглощение элементов из кристаллических пород различного вещественного состава. В высокогорной области Северо-Западного Кавказа на водоразделе Большой и Малой Лабы М.А.Бобрицкая (1950) изучала лишайники и скальные мхи на альпийских высокогорных (3000 м) хребтах, сложенных диоритами (хребты Магишо, Дженту), а также на границе горных лесов и субальпийского ландшафта (2400 м) в районе Умпырского перевала (породы — граниты).

Пробы отбирались в строго элювиальных условиях, исключая боковой привнос вещества. Содержание кальция в золе лишайника из рода *Parmelia*, произрастающего на диорите, оказалось значительно выше, чем в лишайнике с гранита. Это хорошо увязывается с основностью плагиоклазов в породах. Во всех случаях эти лишайники накапливают кальций, что служит их отличительным родовым признаком (зольность 10,5%). Наоборот, виды рода *Gyrophora* отличаются от других лишайников явно повышенным содержанием в золе калия (мало кальция). Эти лишайники, произрастающие на граните и диорите, по содержанию кальция и магния резко различаются; у первых больше кальция, у вторых магния. На известняках формируется флора, не произрастающая на других породах: в лишайниках отмечается понижение интенсивности поглощения кальция, свидетельствующее об известном биологическом пределе накопления для разных организмов (Бобрицкая, 1950). В скальных мхах накапливается кальций; существенной разницы между мхами с диоритов и гранитов нет, но во мхах с диоритов больше Mg, а с гранита K.

На основе проведенных исследований были выведены ряды биологического поглощения для лишайников и мхов на разных породах. Во всех случаях установлено интенсивное поглощение S и P и почти всегда K. K абсолютным органогенам М.А.Бобрицкая относит и Mg, накапливающийся почти во всех лишайниках. Но когда Mg в породе много (амфиболит = 7-10%), то данный элемент поглощается хуже, хотя и абсолютное его количество в золе лишайника выше. Во всех лишайниках в ряду биологического поглощения Si, Al и Fe занимают последние места. В золе скальных мхов на кислых и средних породах концентрируются Fe и Mg, на остальных магматических породах и известняках — Ca. Для всех мхов абсолютными органогенами являются P, S и K, но мхи поглощают химические элементы не из самой породы, а из мелкозема, подготовленного жизнедеятельностью лишайников. Выводы М.А.Бобрицкой в целом

хорошо согласуются с результатами, полученными И.А.Аснинг (1949) при исследовании золы лишайников, произрастающих на сиенитах Центрального Кавказа (альпийский ландшафт).

Наконец, третьим этапом работы является исследование Е.И.Парфеновой процессов биогенного минералообразования и минерального обмена между примитивной горно-луговой почвой и альпийской растительностью, развитых на диоритах хребта Магишо (Северо-Западный Кавказ, высота около 3000 м, альпийский ландшафт, верхний высотный ярус). Подробное исследование взаимосвязи между почвой, растениями и породой позволили Е.И.Парфеновой сделать ряд новых выводов. Основное внимание она уделяет биогенному минералообразованию. Изучая мелкоземистый материал, содержащийся в дернине, залегающей прямо на диорите, Е.И.Парфенова путем фракционирования в жидкостях и скрупулезного минералогического исследования определила ряд вторичных минералов, отсутствующих в породе: мусковит, гидрослюды, цеолиты, вторичный кварц, минералы глины и биолиты. Ею установлено, что в процессе почвообразования остаются практически неизменными циркон, рутил, титанит, магнетит, кварц, минералы эпидот-цоизитовой группы. Вторичный кварц встречается лишь в единичных кристаллах. Более многочисленны минералы глины, представленные хлопьевидными скоплениями и агрегатами. Часть из них, по мнению Е.И.Парфеновой, образовалась за счет серицитизированного плагиоклаза, сравнительно легко поддающегося разложению. Кроме того, по данным химического анализа, фиксируются связь глинистых минералов с хлоритами (повышенное содержание магния) и состав, близкий к железистому монтмориллониту.

К числу важных результатов исследования можно отнести обнаружение в мелкоземе мусковита (до 10% фракции), отсутствующего в коренной породе (диорите). Это же подтверждает и И.А.Аснинг (1949). В коренной горной породе — сиените из Центрального Кавказа — мусковит ею не обнаружен. Здесь необходимо заметить, что, по данным наших исследований, тонкая глинистая фракция мелкоземных ландшафтов состоит сплошь из мусковита и кварца, причем в мусковите накапливаются такие важные рудные элементы, как медь, цинк и свинец. Пока неясно, какая часть мусковита в нивальных ландшафтах образуется под влиянием лишайников, но выявлено, что в почвах альпийских ландшафтов Кавказа образование и накопление мусковита связано с непосредственным воздействием живого вещества.

Е.И.Парфенова выделила и изучила биолиты — минеральные новообразования, возникающие внутри растительных тканей. Среди биолитов встречены фитолитарии кремнезема и микрокристаллы шавелевокислого кальция — минерал ювеллит. Найдены также кремневые скелеты диатомовых водорослей. Все эти минералы обнаружены в злаково-разнотравных и моховых дернинах. Следовательно, уже в верхнем высотном ярусе альпийского ландшафта наблюдается довольно интенсивное химическое выветривание, обязанное главным образом воздействию живого вещества. В результате в рыхлом мелкоземе

появляются вторичные минералы, представляющие продукты разрушения алюмосиликатов (особенно плагиоклазов).

Исследование химического состава золы растений, почвы и породы позволили Е.И.Парфеновой составить ряды биологического поглощения и сравнить с такими же рядами для лишайников (данные М.А.Бобрицкой): ряд манжетки близок к рядам лишайников, но К концентрируется в манжетке больше, а Fe и Al меньше. Ряд поглощения злаков имеет те же особенности, но по сравнению с лишайниками здесь меньше концентрируются Ca и Mg и энергично накапливается SiO<sub>2</sub>; манжетка и гвоздика служат типичными кальцефилами.

Е.И.Парфенова выделяет элементы биологической концентрации (содержание элементов в золе выше, чем в корнеобитаемой среде) и биологического захвата (содержание элементов не превышает содержания в корнеобитаемой среде). К группе активно концентрирующихся элементов относятся S, P, K и Ca; элементом энергичного захвата является Mg, просто захвата — Si, Al, Fe. Исследователь приходит к выводу, что основное отличие биологического круговорота альпийской растительности от лишайников и мхов заключается в более резком концентрировании K и менее Fe и Al.

Из числа исследований, посвященных геохимическому изучению высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа, отметим также работу М.В.Ржаксинской (1966) о редких и рассеянных элементах в альпийской растительности Приэльбрусья, в которой установлена биологическая аккумуляция марганца, меди, никеля, цинка, молибдена, стронция и, что особенно интересно, свинца. Проводя статистическую обработку результатов спектрального анализа золы растений, она вывела средние наиболее вероятные и нижнеаномальные значения, рекомендуемые для поисков. Работа М.В.Ржаксинской проводилась в содружестве с СКРУ параллельно с нашими поисково-геохимическими исследованиями в нивальных ландшафтах Центрального Кавказа и Высокогорного Дагестана (Назаров, 1969, 1971).

### **Твердый и растворимый сток**

Подавляющее большинство рек Кавказа относится к рекам горно-арктической и горно-степной зон (Кузин, 1960). Крупная гидрологическая единица районирования — Кавказский высокогорный район — выделяется в составе горно-арктической зоны. Рассмотренные ниже особенности стока и эрозионной деятельности рек Кавказского высокогорного района во многом типичны и для рек других высокогорных районов, имеющих сходное геологоструктурное и геоморфологическое строение (Альпы, Карпаты, Северный Тянь-Шань, высокогорные области Забайкалья, Северо-Востока СССР, Дальнего Востока и др.).

Воднорастворимый сток. По площади бассейна большая часть территории Кавказа имеет сток в Каспийское море, но по объему

Таблица 1

Сток растворенных веществ высокогорных рек Кавказа (по данным А.А. Соколова, Л.К. Давыдова (1955), А.Н.Важнова (1966), с дополнениями автора)

Река	Средний годовой расход, млрд.м <sup>3</sup> /год	Общая минерализация, г/м <sup>3</sup> (среднее значение)	Сток растворенных веществ, млн.т/год
Кубань	13,24	500	6,62
Малка	3,47	400	1,39
Баксан	2,99	200	0,60
Терек	11,04	250	2,76
Сулак	5,68	600	3,41
Самур	2,36	600	1,42
Кума	0,41	700	0,29
Калаус	0,06	600	0,04

выносимой воды первое место занимают реки, впадающие в Черное и Азовское моря; площадь бассейнов рек, впадающих в Каспийское море, составляет 280 тыс. км<sup>2</sup>, в Черное и Азовское моря 100 тыс. км<sup>2</sup>; по объему же стока на долю рек первого бассейна приходится 37 км<sup>3</sup>, второго 43 км<sup>3</sup> (Арефьева, 1953).

Оценкой водоносности рек служит модуль стока (табл. I<sup>1</sup>). По данным П.С.Кузина (1960), Л.К.Давыдова (1955), В.А.Арефьевой (1953), А.Н.Важнова (1966), средний модуль стока рек северного склона Большого Кавказа (в западной и центральной частях до верховий Терека) изменяется от 2-5 в предгорьях до 50 л/сек.км<sup>2</sup> и более в высокогорной зоне. С увеличением сухости климата к востоку сток уменьшается и в верховьях рек редко превышает 25 л/сек.км<sup>2</sup>. Реки Горного Дагестана характеризуются величиной модуля стока не более 10 л/сек.км<sup>2</sup>.

В Западном Закавказье модуль стока достигает наивысшей величины среди рек СССР - 80-100 л/сек.км<sup>2</sup>. Так, например, водотоки бассейна р. Бзыбь имеют модуль 77,5 л/сек.км<sup>2</sup>, реки Местиа-Чала и Накра (бассейн р. Ингури) до 90-100 л/сек.км<sup>2</sup>. Резкое увеличение модуля стока в высокогорной зоне обеспечивается высокой густотой речной сети, достигающей значений 0,96-1,15 и даже 1,2-1,35 км/км<sup>2</sup>.

В среднем водоносность рек Северного склона Большого Кавказа колеблется в пределах 10-25 л/сек.км<sup>2</sup>. Доля ледникового и снежного (высокогорного) питания крупных рек Кавказа (таких, как Кубань и Терек) достигает почти 50% от общего стока (Давыдов, 1955). В табл. 1 автором рассчитаны величины воднорастворимого

<sup>1</sup>Таблицы I-XXVII даны в Приложении 1 (см. стр. 168).

Таблица 2

Изменение растворимого стока от верховьев к устью высокогорной реки

Река	Пункт	Модуль стока, м <sup>3</sup> /сек·км <sup>2</sup>	Общая минерализация, г/м <sup>3</sup>	Расход воды, м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup>	Растворимый сток, т/км <sup>2</sup>
Баксан	Верховья, до с. Заюково	0,022	80,0	693 792,0	55,5
	Низовья, до ст. Прохладная	0,013	100,0	409 968,0	41,0
Терек	Верховья, до с. Казбек	0,027	220,0	851 472,0	183,3
	Среднее течение, до ст. Черная	0,015	230,0	473 040,0	108,8
	Низовья, до устья	0,008	250,0	252 282,0	63,1

стока крупных рек Кавказа, формирующихся в высокогорных областях. Для сравнения показаны величины растворимого стока типично степных рек Кумы и Калауса. Наибольшие величины стока, как и следовало ожидать, характерны для крупнейших рек Кавказа — Кубани, Терека, Сулака.

Большая густота речной сети в высокогорных областях Кавказа обеспечивает резко неравномерное распределение растворимого стока (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что в высокогорьях количество вещества, выносимого с 1 км<sup>2</sup> поверхности в растворенном состоянии, в 1,5–3 раза больше, чем на равнине. Эти цифры указывают на относительный размах химической денудации в высокогорных и равнинных областях. Интенсивная химическая денудация в высокогорных районах, измеряемая сотнями тонн выносимого вещества с 1 км<sup>2</sup>, играет большую роль в формировании современного геохимического облика высокогорий. Пенеппленизации поверхности противодействует здесь противоположный процесс — воздымание горной системы Кавказа и других альпийских стран. В результате взаимодействия этих процессов резко расчленяется горный рельеф, развивается глубокая эрозия речных долин и временных водотоков.

Эрозионная деятельность рек и механическая миграция вещества. В качестве показателя эрозии берут среднюю годовую мутность речных вод. В пределах Кавказа по степени развития эрозионной деятельности выделяются 4 района: 1) восточная часть Большого Кавказа; 2) западная часть Большого Кавказа; 3) центральная, высокогорная часть; 4) Армянское вулканическое нагорье.

Реки восточной (песчано-глинистой) части Большого Кавказа — Терек, Сулак, Самур и их притоки отличаются исключительно высокой мутностью (табл. II).

Единичная мутность в период паводков достигает огромных величин — 80 000–120 000 г/м<sup>3</sup> (р. Сунжа, приток Терека). Наименьшая мутность (50–150 г/м<sup>3</sup>), связанная с литологией пород (кристаллические гнейсы и сланцы, граниты, вулканогенные образования), отмечена в центральной высокогорной области Большого Кавказа и Армянского нагорья.

Наибольшая механическая миграция вещества характерна для бассейна Терека и Куры. Часть ежегодно выносимых наносов оседает в дельтах крупных рек. Так, например, из 9 млн. т взвешенных частиц, ежегодно выносимых Кубанью к устью, в дельте оседает в среднем 2,64 млн. т.

Для большинства типично высокогорных рек Центрального Кавказа наибольшая мутность воды наблюдается в период прохождения максимальных расходов, к концу лета. Для р. Баксан, например, максимальная мутность 3560 г/м<sup>3</sup> зафиксирована в августе, минимальная зимой (34 г/м<sup>3</sup> у ст. Прохладная).

Величина твердого стока от верховьев к устьям высокогорных рек изменяется в соответствии с изменением величин мутности речных вод. Твердый сток с единицы поверхности для некоторых крупных рек Центрального Кавказа, как показывают наши расчеты, составляет от 300 до 500 и даже до 850 т/км<sup>2</sup> (табл. 3). При этом величина как твердого, так и растворимого стока зависит от литологии пород и степени обводненности бассейна водосбора.

Представление о масштабах механической денудации и миграции вещества в высокогорных районах будет неполным, если не учитывать роль селей. В горах Кавказа они обладают огромной транспортирующей способностью. Немало горских поселений на Кавказе погребены под внезапно сошедшими селевыми потоками. Так, например, сел, отмеченный в бассейне Киш-Чай, вынес 2180 тыс. м<sup>3</sup> твердого материала, при этом площадь селеобразующих очагов равна всего 250 км<sup>2</sup>. Таким образом, с 1 км<sup>2</sup> за один ливень было вынесено 87 тыс. м<sup>3</sup> твердого материала. Еще более грандиозным был селевой поток, прошедший в мае 1946 г. на р. Гедар у г. Еревана. По ориентировочным подсчетам, всего было вынесено 500 000 м<sup>3</sup> твердого материала, что соответствует плотности 280 кг на 1 м<sup>3</sup> воды. Хотя сели в высокогорных районах Кавказа и других регионов имеют исключительное значение в перераспределении вещества ландшафта, изменении его структуры, геоморфологического облика и в целом круговорота вещества, геохимическая оценка селевых процессов до сих пор не производится. Это одна из насущных задач геохимии ландшафта.

Сравнительная характеристика твердого и растворимого стока. Приведенные выше сведения позволяют сравнить величины твердого и растворимого стока высокогорных рек Кавказа (табл. 4). Резкое преобладание твердого стока над растворимым типично для всех

Таблица 3

Изменение величины твердого стока высокогорных рек Кавказа от верховьев к устью

Река	Пункт	Модуль стока, $\text{м}^3/\text{сек}\cdot\text{км}^2$	Средне-годовая мутность, $\text{г}/\text{м}^3$	Расход воды, $\text{м}^3/\text{км}^2$	Твердый сток, $\text{т}/\text{км}^2$
Баксан	Верховья (с. Зауково)	0,022	470	693 792	316,1
	Средн. теч. (с. Кызбурун)	0,017	524	536 112	281,0
	Низовья (ст. Прохладная)	0,011	1460	346 896	506,5
Белая	Верховья (с. Хамышки)	0,0303	87,6	955 540,8	83,7
	Низовья (г. Майкоп)	0,015	360	473 040	170,3
Кубань	Верховья (с. Коста Хетагурова)	0,050	204	1 576 800	321,7
	Средн. теч. (хут. Дегтяревский)	0,020	620	630 720	391,05
	Низовья (г. Краснодар)	0,006	650	189 216	123,0
Терек	Верховья (с. Казбек)	0,027	660	851 472	562,0
	г. Орджоникидзе	0,022	1220	693 792	846,7
	с. Эльхотово	0,018	790*	567 648	448,4
	ст. Чернаярская	0,015	1240**	473 040	586,6
	низовья (с. Ами-раджи-юрт)	0,008	2180***	252 282	550,0
	Устье	0,006	2300	189 216	435,2

\* Впадает более чистый Ардон.

\*\* Впадает мутная Малка (мутность  $1500 \text{ г}/\text{м}^3$ ).\*\*\* Впадает р. Сунжа (мутность  $2500 \text{ г}/\text{м}^3$ ).

Таблица 4

Соотношение между общей массой твердого и растворимого стока  
(в млн. т/год) некоторых рек Северного Кавказа

Река	Растворимый сток	Твердый сток	Превышение твердого стока над растворимым	Отношение твердого стока к растворимому
Кубань	6,62	9,2	2,58	1,39
Малка	1,39	5,20	3,81	3,78
Баксан	0,60	4,4	3,80	7,35
Терек	2,76	25,4	22,64	9,2
Сулак	3,41	19,0	15,59	5,75
Самур	1,42	8,0	6,58	5,64
Кума	0,29	0,81	0,52	2,8
Калаус	0,04	0,28	0,24	7,0

Таблица 5

Соотношение между твердым и растворимым стоком с единицы  
поверхности ландшафта, т/км<sup>2</sup>

Река	Пункт наблюдения	Растворимый сток	Твердый сток	Превышение твердого стока над растворимым	Отношение твердого стока к растворимому
Баксан	Верховья (с. Заюково)	55,5	316,1	206,6	5,7
	Низовья (ст. Прохладная)	41,0	506,5	465,5	12,4
Терек	Верховья (с. Казбек)	183,3	562,0	378,7	3,1
	Средн. теч. (ст. Черная)	108,8	586,6	477,8	5,4
	Низовья (устье)	63,1	435,2	372,1	6,9

без исключения высокогорных рек Кавказа, так же как и для рек, формирующихся в предгорьях и в степной зоне (Кума, Калаус). Отношение массы твердого стока к растворимому; изменяющееся в пределах 1,4–9,2 (в среднем 5,24), свидетельствует о громадном значении механической миграции вещества в высокогорьях.

Еще более разительные контрасты в соотношении между твердым и растворимым стоком вскрываются при сравнении обоих видов стока. (табл. 5).

Как видно из табл. 5, твердый сток с 1 км<sup>2</sup> в абсолютных величинах значительно превышает растворимый. Относительный размах механической миграции по сравнению с химической здесь также выше и составляет в среднем 6,7.

Следует подчеркнуть, что изучение твердого стока, механической (физической) миграции и соотношение между твердым и растворимым стоком должно стать обязательным звеном методологии геохимии ландшафта.

### Геохимические особенности горно-лесных, субальпийских и альпийских ландшафтов

Основываясь на представлениях физико-географов, почвоведов, геоботаников, климатологов, а также на собственных наблюдениях, мы приходим к выводу, что качественно новыми природными ландшафтами высокогорий (по отношению к равнинным) являются верхний пояс горных лесов, субальпийские, альпийские и нивальные пояса. В силу специфических условий климата, биологического круговорота и рельефа их нет, не было и не могло быть на равнине, в низкогорье и среднегорье. Но в связи с тем, что до сих пор содержание понятия "высокогорность" не определено, вопрос о принадлежности горно-лесной растительности к высокогорным ландшафтам остается спорным. Однако, поскольку верхний ярус лесов Центрального Кавказа несет отпечаток специфического облика высокогорных ландшафтов, мы рассматриваем лесные ландшафты в числе других ландшафтов высокогорий (табл. III).

Горно-лесные ландшафты (сосново-березовые леса) занимают верхний горный пояс склонов Главного Кавказского хребта (рис. 3). Границы распространения лесов совпадают с границами бывшего оледенения Кавказа. Бурые лесные почвы – в разной степени оподзоленные (Зонн, 1950; Зонн, Герасимов, 1946; Маслюгин, 1959; Рубилин, 1960; Фридланд, 1966). Образование белесого подзолистого горизонта A<sub>2</sub> связано с кислой реакцией почв (рН не превышает 4,5). В почвах под березовыми лесами степень развития подзолообразования наибольшая. Из подзолистого горизонта металлы (медь, цинк, свинец и др.) выносятся кислыми почвенными растворами в нижние части профиля (горизонт В); в подзоле накапливается кремнезем.

Кислая реакция бурых лесных почв и образование подзолистого горизонта имеют здесь важное значение для геохимических поисков.



Рис. 3. Горно-лесные ландшафты Центрального Кавказа, фото Н.М.Череповского.

А. Хвойные (сосновые) леса

Б. Смешанные (сосново-березовые) леса

Можно привести много примеров из нашей поисковой практики в первые годы работы в высокогорных районах (1960–1962 гг.), когда в процессе металлотрического опробования лесных почв мы столкнулись со случаями "отсутствия" вторичных ореолов рассеяния на известных рудных участках. Все пробы оказались исключительно стерильными на рудные элементы (медь, свинец, цинк, мышьяк, молибден и др.). Так, например, при фоновом содержании свинца в почвах 0,003% в отобранных металлотрических пробах концентрация его опускалась до 0,001%, цинка до следов, меди до 0,0007%. Причина столь заниженных концентраций металлов в почвах заключалась в том, что металлотрические пробы были отобраны из осветленного подзолистого горизонта, из которого металлы вымыты и накапливаются лишь кремнезем. Необходимо подчеркнуть, что почвы с явным подзолистым горизонтом или со скрытым подзолом отмечены не только под хвойными и листовыми лесами, но и в субальпийских ландшафтах, приуроченных к флювиогляциальным террасам, и даже в нижнем высотном ярусе альпийского пояса (семейство альпийских лугов), где сейчас нет лесной растительности. Но, вероятнее всего, раньше на этих участках произрастали сосновые и березовые леса. За время их исчезновения (изменение климата, вырубки) тип биологического круговорота "не успел" качественно измениться от лесного к луговому, и почвы с подзолом сохранились.

На участках развития подзолистого горизонта в почвах металлотрические пробы следует отбирать ниже подзола с глубины 0,3–0,5 м.

Выбор правильного горизонта отбора проб приобретает особенно большое значение при детализации выявленных геохимических аномалий. Установлено, что средние значения меди, цинка, молибдена, бериллия, марганца и частично свинца в гумусовом горизонте повышены по сравнению с другими почвенными горизонтами. Неучет этого фактора приводит к появлению ложных геохимических аномалий. Такие "аномалии", не связанные с рудными телами и отраженные в некоторых геологических отчетах СКГУ на поисковых картах, в дальнейшем должны быть отбракованы.

Кислая реакция лесных и альпийских почв ограничивает возможности применения в высокогорных районах Центрального Кавказа почвенно-гидрохимического метода поисков. В водных вытяжках почв, отобранных на удалении от рудных зон, отмечаются повышенные значения (по сравнению с водами) рудных элементов-индикаторов: меди, цинка, иногда и свинца. Применению этого метода в высокогорьях Кавказа всегда предшествует трудоемкая работа по определению фоновых значений элементов в водных вытяжках. Обычная металлотрическая съемка по потокам рассеяния с успехом решает многие поисковые задачи.

В целом площади развития лесных ландшафтов в отношении опробования неблагоприятны, и поэтому здесь возрастает роль биогеохимического метода. Для Центрального Кавказа этот вопрос не изучен, но для горных областей Западного Кавказа применение биогеохимии уже дало положительные результаты.

Субальпийские ландшафты узкой полосой (150–300 м) протягиваются в основаниях горных склонов и на участках флювиогляциальных террас. Почвенный покров представлен лугово-лесными, дерновыми горно-луговыми и торфянисто-подзолистыми почвами. Для растительности характерны формации субальпийского редколесья, стелющихся кустарников, субальпийского высокотравья и лугов. В рамках принятой геохимической классификации автором произведена систематика типа субальпийских геохимических ландшафтов на семейства, роды и виды (см. рис. 2). В процессе почвообразования в субальпийских ландшафтах наблюдаются потеря кремнезема и накопление алюминия, железа, титана, кальция, калия и серы, что свидетельствует об интенсивном химическом выветривании и разрушении алюмосиликатов в нижних частях высокогорных областей Кавказа. Широко распространенное среди геологов мнение о том, что высокогорные районы являются преимущественно областями физического выветривания, сильно преувеличено. Кислая реакция почв способствует разрушению кристаллических пород при активном воздействии живого вещества. Биогенная миграция подвижных катионов (кальция, калия и магния) в почвах на кислых породах непосредственно связана с распределением гумуса по почвенному профилю. Под зарослями рододендрона формируется подзолистый горизонт, реакция почвенных растворов наиболее кислая (рН достигает 3,8). Из выше-расположенных горно-луговых почв выносятся фосфор, титан, кальций и одновалентные щелочи (натрий и калий), накапливающиеся в гумусе торфяно-подзолистых почв. Последние в среднем на 60–70% богаче калием и натрием, чем горно-луговые. При выборе правильного горизонта металлотрического опробования и при отбраковке геохимических аномалий необходимо учитывать, что в гумусовом горизонте подзолов накапливаются медь, цинк, молибден, никель, реже свинец. Практика геохимических поисков в высокогорьях Центрального Кавказа показала, что многие вторичные ореолы рассеяния, выявленные при опробовании гумусового горизонта, не связаны с рудной минерализацией и должны быть отнесены к числу ложных аномалий.

Альпийские ландшафты (рис. 4) по характеру растительности, почв и геохимическим особенностям разделяются на семейства альпийских ковров и альпийских лугов.

Альпийские ковры характерны для верхнего высокогорного яруса, водоразделов и крутых горных склонов. Почвы перегнойно-щербенистые, маломощные (3–15 см), с плохо дифференцированным профилем, кислые и слабокислые (рН = 4,7–6,9). Несмотря на интенсивное промывание в верхних частях альпийского пояса, органоминеральная аккумуляция вещества преобладает над процессом выноса химических элементов с водным и внутрипочвенным стоком и над процессами химического выветривания. В дерново-гумусовом горизонте накапливаются фосфор, калий, кальций. Отличительная особенность этих почв – относительная насыщенность верхних горизонтов обменными основаниями.

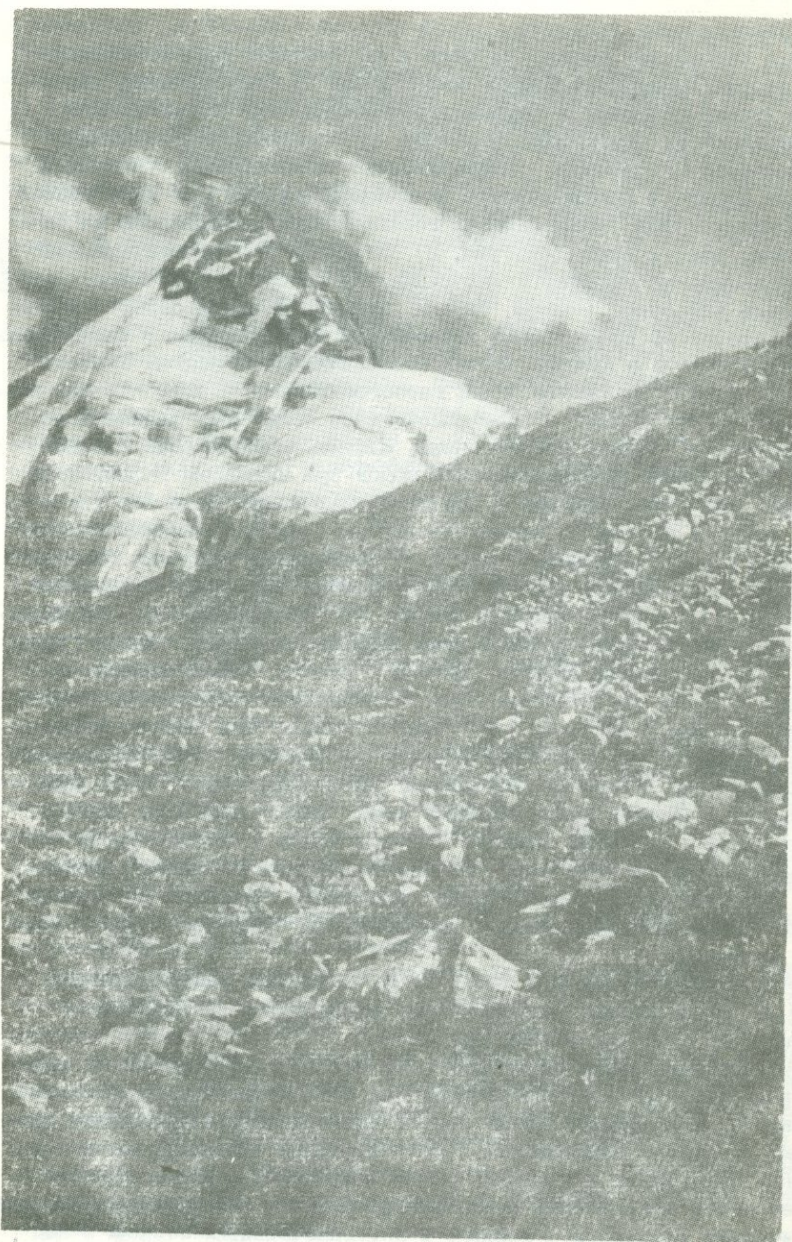


Рис. 4. Альпийский ландшафт Центрального Кавказа. Фото Н.М.Череповского

Альпийские луга приурочены к нижним частям горных склонов и пологим участкам. В дерново-торфянистых почвах увеличивается количество гумуса; почвы становятся все более ненасыщенными основаниями. Реакция кислая и слабокислая ( $pH = 4,7-5,9$ ). В результате интенсивного химического выветривания отмечается разрушение силикатов (вынос кремния и накопление алюминия, железа).

Таким образом, от лесных к альпийским ландшафтам уменьшается степень кислотности почв и их оподзоленности. В альпийском поясе подзолообразование в почвах отсутствует. В поисковом отношении возможность пропуска ореолов рассеяния из-за неправильного выбора глубины отбора проб уменьшается от лесных к нивальным ландшафтам, в альпийских и нивальных она практически исключается.

## ЛЕДНИКИ И СНЕЖНИКИ

### ЛЕДНИКИ

"Лед и снег, скопляясь с биосфере, являются одним из самых могущественных факторов ее структуры; своим движением и влиянием на жизнь и гидрографию суши они коренным образом меняют ее вещество", — так В.И.Вернадский (1938) оценивал роль льда и снега в структуре биосферы; он подчеркивал необходимость глубокого проникновения в сущность геохимических процессов, связанных с образованием и жизнью ледников и снежников.

В комплексе наших ландшафтно-геохимических исследований была предпринята попытка изучения как химизма самих ледников и снежников, так и геохимических явлений, обусловленных деятельностью этих "могущественных факторов" структуры высокогорий.

### Морфология ледников

Ледники, фирновые накопления и так называемые вечные снега занимают огромные пространства: например, в районе 1 (см.рис.2) — более 40% площади, из них более половины приходится на долю крупных долинных ледников, третья часть — на малые ледники, остальное — на фирновые поля и снежники (рис. 5). Один из крупнейших ледников Кавказа Улгу-Чиран (рис. 6) имеет толщину льда в основании до 400 м, длина языка 10 км, максимальная ширина 1-2 км.

В пределах ледниковых бассейнов выделяется множество элементарных ландшафтов. По положению в рельефе они объединяются в определенные совокупности, образуя, согласно терминологии Б.Б.Полынова, местные ландшафты<sup>1</sup>. Рассмотрим прежде всего сово-

---

<sup>1</sup>Местным ландшафтом Б.Б.Полынов называл совокупность элементарных ландшафтов, свойственных определенному геоморфологическому элементу — водоразделу, склону, террасе и т.д. Сочетания местных ландшафтов образуют, по Б.Б.Полынову, ландшафтные звенья, узлы, цепи и сети. Более подробно этот вопрос разбирается в работе М.А.Глазовой (1964).



Рис. 5. Фирновая поверхность горно-долинного ледника. Фото Н.М.Череповского



Рис. 6. Крупнейший горно-долинный ледник Центрального Кавказа (Уллу-Чиран). Фото Н.М.Череповского



Рис. 7. Ледопад в одном из крупных долинных ледников. Фото Н.М.Череповского

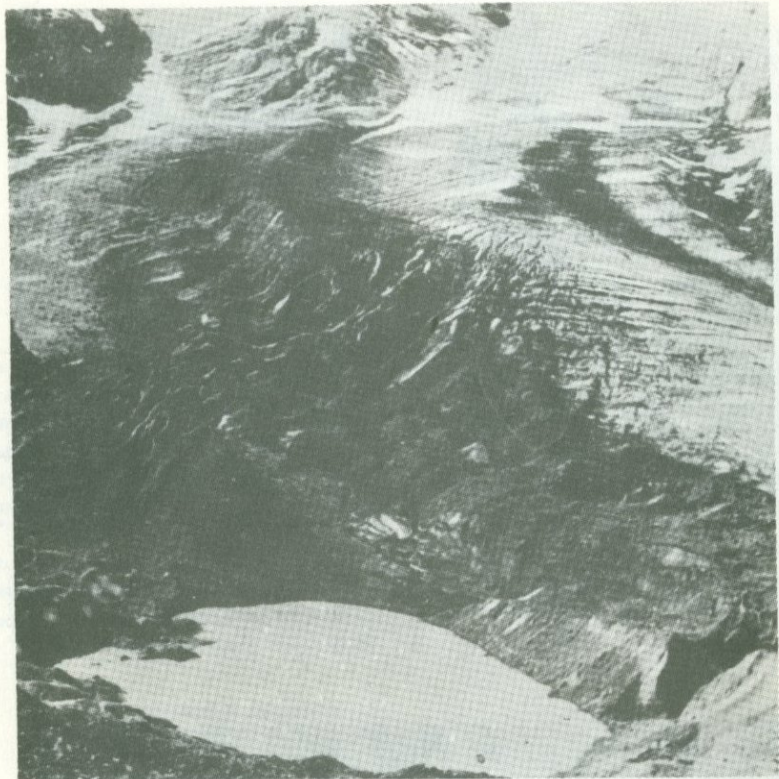


Рис. 8. Моренные накопления в конечном бассейне ледника. Фото Н.М.Череповского

купности элементарных ландшафтов, свойственные крупным долинным ледникам. Наибольшие по размерам — ледопады образуются в результате деформации ледяной массы из-за неровности коренного ложа (рис. 7). Высота их достигает нескольких десятков метров. При значительной мощности льда небольшие выступы в коренном ложе не приводят к образованию ледопадов. На крупных ледниках повсеместно встречаются поверхностные срединные и боковые морены. Материалом для поверхностных морен служат продукты физического выветривания скалистых склонов долины, поднимающихся над поверхностью ледника и образующих его берега. Для многих ледников характерны крупные трещины, рассекающие ледник до его коренного ложа (бергтрунды). Обломки пород, попадающие в трещины, перемещаются в виде основной или донной морены вместе с ледником. Обломки, частично задерживающиеся на поверхности лед-



Рис. 9. Висячие ледники, рассеченные трещинами. Фото Н.М.Череповского

ника, быстро перекрываются вновь выпадающим снегом и включаются в толщу фирна, образуя в нем внутреннюю морену. У конца ледника боковые морены сливаются в одну конечную морену, окаймляющую конец ледника дугообразной моренной грядой, обращенной выпуклостью вниз по долине. В конечном бассейне ледника все подвижные морены (внутренние, боковые и срединные) соединяются, покрывая весь конец ледника сплошным моренным чехлом (рис. 8).

Довольно крупный элементарный ландшафт — береговые морены, — как правило, формируется по обеим бортам долинных ледников. Образование береговых морен связано с понижением поверхности ледника вследствие абляции, когда мощные толщи поверхностных (боковых) морен вытаивают из толщи льда и откладываются на склонах. В субнивальном поясе на береговых моренах встречаются маломощные (5–10 см) щебенистые почвы.

Малые ледники по положению к вмещающей форме рельефа разделяются на три группы:

1) ледники, полностью замещающие цирк, с языком, выходящим за его пределы. Это довольно крупные ледники, сформировавшиеся на затененных склонах хребтов. Среди них широко развиты висячие ледники, рассеченные трещинами (рис. 9);

2) ледники, меньшие по размерам, также заполняющие цирк целиком, но не имеющие языка, приобретают форму того цирка или кара, в котором они залегают;

3) ледники, занимающие часть цирка. Для них характерны прекращение поступательного движения и постепенное полное отмирание. В пределах исследованных территорий они развиты преимущественно на склонах южной экспозиции.

Между этими тремя группами существует тесная зависимость во времени. Все они непрерывно сокращаются, но находятся на разной стадии развития. В отличие от долинных активное воздействие на рельеф каровых и висячих ледников ограничено. Все ледники находятся в состоянии непрерывного сокращения.

Из других мелких элементарных ландшафтов, образование которых связано с ледниковой деятельностью, отметим каровые ступени, карлинги, ригели и бараньи лбы — сглаженные ледником выступы коренных пород на склонах; местами их скопления напоминают "курчавые" скалы.

### Термический режим и осадки

Термический режим, тепловой баланс и динамика ледников и снежников Кавказа изучались гляциологами, географами и климатологами. Существует обширная литература по этим вопросам, которая наиболее полно обобщена в работах С.В.Калесника (1963), Г.К.Тушинского (1963) и А.П.Волошиной (1966).

Поступление солнечной радиации на поверхность ледника зависит в основном от условий образования облаков, прозрачности атмосферы и рельефа, но в значительно меньшей мере от абсолютной высоты местности. Дневная суммарная радиация 714–844 кал/см<sup>2</sup>. Величина поглощаемой деятельным слоем ледника солнечной радиации определяется поступлением суммарной радиации и величиной альbedo. Сравнивая эти величины, А.П.Волошина пришла к выводу, что обнаженная земная поверхность получает в 1,5–2 раза больше солнечного тепла, чем поверхность ледника (при величинах альbedo от 0,3 до 0,7). Итоговой характеристикой радиационного режима является радиационный баланс, представляющий сумму всех радиационных потоков, поступающих на деятельную поверхность ледника и уходящих с нее (табл. 6–7). В области абляции для открытой поверхности льда абсолютная величина радиационного баланса составляет 350–500 кал/см<sup>2</sup>·сутки, а общий приток тепла к поверхности ледников около 300 кал/см<sup>2</sup>·сутки. В большинстве случаев доля радиации пре-

Таблица 6-7

Дневные и суточные суммы радиационного баланса ледниковой поверхности на разных высотах, кал/см<sup>2</sup> (по А.П.Волошиной, 1966)

Пункт наблюдения, высота, м	Подстилающая поверхность	Месяц (1959 г.)	Среднее альbedo	Число дней	Время наблюдений	
					с 9 до 17 час.	с 0 до 24 час.
Седловина Эльбруса, 5300	Плотный снег	Август	0,74	2	58	13
Фирновое поле, 3750	Снег, фирн	Июль-август	0,62	8	213	172
Гарабаша, 3360	Старый снег	Июль	0,44	2	285	271
Карачаул, 3250	Лед	Август	0,40	3	352	321
Ирик, 2810	Загрязненный тающий лед	Тот же	0,31	1	346	358
Большой Азау, 2610	То же	Июль	0,33	1	378	395
Алибек, 2130	"	Август	0,28	3	390	408

вышает 60%, на таяние затрачивается свыше 80% поступающего тепла, потери на испарение невелики (не более 40 кал/см<sup>2</sup>·сутки, или, в переводе на водный эквивалент, 0,7 мм).

Количество осадков, выпадающих преимущественно в виде снега и ледяной крупы, не превышает 1000 мм в год, причем часть этих осадков сразу же испаряется или тает в летний период, так как температура воздуха над ледником (2 м от поверхности) достигает +12-13°C (в среднем +10°).

#### Геохимическая характеристика льда

С помощью полевой химической лаборатории были проведены экспериментальные определения химических свойств льда. Участок работы представлял глыбовый ледяной обрыв высотой до 25-30 м, рассеченный трещинами, выполненными обломками кристаллических пород - от мелкого щебня до огромных валунов диаметром до 5-10 м. Поверхность ледника покрыта сплошным моренным чехлом и плотным зернистым фирном, содержащим большое количество вмержшихся обломков пород (внутренняя морена). В результате интенсивного таяния и повсеместного отступления ледников (50 м в год)

обломки пород, заключенные в ледяной массе ледника и на его поверхности, находятся в постоянном движении. На наших глазах, в течение дня огромные валуны, скатывающиеся с поверхности ледника, обрушивали большие массы льда и, попадая в трещины, раскалывали основное тело ледника на отдельные льдины, а более мелкие обломки пород вслед за крупными устремлялись в образовавшиеся трещины и таким образом изолировали отколовшиеся массы льда. Возникал так называемый мертвый лед, лишенный питания от главного ледника и обреченный со временем на полное исчезновение. Из-под ледника, из ледяного грота с сильным подземным гулом неслась река, разрушая концевые участки ледникового бассейна. На выположенном песчаном пляже (250 м), оставленном стоявшим ледником в последние четыре года, река течет более спокойно, но ниже, у конечной морены, входит в выпиленное в скальных породах русло с множеством водопадов. Здесь турбулентность потока достигает наивысшей величины.

В геохимические пробы льда из нижней части ледяного массива отбирался лишь чистый голубой лед, лишенный видимых механических примесей. Загрязненный фирн и лед в верхней части, содержащий множество обломков моренного материала, не опробовался. Кроме твердого льда, исследованы тающий (плавающий) лед и река, вытекающая из-под ледника. Непосредственно на леднике определялись газовый состав льда, величина pH, содержание карбонат- и гидрокарбонат-ионов, двух- и трехвалентное железо. Среднее значение этих компонентов вычислено по результатам 5-6 определений каждого из состояний льда - твердого, плавающего и ледниковой воды в гроте. На лабораторный химический анализ отобраны составные пробы льда и ледниковой воды объемом 2 л, по 4 полиэтиленовых бутылки в каждой пробе. С целью контроля и лучшего усреднения полученных данных каждая из составных проб анализировалась отдельно.

#### Методика полевых и лабораторных работ

При изучении геохимии льда и геохимических процессов, связанных с влиянием ледников, особое внимание должно быть уделено чувствительности и воспроизводимости применяемых методик анализа.

В комплекс полевых исследований входило определение температуры воды и воздуха, атмосферного давления, pH и Eh раствора, свободного кислорода и углекислоты, двух- и трехвалентного железа, карбоната и гидрокарбоната. Определение этих наименее устойчивых в природных условиях компонентов непосредственно в поле имеет принципиальное значение для познания сущности многих геохимических процессов. В основу полевых и лабораторных определений положены методики, разработанные А.А.Резниковым, Е.П.Муликовской и И.Ю.Соколовым.

Свободный кислород. О содержании кислорода в водах высокогорных ландшафтов и ледниках качественно можно судить по цвету осадка — гидрата окиси марганца, который образуется в щелочной среде при окислении гидрата закиси марганца кислородом. Увеличение оранжевой окраски раствора, как правило, пропорционально увеличению кислорода в водном источнике или во льду. Количественный анализ содержания  $O_2$  затруднений не вызывал.

Свободная двуокись углерода ( $CO_2$ ). Разработанный метод анализа свободной углекислоты рассчитан на относительно высокие содержания свободной двуокиси углерода (около 100 мг/л), абсолютная ошибка составляет всего 10%. Но содержание 17–8 мг/л  $CO_2$  (воды высокогорий) эквивалентно объему всего двух капель  $NaOH$  (0,1н.), пошедших на титрование, поэтому ошибка определения увеличивается в 10 раз, и анализ  $CO_2$  становится ненадежным. Для усовершенствования метода применительно к ультрамаломинерализованным водам можно идти двумя путями: 1) использовать при анализе специальную микробюретку, доводя объем капель  $NaOH$  (0,1н.) до 0,01–0,02 мм; 2) в десять раз уменьшить концентрацию щелочи (до 0,01 н.), но, поскольку гидрат натрия жадно поглощает  $CO_2$  воздуха, и тем больше, чем меньше нормальность раствора  $NaOH$ , перед каждым определением необходимо устанавливать титр щелочи. В связи с тем, что в высокогорных условиях это практически невыполнимо,  $CO_2$  определялось нами путем использования микробюретки и уменьшения объема капель щелочи. Следует указать еще на одну трудность данного анализа, имеющего колориметрическое окончание. Окраска оттитрованного раствора при содержаниях углекислоты 8–16 мг/л очень неустойчива и быстро исчезает при насыщении двуокисью углерода из воздуха, а также при воздействии интенсивной солнечной радиации (особенно в приледниковой зоне). Поэтому для получения правильных результатов нужно производить несколько повторных определений с разным объемом раствора.

Карбонат и гидрокарбонат-ионы. Определение этих важных ионов в поле не вызывает никаких осложнений. Повторное определение  $CO_3^{2-}$  и  $HCO_3^-$  в стационарной лаборатории (ШЛ СКГУ, г. Ессентуки) показало хорошую сходимость результатов полевых и лабораторных анализов. Анализы на карбонат и гидрокарбонат-ионы несложные и их целесообразно проводить в поле.

Двух- и трехвалентное железо. В наших полевых исследованиях применена методика определения  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , основанная на колориметрировании цветных реакций соединений этих ионов в цилиндрах Генера с реактивом  $a, a'$ -дипиридиллом. С помощью этих цилиндров можно определять десятые и сотые доли миллиграммов на литры ионов железа. По сравнению с колориметрическими пробирками применение цилиндров Генера имеет несомненные преимущества: не нужно каждый раз готовить ряд стандартных растворов — используется лишь один стандартный раствор, необходимая концентрация которого достигается уменьшением или увеличением столба жидкости в цилиндре. Чтобы увеличить чувствительность метода, проведена се-

рия опытных работ в поле, в результате которых удалось довести предельный минимум открытия железа в растворах до 0,01 мг/л.

Концентрация водородных ионов (pH) и окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Определение этих показателей в полевых условиях связано с серьезными трудностями. При скальных маршрутах трудно сохранить полевой потенциометр в устойчивом состоянии, так как прибор подвергается значительной встряске. Сказывается также интенсивная солнечная радиация, особенно на ледниках, в приледниковой зоне: сильное тепловое нагревание прибора, возникающие токи наведения и самоиндукции нарушают режим работы каломельного и стеклянного электродов, а установление постоянного режима требует длительного времени. Любое, мельчайшее воздействие на стеклянный электрод (песчинки и взвеси в растворе) отражается на точности результатов. К этому нужно добавить резкие перепады атмосферного давления на разных высотах (200-250 мм рт.ст.), большую разницу температур воды и воздуха (15-25°) и многие другие специфические условия высокогорий. Поскольку нам не удалось в поле избавиться от влияния всех этих "помех" (хотя на равнине потенциометр работал удовлетворительно), результаты измерений Eh и pH потенциометром оказались ненадежными.

Относительно точные воспроизводимые величины pH получены с помощью универсального индикатора; перед каждым маршрутом приготавливались свежие растворы реактива.

В лабораторных условиях химическим анализом определялись: кальций, магний, сульфат-ион, хлор, гидрокарбонат и карбонат, аммоний, нитрит, нитрат, цинк, медь. Натрий и калий определены на пламенном фотометре. Методики брались без изменений, за некоторым исключением при анализе сульфат-иона.

#### Концентрация водородных ионов и газовый состав льда

Многочисленные замеры величины pH чистого твердого льда, показавшие, что реакция льда кислая (а не нейтральная, как это иногда считается) и величина pH составляет 5,4-5,8 (в среднем pH льда = 5,5), позволили выделить ледники в кислый класс геохимических ландшафтов. Кислую реакцию льда, по-видимому, можно объяснить отсутствием нейтрализаторов свободной углекислоты, содержание которой относительно других компонентов довольно высоко (8,7 мг/л). Реакция тающего льда остается слабокислой. И лишь при соприкосновении ледниковой воды с обломками горных пород происходит нейтрализация раствора катионами, pH достигает величины 6,9-7,1 (в среднем pH = 7,0).

Из всех природных тел ландшафта (исключая атмосферу) ледники - наиболее кислородсодержащие тела, концентрация свободного

Средний химический и газовый состав льда (в мг/л) одного из крупных ледников Центрального Кавказа

№ проб	Состояние ледника	Лабораторные анализы											
		катионы							анионы				
		K	Na	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Zn	Сумма	NO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Сумма
24-х	Твердый голубой лед	2,5	3,1	3,0	0,8	0,49	0,03	9,89	0,28	7,32	1,92	2,13	11,65
23-х	Плавающийся лед	0	0	0,10	0,8	0	0	0,9	0,24	2,44	0,96	3,55	7,19
22-х	Река, вытекающая из ледникового грота	1,2	0,4	0,10	4,8	0,73	0	7,23	0,40	12,2	0,48	3,55	16,63

Таблица 8 (продолжение)

№ проб	Состояние ледника	Лабораторные анализы				Полевые определения						
		SiO <sub>2</sub>	Общая концент. раств. веществ	Сухой остаток (105°C)	Окисляемость, мг/л O <sub>2</sub>	t, °C	pH	CO <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	O <sub>2</sub>
24-х	Твердый голубой лед	0,6	21,54	4,33	2,64	0	5,6	8,7	6,82	0,01	0,01	14,96
23-х	Плавающийся лед	0,4	7,43	2,67	0,16	0,5-1	6,5	8,7	-	0,01	0,01	5,60
22-х	Река, вытекающая из ледникового грота	2,2	23,86	25,31	0,16	3-4	7,0	8,7	11,6	0,01	0,01	6,0

Таблица 9

Микроэлементный состав льда (по данным приближенно-количественного

№ проб	Сухой остаток, мг/л	Микроэлементы		
		Ti	Mn	Cu
24-х	4,33	$1,10^{-3}$ * 0,043**	$8 \cdot 10^{-4}$ 0,034	$2 \cdot 10^{-4}$ 0,009
23-х	2,67	$8 \cdot 10^{-3}$ 0,21	$1 \cdot 10^{-3}$ 0,03	$5 \cdot 10^{-4}$ 0,013
22-х	25,31	$7 \cdot 10^{-3}$ 1,8	$1,5 \cdot 10^{-3}$ 0,38	$2 \cdot 10^{-4}$ 0,05

\* Содержание, вес. %.

\*\* То же.  $\gamma$ /л.

кислорода  $15 \text{ мг/л}^1$ . О "кислородной подушке", заключенной в ледниковом и снежном покрове, указывал еще В.И.Вернадский. Ледники обеспечивают и непрерывно поддерживают господствующую в нивальных ландшафтах окислительную обстановку миграции. Кристаллическая структура льда наилучшим образом приспособлена к удержанию больших количеств кислорода и других газов. Количество структурных полостей (пустот) в тетраэдрической структуре льда составляет 50%. Пустоты заполнены кислородом, двуокисью углерода и, вероятно, азотом и инертными газами. Вопрос о влиянии ледников и снежников на круговорот газов в природе еще не изучен, но он таит много интересного.

Свободный кислород заполняет как мелкие, так и крупные структурные полости льда. В последних он находится в пузырьках воздуха, "защемленных" льдом, и видимых простым глазом. При таянии льда часть крупных пузырьков газа уходит - до  $6 \text{ мг/л}$  (табл. 8, пробы 23-х, 22-х). Между содержанием органического вещества и свободным кислородом намечается закономерная связь. Наибольшее количество органического вещества сосредоточено в леднике, но в тающем льде и ледниковой воде реки, вытекающей из-под ледника, окисляемость резко понижается. Уменьшается и содержание  $\text{O}_2$ . Отсюда следует, что часть кислорода льда при повышении температуры расходуется на окисление органического вещества. Содержание свободной двуокиси углерода при плавлении льда не изменяется. Это косвенно говорит о том, что объемы  $\text{CO}_2$  заключены в мелких

<sup>1</sup>Эта величина получена с вычетом свободного кислорода, содержащегося в дистиллированной воде, которая добавлялась при анализе. Анализ холостых проб дистиллята показал присутствие в нем свободного кислорода в количествах  $4,0-4,66 \text{ мг/л}$ .

		Макроэлементы				
Be	Fe	Si	Al	Mg	Ca	Na
$<1 \cdot 10^{-4}$ <0,004	$3 \cdot 10^{-3}$ 0,13	0,03	$7 \cdot 10^{-3}$	0,01	0,07	0,07
$1,5 \cdot 10^{-4}$ 0,004	$3 \cdot 10^{-2}$ 0,81	0,8	$7 \cdot 10^{-2}$	0,2	0,2	< 0,03
$<1 \cdot 10^{-4}$ <0,02	$3 \cdot 10^{-2}$ 7,5	0,3	0,1	0,3	$\geq 1$	0,07

структурных пустотах льда, выход из которых, по сравнению с крупными полостями, затруднен. Свободная углекислота и часть кислорода, пронизывая всю ледяную массу, упрочняют, стабилизируют ажурную кристаллическую структуру льда. Ледниковые воды сохраняют то же количество  $\text{CO}_2$ , которое содержится во льду (8–9 мг/л). В почвенных растворах альпийских и лесных ландшафтов свободная  $\text{CO}_2$  увеличивается до 17,4–32 мг/л.

Химический состав льда. Обращает внимание низкая минерализация льда, особенно плавающегося, и значительные расхождения между величиной сухого остатка и общей концентрацией растворенных веществ (см. табл. 8). Последнее можно отнести, по-видимому, лишь к ошибкам в определении сухого остатка, которые сильно возрастают при такой малой минерализации. Общую минерализацию льда правильнее оценивать по общей концентрации растворенных веществ, равной 7–22 мг/л. Преобладание в составе льда среди катионов натрия и калия, при подчиненном значении кальция и магния, объясняется привнесением хлористых солей океанскими воздушными массами и накоплением их на ледниках и снежниках Главного Кавказского хребта. Ледниковые воды, соприкасающиеся с рыхлым ледяным материалом, быстро обогащаются кальцием и магнием (№ 22-х). Уже на расстоянии 200–250 м от конца ледника воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. Роль калия, а тем более натрия резко уменьшается. Калий адсорбируется глинистой фракцией рыхлых отложений и интенсивно поглощается живым веществом в нижележащих альпийских и лесных ландшафтах. Большое значение в химизме льда имеет органическое вещество. Здесь увеличивается содержание аммония, нитрата, повышена окисляемость, что совершенно не характерно для пресных вод нивальных ландшафтов. Среди анионов преобладают гидрокарбонат и хлор; на долю сульфата приходится не бо-

лее 3–17% мг-экв/л. Кремнезем также не играет заметной роли – содержание его во льду в среднем не выше 0,5 мг/л.

Микроэлементный состав льда. Сухой остаток объединенных проб льда и ледниковой воды (№ 22-х, 24-х) был подвергнут приближенно-количественному спектральному анализу на широкий круг элементов (50 химических элементов). Для получения более достоверных результатов произведено трехкратное фотографирование пластинок. Из 50 определяемых элементов в сухом остатке льда было обнаружено всего 5: железо, марганец, титан, медь и бериллий, а из макроэлементов – кремний, алюминий, кальций, магний и натрий, которые приведены лишь для ориентировочного представления о качественном элементарном составе сухого остатка льда (табл. 9).

### СНЕЖНИКИ

Снежники – скопления снега, сохраняющиеся в течение теплого периода года, после полного исчезновения нормального снежного покрова, – играют большую роль в создании специфических элементарных ландшафтов и генетических типов рыхлых отложений<sup>1</sup>. "Снежник, лежащий на склоне, – отмечает Г.К.Тушинский, – производит, казалось бы, незаметную работу, однако в течение многих лет на том месте, где он лежит, появляется небольшое углубление – зачаточная форма кара, а ниже по склону возникает комплекс так называемых перигляциальных форм... Таким образом, снежники, подготавливая вместилище для ледников, первыми создают ледниковые формы рельефа" (1963, стр. 188).

Снежники в горах Кавказа в большинстве случаев относятся к лавинным. Густота их распространения тесно связана с распространением лавин в отдельных высокогорных районах. Под снежниками даже весной образуются горизонты сезонной мерзлоты. Зимой мощный снежный покров изолирует горные породы от промерзания, но с наступлением весны остатки смерзшегося фирнового снега теряют теплоизоляционные качества – грунт под ним замерзает. В конце весны и летом талые воды по периферии снежника размораживают слой мерзлотных рыхлых отложений. Повсеместно наблюдаются процессы солифлюкции, течения и оплывания рыхлой массы вниз по склону.

<sup>1</sup>Известный русский геолог И.П.Толмачев первый понял громадную роль снежников в формировании рельефа. В 1899 г. он выдвинул новую теорию образования цирков. Обычно создание цирков приписывали ледникам. И.П.Толмачев убедительно доказал, что снежники могут создавать такие же формы рельефа, что и ледники. Данные по снежникам обобщены Н.А.Солнцевым (1949) и Г.К.Тушинским (1963).

Наибольшая геохимическая роль снежников связана с образованием нивального мелкозема. Многократные колебания температуры грунта, появление снеговой воды и ее замерзание размельчают подстилающие горные породы. Образовавшийся нивальный мелкозем выносится из-под снежника струйками талой воды. Вместе с медленно плывущей вниз по уклону солифлюкционной массой увлекаются и более крупные обломки пород, в результате чего в руслах горных ручьев, возникающих от таяния снежников, остается тонкопесчаный рыхлый материал, хорошо отсортированный и освобожденный от крупных обломков.

При поисковых работах нами было отмечено влияние снежников на образование благоприятных для литогеохимического опробования потоков рассеяния с тонкими песчанистыми фракциями рыхлого материала. На многих участках горных склонов, где снежники отсутствуют, найти подходящий для металлотрической пробы тонкий или хотя бы среднезернистый рыхлый материал нередко трудно. Из-за этого на участках развития овальных накоплений и грубого щебня невозможно проводить литогеохимические съемки.

Размельчая кристаллические горные породы, ультрапресные талые воды снежников извлекают из нивального мелкозема щелочные металлы и микроэлементы. Активному физическому и химическому разрушению кристаллических горных пород способствуют не только многократные сезонные колебания температуры у периферии снежников, промерзание пород и их отмораживание, но и озонированный горный воздух, а также высокие содержания свободного кислорода и углекислоты в самих снежниках и талых снеговых водах.

Геохимическое воздействие снежников на возникновение нивального мелкозема и миграцию химических элементов в высокогорьях сопоставимо с деятельностью живого вещества (накипных лишайников). Оба процесса протекают неразрывно, и суммарный эффект физического и химического разрушения кристаллических пород является результатом их взаимодействия.

Минерализация снежников и снеговой воды изменяется в пределах 22–50 мг/л (табл. 10). Минимум минерализации приходится на воды ледниковых озер и чистые снежники. В ручьях, питающихся снежниками, минерализация повышается. Это объясняется переходом части легкорастворимых солей в раствор при взаимодействии снеговой воды с нивальным мелкоземом. Величина pH, в большинстве случаев остающаяся кислой, при соприкосновении снеговой воды с рыхлыми отложениями повышается до 6,1–6,8, что примерно соответствует величине pH плавящегося льда. Среди катионов наряду с кальцием заметную роль играет натрий. Магний, как правило, имеет подчиненное значение; либо вовсе не обнаруживается анализом, либо присутствует в малых количествах (0,09–1,8 мг/л). Устойчиво преобладает гидрокарбонат-ион. Содержания хлора и сульфата в среднем равны 2–4 мг/л, но в некоторых пробах сульфат-ион анализом не обнаруживается. В отличие от ледников в снежниках и снеговой воде значительно меньше органического вещества; величина окисля-

Таблица 10

Химический состав (в мг/л) снежников и ручьев, образованных тающими

Место отбора пробы	Катионы					
	Na	K	Ca	Mg	NH <sub>4</sub>	Сумма
Чистый снежник	1,7	0,1	6,0	1,8	0,3	9,9
Исток ручья, питающегося снежниками	2,3	-	6,0	1,8	-	10,1
Моренное ледниковое озеро	1,4	-	4,6	1,2	Сл.	7,2
Исток ручья, питающегося фирном	2,8	-	7,46	1,7	-	11,96
Исток ручья, образованного снежником	7,36	-	3,58	0,09	-	11,03
Исток речки, питающейся снежниками	5,75	-	5,37	1,63	-	12,75

Примечания. Кроме приведенных в таблице компонентов, анализы произведены на железо (общ.), CO<sub>3</sub>, HBO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, Br, I, полуторные окислы (R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) — ни в одной из проб эти компоненты не обнаружены.

Таблица 11

Микроэлементный состав снежников и снеговой воды  
(по данным приближенно-количественного спектрального анализа)

Место отбора пробы	Сухой остаток, мг/л	Fe	Mn	Ti	Cr	Cu	Sr	Ba
Снежник	22,0	3·10 <sup>-3</sup> *	-	1·10 <sup>-3</sup>	-	-	-	7·10 <sup>-3</sup>
		0,66**	-	0,22	-	-	-	1,54
Ручей	26,0	1·10 <sup>-2</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-2</sup>	3·10 <sup>-1</sup>
		2,6	0,52	0,26	0,26	0,03	7,8	78,0
Ледниковое озеро	19,6	2·10 <sup>-1</sup>	1·10 <sup>-3</sup>	7·10 <sup>-3</sup>	-	3·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-2</sup>	2·10 <sup>-2</sup>
		39,2	0,2	1,37	-	0,06	1,96	3,91

\*Содержание в вес. %.

\*\* То же, в у/л.

Анионы				SiO <sub>2</sub>	Сумма растворен- ных веществ	Сухой остаток (105°С)	pH
HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Сумма				
24,4	3,5	2,5	30,4	-	40,3	22,0	6,2
24,4	3,5	2,5	30,3	0,2	40,4	26,0	6,1
18,0	1,6	3,0	22,6	-	29,8	19,6	5,8
27,45	2,1	6,0	35,55	0,1	47,51	43,0	5,7
21,35	2,6	4,0	27,95	-	38,98	32,0	5,5
30,5	2,46	4,0	36,96	-	49,71	33,0	5,5

емости в леднике 2,6 мг/л O<sub>2</sub>; в снежниках 0,1–0,5, редко 1–2 мг/л O<sub>2</sub>. Свободный кислород, по нашим определениям в отдельных пробах снеговой воды, содержится в пределах 8–12 мг/л. Приведенные химические анализы снеговой воды хорошо сопоставляются с данными Д.М.Пхалаговой (1957).

Микроэлементный состав снежников, как и ледников, очень беден (табл. 11); меньше всего микроэлементов содержится в чистом тающем снежнике.

#### ВЛИЯНИЕ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНИКОВ НА МИГРАЦИЮ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Чтобы оценить влияние ледников и снежников на миграцию химических элементов в высокогорных ландшафтах, необходимо рассматривать воздействие этих природных тел в широком смысле, не ограничиваясь химизмом самого льда и снега.

Ледники и снежники коренным образом меняют структуру высокогорных областей, что особенно отчетливо отражается на ландшафтно-геохимических картах высокогорных районов. В районе 1 (см. рис. 2), где ледники занимают более 40% площади, становится типичной инверсия ландшафтно-геохимических поясов, нарушается закономерная вертикальная поясность ландшафтов. Крупные долинные

ледники, опускающиеся до субальпийского и лесного поясов, резко изменяют термический режим местности. В результате из вертикального профиля геохимических ландшафтов выпадают альпийские и субальпийские пояса, их вытесняют нивальные и субнивальные. Изменяется тип биологического круговорота химических элементов и вместе с ним все остальные геохимические свойства ландшафтов, определяющиеся водной, физической и воздушной миграцией вещества.

Рельефообразующая роль ледников и снежников огромна. В высокогорных областях с деятельностью ледников связано возникновение специфических элементарных ландшафтов и их совокупностей — геохимических ландшафтов. Реликты былой геологической истории различных фаз оледенения выражаются в накоплении древних моренных отложений, в повсеместно развитой троговой форме речных долин и большом количестве древних каров и ледниковых цирков. Результаты всей предшествующей геологической деятельности ледников непосредственно сказываются на современной миграции химических элементов.

Миграция вещества при ветровом переносе снега. Частые осенне-зимние и весенние метели в высокогорьях способствуют перемещению больших масс снега. Этот "ветровой" снег накапливается на фирновых полях ледников и крупных горных массивов. На Эльбрусе прирост снега на фирновом поле за счет накопления твердых осадков с ноября 1958 по май 1959 г. составил 164 см (656 мм слоя воды, с учетом плотности снега). Остальная часть снега уносилась ветрами в период метелей. Замеры метелемером показывают, что над фирновым полем в приземном двухметровом слое за зиму переносится 23 000 м снега через 1 пог. км сечения, перпендикулярного направлению ветра. На 1 пог. км горизонтального фирнового поля накапливается 9,6 т снега. Следовательно, ветровой перенос снежных масс в 2300 раз больше, чем накопление (Тушинский, 1963).

По нашим определениям, в 1 л снеговой воды содержится от 10 до 30 мг твердых минеральных веществ (оценено по величине сухого остатка снега). Это в среднем соответствует содержанию минеральных веществ — 20 г/т.

Таким образом, в результате метелевого переноса снега в надземном двухметровом слое воздуха мигрирует 460 000 г ( $\approx 0,5$  т) минеральных веществ (расчеты приведены к сечению в 1 пог. км). При увеличении сечения до 100 пог. км миграция минерального вещества с ветровым (метелевым) снегом соответственно возрастает до 50 т. Для всех ледниковых районов Кавказа геохимический эффект метелевого переноса снега ориентировочно достигает цифры  $n \cdot 10^3 - 10^4$  т минерального вещества ( $n \geq 5$ ). В качественном и количественном перераспределении химических элементов метелевой перенос снега должен играть заметную роль. При детальном геохимическом изучении высокогорий с эффектом геохимического влияния метелевого переноса снега на миграцию вещества в нивальных и альпийских ландшафтах придется считаться. Но методика количест-

венного учета этого важного фактора миграции находится еще в стадии разработки.

Содержание минеральных веществ в ледниках и снежниках Центрального Кавказа. Вследствие невозможности (практически) учесть количественно распространение снежников даже для ориентировочного расчета общей массы твердых минеральных веществ, заключенных в ледниках и снежниках Центрального Кавказа, мы условно приняли среднюю мощность ледников 100 м. В эту расчетную мощность входят и снежники, но поправка к площади ледников на площадь снежников не произведена. Нами принято, что неучтенная площадь распространения снежников компенсируется некоторым увеличением мощности ледников. Расчетная толщина 100 м, включая сюда толщ снежников, не преувеличена, скорее уменьшена — мощность льда многих крупных ледников Кавказа превышает 100 м. Наше допущение, в частности, выражается в некотором повышении расчетного количества минерального вещества (по сухому остатку), содержащегося в одном литре снеговой или ледниковой воды. Расчетное содержание минеральных веществ принято  $3 \cdot 10^{-5}$  т/м<sup>3</sup> (30 мг/л).

Общая масса законсервированных минеральных веществ в ледниках и снежниках достигает внушительной цифры — 2,5 млн. т (табл. 12). В настоящее время все ледники Центрального Кавказа находятся в стадии таяния. Поэтому ледниковый сток значительно выше, чем накопление льда и снега (табл. IV). Тем более необхо-

Таблица 12

Количество минерального вещества в ледниках и снежниках Центрального Кавказа (ориентировочные расчеты, мощность снежников включена в мощность льда)

Район оледенения	Площадь ледников км <sup>2</sup> (По П.А.Иванькову, 1969)	Объем льда, $\cdot 10^8$ м <sup>3</sup>	Общее количество минеральных веществ, тыс. т
Гора Эльбрус	138,5	138,5	415,5
Бассейны рек:			
Кубань (правые притоки)	2,68	2,68	8,04
Малка	1,87	1,87	5,61
Баксан	129,87	129,87	389,6
Чегем	73,87	73,87	221,61
Черек Безенгийский	84,45	84,45	253,35
Черек Балкарский	135,02	132,02	405,06
Урух	97,28	97,28	291,84
Ардон	53,99	53,99	161,97
Фиэгдон	14,32	14,32	42,96
Гизельдон	36,52	36,52	109,56
Терек (левые при- токи)	65,73	65,73	197,19
Всего	834,17	$8,34 \cdot 10^{10}$	2,5 млн. т.

Таблица 13

Количество химических элементов и соединений, заключенных в ледниках и снежниках Центрального Кавказа\*

Химические элементы и соединения	Среднее расчетное содержание, $\cdot 10^{-6}$ т/м <sup>3</sup>	Общее количество, тыс. т
O <sub>2</sub>	10,0	834
CO <sub>2</sub>	8,7	725
K	2,5	208
Na	3,0	250
NH <sub>4</sub>	0,1	8,34
Ca	1,0	83,4
Mg	0,5	41,7
NO <sub>3</sub>	0,3	25,0
HCO <sub>3</sub>	10,0	834
SO <sub>4</sub>	2,0	167
Cl	3,0	250
SiO <sub>2</sub>	0,5	41,7
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,83
Fe <sup>3+</sup>	0,1	0,83
Микроэлементы		
Al	10,10 <sup>-10</sup>	0,0834
Ti	1,5 <sup>-10</sup>	0,0125
Mn	0,3 <sup>-10</sup>	0,0025
Cu	0,1 <sup>-10</sup>	0,00083
Be	0,01	0,00008

\* Ориентировочные расчеты; объем льда  $8,34 \cdot 10^{10}$  м<sup>3</sup>.

димо хотя бы примерно оценить количество различных химических элементов и соединений, содержащихся в ледниках и снежниках. При таянии льда и снега химические соединения, законсервированные во льду, переходят в поверхностные и трещинно-грунтовые воды. Запасы отдельных химических элементов (кроме микроэлементов), сосредоточенные в ледниках и снежниках Центрального Кавказа, оцениваются в десятки и сотни тысяч тонн (табл. 13). Особенно большое значение имеют сотни тысяч тонн кислорода и

углекислого газа, заключенных в ледово-снежном покрове и высвобождающихся при таянии ледников. Кислород поддерживает окислительную обстановку миграции, а свободная двуокись углерода обеспечивает кислую реакцию ледниковых вод.

Несмотря на приближенный характер наших расчетов, они говорят о необходимости серьезной оценки химизма льда и снега для изучения круговорота веществ в природе. Настало время количественно определить химический состав ледников и снежников в горных районах нашей страны и провести сравнительную геохимическую характеристику равнинного (покровного) и горно-долинного оледенения.

## Геохимические барьеры

### Современные геохимические барьеры

Одной из примечательных форм воздействия ледников на ход геохимических процессов в ландшафте является образование геохимических барьеров, т.е. участков, в которых на коротком расстоянии наблюдается резкая смена условий миграции (Перельман, 1961, 1965; Тюрюканов, 1964), часто вызывающая концентрацию химических элементов. Известно несколько классов физико-химических барьеров зоны гипергенеза — кислородный, восстановительный сероводородный, сульфатный, карбонатный, щелочной, кислый и др. Из них в высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа наиболее распространены лишь класс кислородных геохимических барьеров, развивающихся на участках резкой смены восстановительных условий окислительными.

Автором совместно с Ю.В. Долининой в 1966 г. детально изучалось образование кислородных геохимических барьеров на нескольких участках. Ниже приводится характеристика геохимического барьера участка "Эльбрус" в долине р. Адылсу (правый приток р. Баксан).

На этом участке кислородный геохимический барьер приурочен к месту сочленения поймы реки и правого берега древней морены ледника. Древние моренные накопления представлены неокатантыми обломками (светло-серыми двуслюдяными гранитами и мигматитами), среди которых встречаются отдельные глыбы, диаметром до 1-3 м, древних кристаллических сланцев и гнейсов. Они покрыты сосновым лесом, который у края морены переходит в смешанный сосново-березовый, а в пойме реки — в березовый. На общей площади около 1000 м<sup>2</sup> вскрываются три группы источников подземных вод. В местах выхода вод на дневную поверхность выпадают бурые, оранжевые и ярко-красные охры железа.

Нами изучена группа источников, выходящих непосредственно в месте сопряжения древней морены ледника и поймы реки. Другие группы источников "барьерных" вод выходят у русла реки. Температуры воды всех источников +4°C. Выход вод отмечен слабым заболачиванием, типа мочаржины, образующейся из нескольких от-

дельно вытекающих источников. Химический и газовый состав вод определялся как в местах отсутствия выходов железа, так и на участках с большим количеством охр (с расстоянием всего 1-3 м). Пробы воды отбирались также у слияния всех источников в один ручей (дебит 2 л/сек), русло и борта которого покрыты выпавшими охрами железа. На площади 50 м<sup>2</sup> отобраны 5 проб воды на полный химический анализ и произведено 15 полевых химических анализов содержания свободного кислорода и двуокиси углерода, двух- и трехвалентного железа, карбонат-иона (табл. 14). Определен микроэлементный состав железистых охр (табл. 15).

Химический состав источников подземных вод, выходящих из древней морены на участке кислородного геохимического барьера "Эльбрус", остается практически постоянным. Общая сумма растворенных минеральных веществ не превышает 206,5 мг/л (табл. 16).

Воды гидрокарбонатно-кальциевого состава, содержание основных катионов и анионов типично для вод лесных ландшафтов, и существенных отклонений от фоновых значений не наблюдается. Меди и цинка, также определявшихся химическим анализом, не обнаружено.

Прямая связь химического состава воды источников с выше расположенным ледником устанавливается по содержанию таких ионов, как хлор, аммоний и калий. В табл. 16 обращает внимание повышение содержания хлора до 10 мг/л, что совершенно не характерно для вод альпийских и лесных ландшафтов. Ясно, что накопление хлора связано с тающими ледниковыми и снеговыми водами, фильтрующимися в древние моренные отложения. Калий, обычно не обнаруживающийся в водах лесных ландшафтов, интенсивно извлекается из раствора живым веществом. Но в подавляющем большинстве в составе ледников и снежников калий присутствует, и это отражается в химическом составе ледниковых вод, выходящих на участке геохимического барьера. Содержание иона  $\text{NH}_4^+$  также близко к содержанию аммония в ледниках.

По результатам лабораторного химического анализа вод нельзя полностью определить природу происходящих здесь геохимических процессов - даже достаточно тщательным лабораторным анализом барьер "не регистрируется" (см. табл. 16). Принципиальный механизм образования кислородных геохимических барьеров и сущность геохимических процессов, приводящих к возникновению этого класса физико-химических барьеров, раскрываются лишь в результате полевых химических анализов газовой составляющей природных вод вместе с определением двух- и трехвалентного железа. Содержание свободного кислорода на участке геохимического барьера изменяется от 0,87 до 3,5 мг/л (см. табл. 14). В тесной связи с изменением кислорода находится и изменение двух- и трехвалентного железа. Количество двухвалентного железа в растворе убывает при содержании свободного кислорода до 2,1 мг/л и более, что по-видимому, достаточно, чтобы окислить железо до трехвалентного. Затем, при увеличении свободного кислорода до 3 мг/л и более, часть

Таблица 14

Полевые определения химического и газового составов воды  
(участок "Эльбрус")

№ проб	Содержание, мг/л				
	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	HCO <sub>3</sub>
1-б*	1,71	17,4	4,5	0,82	122,0
2-б	1,87	17,4	5,25	0,60	122,0
3-б	1,91	17,4	3,0	0,18	122,0
4-бх	3,55	17,4	2,25	0,24	122,0
5-б	Не опр.	17,4	Не опр.	Не опр.	122,0
3-х	3,92	17,4	"	"	122,0
5-бх	3,48	17,4	"	"	122,0
8-х	2,70	17,4	"	"	122,0
4-б	2,30	17,4	0,62	0,53	122,0
6-б	2,97	17,4	0,08	0,77	122,0
7-б	3,5	17,4	0,01	0,2	122,0
11-б	0,87	17,4	16,0	1,57	122,0
12-б	1,41	17,4	8,0	1,57	122,0
13-б	3,24	17,4	1,0	3,33	122,0
5-х**	6,11	8,8	0,01	0,01	67,1

\*Для проб № 1-б - 4-бх выполнены повторные контрольные определения свободного кислорода.

\*\*Источники подземных вод из моренных отложений вне зоны развития геохимического барьера.

Таблица 15

Микроэлементный состав охр железа, вес. %  
(данные полуколичественного спектрального анализа)

Микро-элементы	Среднее содержание	Пределы колебаний	Микро-элементы	Среднее содержание	Пределы колебаний
Mn	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$ $-1 \cdot 10^{-2}$	Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$ $-1 \cdot 10^{-2}$
Co	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$ $-1 \cdot 10^{-2}$	Ni	$1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$ $-2 \cdot 10^{-3}$
V	$2 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$ $-7 \cdot 10^{-2}$	Sc	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$ $-1 \cdot 10^{-3}$
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	-			

Таблица 16

Химический состав подземных вод, мг/л (участок "Эльбрус", Центральный

№ проб	Катионы						Анионы	
	K	Na	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Сумма	NO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
1-б	2,6	7,2	0,10	36,4	4,76	51,06	0,4	124,4
2-б	2,6	7,3	0,15	34,0	6,22	50,27	0,6	124,4
3-б	2,1	4,9	0,10	34,0	6,22	47,32	0,16	124,4
4-б	2,2	5,0	0,10	36,4	4,03	47,73	0,16	124,4
5-б	2,3	4,9	0,10	34,6	5,86	47,76	0,28	122,0

трехвалентного железа при достижении предела растворимости выпадает в осадок в форме гидроокиси.

Таким образом, ледниковые воды, циркулирующие под древними моренными отложениями, характеризуются восстановительной средой, что подтверждается (в некоторых источниках) низким содержанием свободного кислорода.

Ясно, что еще до места своего выхода на дневную поверхность эти воды в зоне аэрации частично насыщаются кислородом. При этом большое значение имеют местные условия выхода вод на поверхность. Там, где сохраняется более благоприятная обстановка для их "закупорки", вплоть до места выхода на поверхность, свободного кислорода содержится очень мало, а количество двухвалентного железа, наоборот, велико. Например, в пробе 11-б при содержании O<sub>2</sub> = 0,87 мг/л количество Fe<sup>2+</sup> достигает 16 мг/л (кальциево-железистые воды!). В других источниках, где условия для закупорки менее характерны, содержание кислорода увеличивается до 1,5-2 мг/л.

Приведенные анализы позволяют воссоздать обстановку, которая характерна для миграции двухвалентного железа. На участке "Эльбрус" мы сталкиваемся с той разновидностью кислородных геохимических барьеров, когда на поверхность выходят глеевые бескислородные и бессероводородные воды. При соприкосновении с кислородом воздуха происходят эпигенетические процессы ожелезнения за счет выпадения гидроокиси железа. Известно, что при этих процессах возможно и омарганцевание, но в данном случае окислительно-восстановительный потенциал еще недостаточен для перевода марганца из двухвалентной формы в четырехвалентную. Поэтому двухвалентный марганец сохраняет подвижность, присутствует в растворе и выносится за пределы геохимического барьера, доказательством чему служат высокие содержания марганца в сухих остатках вод, до 7·10<sup>-2</sup> вес. % (табл. 17). Часть марганца вместе с другими микроэлементами извлекается из раствора при осаждении гидроокиси железа (см. табл. 15). На участке геохимического барьера концентрируются также хром, кобальт, ванадий, медь, цинк, скандий, никель.

Анионы			SiO <sub>2</sub>	Общая минерализация	Сухой остаток (105°C)	Окисляемость, мг/л O <sub>2</sub>
SO <sub>4</sub>	Cl	Сумма				
12,96	10,65	148,41	6,2	199,47	142,5	3,52
18,24	10,65	153,89	5,94	204,16	200,5	2,08
20,16	7,81	151,53	5,2	198,85	196,0	0,8
26,40	7,81	158,77	4,8	206,50	197,5	0,8
14,64	7,81	144,73	6,6	192,49	194,5	1,2

Следовательно, в древних моренных отложениях ледника создается благоприятная обстановка для образования глеевой среды миграции. Незначительные дебиты источников "глеевых" вод свидетельствуют о преимущественно застойном характере циркуляции; режим движения, близкий к застойному, возникает при подпруживании конечными древними моренами вод, просачивающихся в периоды таяния ледников и снежников, что и наблюдается сейчас в концевых бассейнах крупных ледников Центрального Кавказа. Образованию глеевых вод при их замедленном движении способствует чрезвычайно слабая развитость процессов окисления в моренных отложениях. Отличительная особенность описываемого ледникового района и многих других - белый (белесовато-серый) цвет современных моренных отложений, богатых соединениями двух-, а не трехвалентного железа.

Естественные разрезы более древних моренных отложений также свидетельствуют о том, что для них процессы окисления не были характерны - восстановительная среда унаследована и в настоящее время<sup>1</sup>.

Таким образом, в древних моренных отложениях многих крупных ледников до сих пор сохраняются благоприятные условия для образования бескислородных (и бессероводородных) глеевых вод, содержащих большие количества двухвалентных железа и марганца, имеющих высокую подвижность. Длительное соприкосновение вод с рыхлым моренным материалом способствует переходу части кремнезема в раствор и более активной водной миграции кремнезема, содержание которого увеличивается в глеевых водах до 5-6 мг/л, при среднем фоновом содержании 0,1-2 мг/л. В области разгрузки "восстановительных" вод при соприкосновении с кислородом воздуха двухвалентное железо окисляется до трехвалентного (аморфная

<sup>1</sup> О преимущественном распространении закисных, а не окисных соединений на ледниках указывает М.А.Глазовская (1952), проводившая исследования на ледниках хребта Терской-Алатау.

Таблица 17

Микроэлементный состав сухого остатка воды \* (данные количественного спектрального анализа)

Элементы	Гидрогеохимические пробы				
	1-6	2-6	3-6	4-6х	5-6
Fe	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
	42,0	39,0	13,65	39,0	390,0
Mn	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$
	21,0	13,65	3,90	9,75	117,0
Ni	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	0	0	$1 \cdot 10^{-3}$
	1,12	1,56	0	0	1,95
Ti	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
	9,8	13,65	5,85	13,65	9,75
Cr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0	$8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
	1,4	1,95	0	1,56	1,95
Cu	$1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$
	1,4	1,37	1,95	3,90	1,37
Ag	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0	$1 \cdot 10^{-4}$	0
	0,28	0,20	0	0,20	0
Sr	$5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
	70,0	97,5	19,5	58,5	58,5
Ba	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	Следы	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
	14,0	29,25	0	29,25	29,25

\* Первая строка - содержание, %; вторая - то же, у/л.

гидроокись). Двухвалентный марганец остается в растворе и выносятся за пределы геохимического барьера. Окислительно-восстановительный потенциал, необходимый для перевода  $Mn^{2+}$  в  $Mn^{4+}$ , не достигается.

При медленном движении глеевых вод в толще моренных отложений, покрытой лесом, до выхода их на поверхность отмечается переход  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  (иначе бы не было высоких содержаний трехвалентного железа в растворе), но окислительно-восстановительный потенциал еще низкий, и охры железа не выпадают в осадок.

Такой важный показатель, как pH раствора, на исследуемом участке не влияет на механизм перевода двух- и трехвалентного железа в осадок. Величина pH 6,3 характерна не только для всех

"барьерных", но и для ледниковых и снеговых вод нивальных и субнивальных ландшафтов в приледниковой зоне, а также для циркулирующих вод в моренных отложениях. Здесь наблюдается постоянный площадной подток ледниковых вод, в связи с чем и величина pH остается стабильной. Также постоянны и одинаковы величины свободной углекислоты (17,4 мг/л) и гидрокарбонат-иона (122 мг/л). Следовательно, эти компоненты, как и почти весь анионно-катионный состав глеевых вод, служат здесь своеобразным фоном, чрезвычайно устойчивым и практически неизменяющимся. В то же время эта стабильность облегчает огромную геохимическую работу, проводимую таким "неустойчивым" компонентом, как свободный кислород. Он почти беспрепятственно со стороны других анионов и катионов переводит соединения железа из одной формы в другую, чего в лабораторных условиях можно достигнуть лишь длительным нагреванием и введением в раствор сильного окислителя.

Описанные современные геохимические барьеры формируются исключительно в местах подпруживания маломинерализованных ледниковых вод моренными отложениями или флювиогляциальными конусами выноса (где создаются условия застойного или замедленного движения глеевых вод), обычно в сопряжениях древних (реже современных) конечных и береговых морен ледника с террасой или поймой реки.

На сопряжении крутых горных склонов и флювиогляциальной террасы или поверхности выравнивания кислородные барьеры, как правило, не отмечаются.

Воды, пробегающие с большой быстротой по крутому скальному склону неглубоко от поверхности, насыщены кислородом, и для них глеевая обстановка не характерна.

Кислородные барьеры (площадью от 1-2 до 3-5 м) возникают лишь тогда, когда часть горного склона покрыта мощными мелко-обломочными осыпями, в месте сочленения с террасой или поймой реки.

### Древние геохимические барьеры<sup>1</sup>

Участки древних геохимических барьеров, широко распространенных в высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа, отчетливо обнаруживаются в террасовых отложениях многих крупных рек по линейно вытянутым зонам ожелезнения и омарганцевания; протяженность таких зон в долинах некоторых рек (см. рис. 2, район 2) составляет 3-4 км. Это свидетельствует о значительно более широ-

<sup>1</sup> Древность геохимических барьеров, как и понятие палеогеохимии здесь, конечно, относительны. Пользуясь этой терминологией, мы лишь подчеркиваем отличие описываемых барьеров от современных.

ком развитии глеевой обстановки в вюрмское и послевюрмское время, в периоды интенсивного проявления ледниковой деятельности. Отступая, по мере потепления климата, ледники оставляли мощные моренные отложения, благоприятствовавшие подпруживанию, "закупорке" и сохранению глеевого режима. Во время формирования речных долин и их дальнейшего переуглубления глеевые воды соприкасались с кислородом воздуха, в результате чего резко изменились условия миграции. Хорошо подвижные в бескислородной среде (в двухвалентной форме) железо и марганец окислялись до  $Fe^{3+}$  и  $Mn^{4+}$ , теряли подвижность и осаждались на участке кислородного геохимического барьера. Вначале осаждалось обладающее более низким потенциалом трехвалентное железо, марганец находился еще в растворе и свободно мигрировал, и только при усилении эрозии, когда окислительно-восстановительный потенциал повышался, начиналось окисление марганца. Процесс этот протекал довольно быстро, в резко кислородной обстановке, которую усиливал постоянный "подток" озонированного горного воздуха после частых грозных разрядов, характерных для высокогорных стран. В разрезах наблюдаются марганцевистые зоны с четкими границами, состоящие сплошь из мелких кристалликов пиролюзита. В соответствии с цикличностью рельефообразования и эрозии в разрезах четвертичных отложений отмечаются чередования нескольких (обычно двух-четырех) марганцевистых и железистых зон.

Принципиальный механизм образования древних геохимических барьеров тот же, что и современных кислородных барьеров.

В подтверждение сказанному остановимся более подробно на характеристике одного из палеогеохимических разрезов (рис. 10), изученном в масштабе 1:10. Современный почвенный слой отмечается до глубины 40-50 см (иллювиальный горизонт В), но влияние почвообразующих процессов прослеживается и ниже, до глубины 1-1,5 м. Террасовые отложения, по-видимому, служили почвообразующей материнской породой (горизонт С); почва относится к типу бурых горно-лесных (Зонн, 1950; Фридланд, 1966). Реакция почвы кислая; отчетливо выделяется желтовато-серый, иногда белесовато-серый позолистый горизонт  $A_2$ ; в почве много крупных обломков гранитов.

Зона древнего геохимического барьера, отмечаемая в разрезе интенсивным марганцеванием и ожелезнением, состоит из двух подзон, между которыми проходит четкая граница. Верхняя - подзона марганца отделяется от вышележащих террасовых отложений резким стратиграфическим несогласием (свидетельство интенсивной ледниковой деятельности в тот период, когда происходило накопление моренных отложений). Видимая мощность древней морены, вскрытой современной речной долиной, составляет 3-4 м (с учетом

---

Рис. 10. Древний кислородный геохимический барьер (палеогеохимический разрез, участок "Эльбрус")

Старшие палеогено-кайногеновые разрезы	№ слоя	Мощность, см	Колонка	Эпигенетические проявления	Геологические пробы	Краткое литологическое описание и характеристика эпигенетических проявлений
Современная почва	A <sub>0</sub>	1	10-13	Н	①	Верхняя дернина, черно-бурая, торфянист, с большим количеством корней (A <sub>0</sub> )
	A <sub>1</sub>	2	15-21		②	Бурый почвенный слой, с более тонким рыхлым материалом, пористой структуры. В подошве - галька светлых двуслойных гранитов (d=10-25 см)
	A <sub>2</sub>	3	12-16		③	Желтовато-серый, песчанистый (1-0,5 мм), рыхл. подолоидный горизонт A <sub>2</sub> , с включениями гальки и обломков серых гранитов (d=10-20 см)
	B	4	8-10		④	Светло-коричневый, песчанистый уплотненный с включениями гальки d=5-10 см (длина гориз. в)
Террасовые отложения (горизонт С)	5	100-120, до 150		Мп <sup>6+</sup>	⑤	Рядовидноглыциальные террасовые отложения (почвообразующая порода). Составляют из слабомагнитных глыб гранитов (двуслойных, мелкозернистых), мигматитов и кристаллических сланцев, диаметром до 0,5-0,7 м. Среди крупных глыб встречаются прослои более мелкой гальки (2-3-5 см) и песка. Сквозь весь светло-буроватый слой с окислами железа прощипывают корни деревьев, много корней травы и кустарников
					⑥	Верхняя подзона марганца, черного цвета, насыщена марганцевыми атрами и кристаллами пиролюзита. Прурочены к гальке среднего (диаметр 3-4, до 5 см) и мелкого (d=1-2 см и 1 мм) размеров ориентировка гальки гранитов отсутствует. Среди черной марганцевидной массы встречаются в виде отдельных пятен ярко-красные озари железа. Часть марганцевой подзоны заледит в вышележащие террасовые отложения
Зона древнего каспарского барьера	Подзона железа	7	80	Fe <sup>3+</sup>	⑧	Подзона железа. Ярко-красный, с буровато-малиновым оттенком из очень мелкой цементированной гальки гранитов и мигматитов (d < 1 мм) в подошве и кровле; в средней части крупные обломки светло-серых двуслойных гранитов и мигматитов, диаметром до 10-15 см.
					⑨	Ярко-желтый, местами оранжевый слой из крупнозернистого песка, гальки (2-3 см) и глыб (10-20 см) гранитов, с пятнами буро-малинового ожелезнения
					⑩	Светло-серый песок, ожелезненный в кровле и подошве
					⑪	Грубая (10-15 см) галька гранитов, с неравномерным, пятнистым ожелезнением
					⑫	Средняя (2-3 см) и мелкая (1-2 мм) галька гранитов, плотно цементированная, интенсивно ожелезненная, с малиновым оттенком.
					⑬	Грубая галька светло-серых двуслойных гранитов и мигматитов (диаметры 10-15 см), слабо ожелезненная
					⑭	Супесь желтовато-серая, со следами ожелезнения, с галькой гранита и кварца диаметром 1-5 мм. В подошве - современные валунные аллювиальные отложения светло-серого, белого и белесовато-серого цвета без признаков ожелезнения (современная пойма реки)
Пойма реки						

перемытых моренных отложений в верхней части разреза 5-6 м), на других участках со следами эпигенеза 10-30 м; общая мощность не вскрытых эрозией моренных толщ гораздо больше. Принадлежность этих отложений к моренным образованиям установлена по неокатанным (реже слабокатанным) остроугольным обломкам кристаллических пород, неориентированным и слабоотсортированным (для современных аллювиальных отложений характерна значительно лучшая окатанность и сортировка рыхлого материала). В вещественном составе подзоны наиболее распространены гидроокислы марганца из группы псиломелана, окрашивающие эту часть разреза в черный цвет, и многочисленные мелкие кристаллики пиролюзита. Среди черной марганцевистой массы встречаются отдельными пятнами ярко-красные охры железа<sup>1</sup>.

В подзоне железа прослеживается несколько горизонтов моренных образований с различной интенсивностью ожелезнения. Омарганцевание полностью отсутствует, яркость окраски (степень ожелезнения) увеличивается от нижней к верхней части разреза. Это свидетельствует о том, что двухвалентное железо диффундировало снизу вверх по разрезу, от участков с низким окислительным потенциалом (глеевый режим) к участкам с более высоким потенциалом, где и осаждалось в форме гидроокиси. Такая же диффузия имела место и для марганца, но соединения марганца потеряли подвижность и отложились только в самых верхних частях барьера, где господствовала кислородная обстановка. Для железа, обладающего меньшим потенциалом и легче переходящим из двухвалентной формы в трехвалентную, чем двухвалентный марганец в четырехвалентный, отмеченные закономерности диффузии наблюдаются почти в каждом горизонте, слое, где есть следы оглеения (например, слой 9 на рис. 10).

Разность окислительно-восстановительных потенциалов марганца и железа обусловила более широкие возможности миграции марганца. Марганец находился в растворе и свободно мигрировал в форме  $Mn^{2+}$  в тех водах, в которых железо уже выпало в осадок (в основном в форме гидроокиси, но частично выпадали в осадок и соединения двухвалентного железа). Поэтому в разрезе подзона марганца расположена выше подзоны железа и по мощности значительно ей уступает.

Геохимическая характеристика другого участка развития древнего кислородного барьера приведена на рис. 11.

<sup>1</sup> Образование пиролюзита, устойчивого в зоне выветривания и практически нерастворимого минерала, говорит об огромной геохимической работе, которая совершается в области соприкосновения ультрахолодных глеевых вод с кислородом воздуха. В лабораторных условиях получить кристаллический пиролюзит удастся только при повышенных температуре и давлении.

Старение разреза	№ слоя	Мощность, см	Колонка	Элигено-типичные проявления	Геологиче-ские пробы	Краткое литологическое описание и характеристика элигено-типичных проявлений	
Современная почва	А <sub>0</sub> -В	1	40				Почва под сосновым лесом, с подзолом, нерасчлененная
	Террасовый отложения	2	160		H <sup>+</sup>		Светлые террасовые отложения, пронизанные корнями деревьев и травы (почвообразующая порода)
Зона древнего кислородного геологического барьера	Подзона марганца	3	100		Mn <sup>4+</sup>		Верхняя черная марганцевая подзона с пирролизитом, загорающая "карманами" в железистую
	Подзона железа	4	150		Fe <sup>3+</sup>		Верхняя железистая подзона, с мелкой галькой в кровле и подошве, в средней части - крупные обломки мигматитов диаметром 10-15 см
	Подзона	5	50		Mn <sup>4+</sup>	⑬	Нижняя пятнистая марганцевая подзона
	Подзона железа	7	500-500		Fe <sup>3+</sup>	⑭	Нижняя железистая подзона, с мелкой галькой в кровле и подошве и крупными валунами мигматитов (10-50 см в диаметре) в средней части. Цементирована плотной супесью ярко-желтого и оранжевого цветов. Скрыта под осыпями, мощность до уреза воды 4,5-6 м
	Подзона железа						

Рис. 11. Палеогеохимический разрез участка "Джан-Туган"

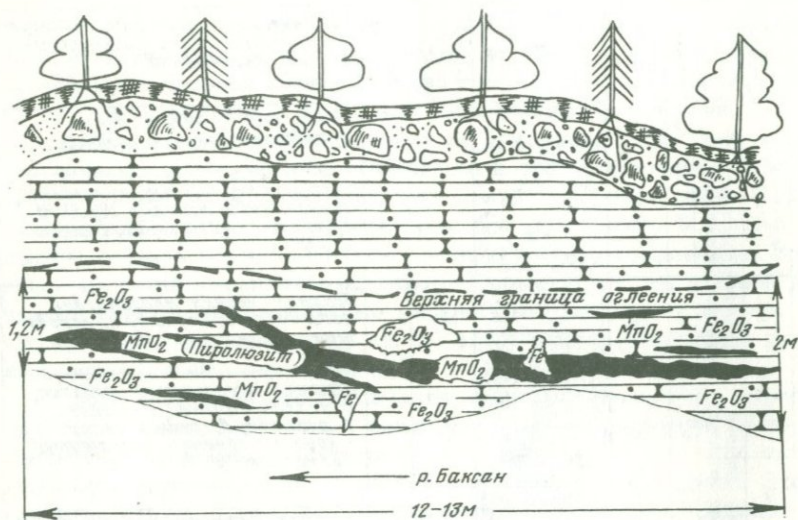


Рис. 12. Участок древнего кислородного геохимического барьера в известковистых песчаниках Скалистого хребта (Центральный Кавказ)

По данным спектральных анализов, на геохимическом барьере концентрируются железо, марганец, никель, кобальт, ванадий, медь, частично цинк и скандий.

Железо, марганец и кобальт, согласно геохимической классификации элементов по особенностям гипергенной миграции на континенте (Перельман, 1966), относятся к водным мигрантам, подвижным в восстановительных (глеевых) условиях и инертных в окислительных. Для этих элементов характерна высокая контрастность миграции. Железо и марганец интенсивно осаждаются на барьере. Кобальт по химическим свойствам близок к никелю, но, в отличие от него, в гипергенных условиях происходит окисление соединений  $Co^{2+}$  до  $Co^{3+}$ . Это и наблюдается в высокогорных ландшафтах Кавказа на участках кислородных барьеров как древних, так и современных. Трехвалентный кобальт, близкий по свойствам к трехвалентному железу, наиболее интенсивно концентрируется в марганцевистых горизонтах (до 0,2–0,3%).

Остальные химические элементы (никель, ванадий, медь, цинк, скандий) относятся к водным мигрантам, подвижным и слабоподвижным в окислительной среде и инертным в резко восстановительной сероводородной. Для них не характерна высокая подвижность в восстановительных глеевых водах, принимавших участие в образовании геохимического барьера, где их концентрация связана с извлечением из раствора выпадающими охрами железа и коллоид-

ными гидроокислами марганца из группы псиломелана. Изучение древних геохимических барьеров представляет несомненный поисковый интерес, особенно тогда, когда ореолы рассеяния погребены и с поверхности перекрыты чехлом моренных или пролювиальных отложений конусов выноса.

\* \* \*

Процессы эпигенетического ожелезнения и омарганцевания, связанные с выходом глеевых вод на поверхность, наблюдаются не только в четвертичных отложениях, но и во многих кристаллических и осадочных горных породах Центрального Кавказа (рис. 12).

Несмотря на широкое распространение, эпигенетические процессы и связанные с ними геохимические барьеры систематически до сих пор не изучены. Описанные древние геохимические барьеры в четвертичных отложениях большинство геологов и гидрогеологов ошибочно принимают за следы выходов нарзанов Эльбруса, а уча-



Рис. 13. Образование современных и древних кислородных геохимических барьеров

I - древняя морена ледника, поросшая сосново-березовым лесом;  
 II - участок современного геохимического барьера у основания морены (сплошные ярко-красные выпоты железистых охр);  
 III - участки древних геохимических барьеров в разнозернистых и валунных отложениях флювиогляциальных террас (чередование марганцевистых и железистых зон в разрезе)

стки современных геохимических барьеров с яркими охрами железа — за сами нарзаны Эльбруса, разбавленные поверхностными водами. Между тем и по газовому, и по химическому составу нарзаны Эльбруса резко отличаются от ледниковых вод, принимающих участие в образовании геохимических барьеров. Сами участки кислородных барьеров пространственно приурочены к древним и современным концевым бассейнам крупных долинных ледников (рис. 13).

Чаще всего площади развития геохимических барьеров как в четвертичных отложениях, так и в коренных породах геологи рассматривают как зоны выветривания. В лучшем случае о таких "выветрелых" зонах вскользь упоминается в отчетах. Расплывчатое понятие "выветривание" как спасительная ширма, за которую прячется все наше незнание важнейших природных закономерностей, еще бытует среди геологов.

Только в результате коллективных усилий специалистов — геологов, гидрогеологов, геоморфологов, почвоведов и геохимиков удастся воссоздать палеогеохимическую историю высокогорных областей Центрального Кавказа, правильно понять и оценить огромное воздействие ледников и снежников на миграцию химических элементов.

## НИВАЛЬНЫЕ И СУБНИВАЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Нивальные и субнивальные геохимические ландшафты, наиболее распространенные (см. рис. 2) в высокогорной области Центрального Кавказа, различаются на уровне типов геохимических ландшафтов.

В нивальных ландшафтах живое вещество представлено одними лишь накипными лишайниками ("высокогорный загар" на скалах), очень редко в расщелинах скал встречаются мхи и отдельные подушки злаков.

В субнивальных ландшафтах - переходных от альпийских к нивальным - процессы биогенеза протекают более интенсивно, чем в нивальных: появляются фрагментарные почвы, мхи и лишайники, участки с редкой травянистой альпийской флорой (преимущественно злаки и осоки). Переход от нижней границы нивальных ландшафтов к верхней границе субнивальных постепенный, но четче прослеживается граница между ними. Поскольку фактические данные о геохимии субнивальных ландшафтов пока отсутствуют, нивальные и субнивальные ландшафты рассматриваются совместно.

Описываемые высокогорные пояса включают большое число элементарных ландшафтов: скальные гребни, горные склоны, осыпи и поверхности выравнивания (уровни древних ледниковых трогов); их сопряжения образуют нивальные геохимические ландшафты.

Наибольшим разнообразием отличаются концевые бассейны ледников, где широко представлены конечные и береговые морены, приледниковые озера-запруды, часто выполненные озерно-ледниковыми отложениями; переотложенные (перемытые) морены, доходящие до лесного пояса (рис. 14); сохранившиеся в крупных ледниковых троговых долинах участки флювиогляциальных террас.

В основаниях горных склонов часто встречаются конусы выноса, подвижные осыпи и участки гравитационных накоплений. Для многих горных речек в нивальном поясе характерны теснины и каньоны, выполненные флювиогляциальными отложениями, в субнивальном - разрушенные горные хребты и участки пролювиальных горных склонов с непрерывно возобновляющимися селевыми потоками.

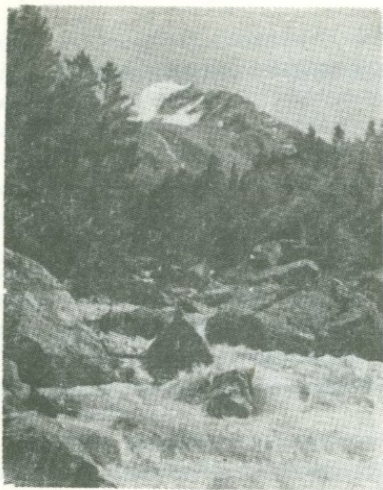


Рис. 14. Перестроженные (перемытые) морены, достигающие лесного пояса в бассейне р. Баксан. Фото Н.М.Череповского

А - общий вид. Б - участок русла

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ НА СУЩЕСТВЕННО ХЛОРИТОВЫХ ГНЕЙСАХ

### Минералого-геохимическая характеристика коренных пород

Хлоритовые гнейсы, слагающие скально-ледовые участки Главного Кавказского хребта (см. рис. 2), достигают нижней границы субнивальных ландшафтов на борту речки в районе 2. Кроме того, коренные выходы гнейсов встречены в кровле плагиогранитов на правом борту ледников (район 1).

По внешнему виду эти ясносланцеватые, плотные мелко- и среднезернистые серовато-зеленые породы состоят из полевого шпата, кварца, хлорита и мусковита (серицита). В составе акцессорных минералов встречены кальцит, магнетит и редкие мелкие чешуйки биотита. Контактные минералы представлены одним лишь хлоритизированным гранатом (гнейс с большим количеством порфиробластов граната называют гранатовым). Под микроскопом в породах устанавливаются постоянные порфиробластовые структуры.

В химическом составе коренных пород (табл. 18) отмечаются пересыщенность гнейсов алюминием и некоторое увеличение роли кальция при общем высоком содержании железа, вероятно, за счет присутствия граната. Степень перекристаллизации пород весьма высока. По сравнению с биотитовыми гнейсами уменьшается содержание кобальта, свинца и бария (табл. V). Концентрация иттрия, на-

Окислы	Хлоритовый гнейс (среднее из 3 обр.)	Слюдисто-полевошпатовый гнейс с микроклином (среднее из 2 обр.)	Биотитовый гнейс (среднее из 5 обр.)	Кварц-биотитовый сланец (среднее из 6 обр.)
SiO <sub>2</sub>	56,50	77,50	71,15	70,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,92	11,62	13,80	15,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	0,55	0,24	0,80
FeO	6,10	0,66	3,68	4,40
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,14	0,01	0,50
MnO	0,06	0,02	0,05	0,10
MgO	1,90	0,40	1,79	1,70
CaO	2,40	0,36	0,06	0,30
Na <sub>2</sub> O	1,80	1,87	2,74	0,65
K <sub>2</sub> O	3,30	5,52	3,08	2,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,385	0,12
SO <sub>3</sub>	0,48	0,10	0,10	0,14
П.п.п.	2,10	0,78	2,08	3,07
Сумма	99,90	99,68	99,59	100,04

борот, увеличивается до 0,006–0,007%, бериллия до 0,001%. Большинство химических элементов имеют кларк концентрации в гнейсах меньше единицы, за исключением титана, бериллия, иттрия и иттербия.

#### Минералого-геохимическая характеристика нивального мелкозема

Нивальный мелкозем состоит исключительно из грубо-, крупно- и среднезернистых фракций (> 1–0,25 мм). Образование рыхлых отложений в основном связано с морозным выветриванием, роль живого вещества – накипных лишайников и бактериального микромира – имеет подчиненное значение. Элементарный состав нивального мелкозема определен полуколичественным спектральным анализом. Пробы рыхлого материала отобраны в верховьях горных рек и эрозионных ложбинах.

Для количественной оценки физической миграции химических элементов автором был введен коэффициент физической миграции – отношение среднего наиболее вероятного содержания химического элемента в тонкой фракции рыхлых отложений к содержанию в коренной породе<sup>1</sup>. Подобные отношения иногда называются коэффициентами концентрации или накопления. Коэффициент физической миграции, рассчитанный для различных видов (или типов) геохимических ландшафтов, служит недостающим звеном в ряду других показателей интенсивности миграции, предложенных Б.Б.Полыновым и развитых А.И.Перельманом (коэффициенты биологического поглощения и водной миграции).

Смысл коэффициентов физической миграции определяется однозначно: накопление в мелкоземе или вынос химических элементов из состава рыхлых отложений с гравитационно-механическим или водным стоком. При этом сама величина коэффициента выражает лишь суммарный эффект взаимодействия нескольких процессов, их конечный результат. Обоedнение тонких фракций мелкозема макро- и микроэлементами не означает их вынос за пределы ландшафта только путем физической (механической) миграции. Напротив, многие из них извлекаются из рыхлых отложений резко ненасыщенными ультрамалоинерализованными ледниковыми водами или поглощаются живым веществом в альпийском и лесном поясах.

Таким образом, коэффициент физической миграции численно характеризует накопление или вынос элемента в нивальном мелкоземе (и других рыхлых отложениях), не объясняя причин, обусловивших эти процессы. Но даже простая количественная регистрация таких фактов посредством предлагаемого показателя полезна для целей геохимических поисков. Научная же целесообразность количественной оценки физической миграции в геохимии ландшафта вполне очевидна.

Средние наиболее вероятные содержания широкого круга рудных, редких и рассеянных элементов в нивальном мелкоземе хлоритовых гнейсов приведены в табл. VI. Рассчитаны нижние аномальные значения в пределах  $\lg C_A = \lg M + 2S_{lg}$  и коэффициенты физической миграции. Объективной геохимической характеристикой нивальных ландшафтов служат ряды интенсивности физической миграции, составленные по величинам коэффициентов физической миграции ( $F_x$ ). В рядах интенсивностей наглядно отражается склонность тех или иных химических элементов к выносу или концентрации в рыхлых отложениях геохимического ландшафта. Для ландшафтов на хлоритовых гнейсах все химические элементы по интенсивности физической миграции распределяются в три группы: средней, слабой и очень слабой миграции. Расположение элементов внутри групп соответствует величинам коэффициента физической миграции (табл. 19).

Для редких земель установлено присутствие в нивальном мелкоземе многочисленных мелких (0,01–0,02 мм) зерен собственных

<sup>1</sup>В расчетах использовалась фракция <0,5 мм (Назаров, 1963).

Таблица 19

Ряды интенсивности физической миграции химических элементов в нивальных ландшафтах на существенно хлоритовых гнейсах

Интенсивность миграции	Величина коэффициента физической миграции ( $F_x$ )									
	100	10	5	2	1	0,75	0,5	0,1	0,01	
Сильная $10 < F_x < 100$										
Средняя $1 \leq F_x < 10$				Cu, Be Co						
Слабая $0,1 < F_x < 1$					Ni V Ti Zr	Ga Cr Sc Sr	Mn Zn Pb	Ba Y Yb		
Очень слабая $(0,00n - 0,0n) < F_x < 0,1$									W, Mo, Ag, Sb... Nb	

минералов-носителей: монацита, ксенотима, реже циртолита. В тонкодисперсном состоянии они выносятся горными речками в нижележащие альпийские и лесные ландшафты или на поверхность ледников. Этим можно объяснить их низкое содержание в рыхлых отложениях по сравнению с коренной горной породой.

Для свинца также возможна физическая миграция в минеральной форме, но в нивальном мелкоземье выявлены лишь отдельные переизмельченные кристаллики галенита. Основная масса свинца, по-видимому, связана с полевыми шпатами и слюдами.

В целом для изученного вида нивальных геохимических ландшафтов характерна слабая физическая миграция большинства рудных, редких и рассеянных элементов.

### Водная миграция

Плагиогнейсовый состав горных пород обуславливает резкое преобладание кальция среди катионов. В анионном составе основная роль принадлежит гидрокарбонат-иону. Минерализация вод невелика (сухого остатка 144 мг/л). Высокие содержания гидрокарбоната кальция, низкое содержание сульфат-иона вызывают незначительное увеличение щелочности растворов. Величина рН достигает 7,8. Это типично маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды неглубокой циркуляции. Температура воды 2–5°, редко 8–10°.

Определение коэффициентов водной миграции позволяет оценить интенсивность миграции широкого круга химических элементов (табл. 20). Для исследованного вида ландшафтов характерен довольно резкий разрыв между группой легкоподвижных мигрантов (хлор, сера, кальций) и группами слабоподвижных и инертных (все остальные, за исключением натрия и магния), что количественно выражается величиной  $K_x$  более полутора порядков. Слабая водная миграция установлена для кремния, алюминия, железа и титана. Подвижность большинства химических элементов ограничена резко окислительной обстановкой миграции. Содержание свободного кислорода в водах нивальных ландшафтов на хлоритовых гнейсах по нашим определениям, составляет 7–9 мг/л. Величина окислительно-восстановительного потенциала 300–450 милливольт. Рассматриваемые геохимические ландшафты относятся к нейтральному карбонатному (кальциевому) классу (табл. VII–VIII).

Остановимся на процедуре вычисления коэффициентов водной миграции. Коэффициент вычисляется по формуле:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{n_x \cdot a},$$

где  $m_x$  – содержание химического элемента в воде, г/л (или мг/л);  
 $n_x$  – содержание элемента в породе, %;  
 $a$  – минеральный остаток воды, г/л (или мг/л).

Таблица 20

Ряды интенсивности водной миграции химических элементов в нивальных ландшафтах на хлоритовых гнейсах

Интенсивность миграции	Величина коэффициента водной миграции ( $K_x$ )							
	100	10	1	0,5	0,1	0,05	0,01	0,001
Сильная $K_x > 10$	Cl... S, Ca							
Средняя $K_x = 0,5-10$			Na, Mg					
Слабая $K_x = 0,05-0,5$					V, Cr, Sr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Y			
Очень слабая $K_x = 0,001-0,05$							K, Ga, Ba, Sc, Be	
$(0,0n-0,00n)$							Yb, Pb, Zr, P,... (0,0n) Si, Al, Fe, Ti,... (0,00n)	

Содержание макроионов (натрия, кальция, магния, серы и др.) в воде определяется прямым химическим анализом из раствора, микроэлементы – спектральным анализом в сухом остатке воды, выпаренном при 105<sup>0</sup>С. Чтобы рассчитать процентное содержание какого-либо иона, можно брать отношение либо к сумме растворенных минеральных веществ (общая концентрация раствора), либо к сухому остатку. Между этими величинами существует разница в 50–80 мг/л (за счет потери половины содержания гидрокарбоната при выпаривании), но на величине коэффициента водной миграции она существенно не сказывается. Например, для натрия отношения к сумме растворенных веществ и сухому остатку равны соответственно 3,4 и 5,4; для кальция – 12 и 18, для магния – 3,1 и 4,9, для серы – 16 и 23 и т.д. В принципе безразлично, какую величину (сухой остаток или общую минерализацию) использовать при расчетах коэффициентов водной миграции. Положение ионов в группах интенсивности миграции практически не меняется. В дальнейшем с целью получения единообразных результатов, мы все значения  $K_x$  вычисляем по отношению к сухому остатку. При этом к величинам  $K_x$  таких химических элементов, как кремний, алюминий, железо, титан, нужно относиться с большой осторожностью, используя полученные цифры только для качественного представления о порядке ожидаемых величин.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ НА ХЛОРИТ-КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГНЕЙСАХ И ХЛОРИТ-СЕРИЦИТ-КВАРЦЕВЫХ СЛАНЦАХ

В отличие от описанного вида ландшафтов, в кристаллическом субстрате исследуемых ландшафтов, кроме гнейсов, широко представлены хлорит-серицитовые сланцы. Этими породами на изученных территориях сложены скальные гребни Главного Кавказского хребта (см. рис. 2, район 1) и наиболее труднодоступные краевые участки ледников. В районе 2 хлорит кварц-полевошпатовые гнейсы и сланцы встречаются исключительно в виде ксенолитов в биотитовых и хлорит-серицитовых сланцах и гнейсах, не образуя площадных выходов. Ландшафты на описываемых породах редки, а их приуроченность к удаленным ледовым участкам не позволяет пока изучить гипергенную миграцию химических элементов. Однако имеющиеся фактические данные позволяют воссоздать в общих чертах геохимический облик этих ландшафтов.

Кристаллические сланцы и гнейсы – это мелко- и среднезернистые темно-зеленые и зеленые тонкосланцеватые породы, связанные между собой постепенными переходами. Слоистость выражена чередованием кварц-полевошпатовой гранобластовой массы с лепидобластовой слюдой. Под гнейсами мы понимаем породы, в которых обязательно присутствует полевой шпат и кварц-полевошпатовая масса преобладает над слюдами. Для сланцев характерно обратное соотно-

Таблица 21

Количественно-минералогический состав слюдисто-хлорит-полевошпатовых гнейсов (с микроклином)

Минералы	Содержание, объемн. %
Главные	
Плагиоклаз (олигоклаз-андезин, альбит)	30-40, до 50
Кварц	20-50
Хлорит	5-20, до 25
Микроклин	5-10, до 15
Биотит (хлоритизированный)	до 3
Мусковит	до 2
Акцессорные	
Апатит	до 1
Циркон	до 1
Рудный минерал (титаномагнетит)	до 1

шение породообразующих минералов. Кристаллические сланцы нередко вовсе не содержат полевого шпата.

В ксенолитах и экзоконтакте с плагиогранитами описываемые гнейсы и сланцы обогащаются андалузитом, силлиманитом (фибритом) и гранитом. Если микроклинизация для пород района 1 (см. рис. 2) не характерна, то в районе 2 и сопредельных территориях в гнейсах и сланцах часто встречаются участки с равномерно распределенными зернами микроклина (0,3-0,5 мм). Породы подверглись интенсивной перекристаллизации (табл. 21). Плагиоклаз представлен часто шахматным альбитом. С этим связано уменьшение кальция в валовом химическом составе пород (см. табл. 20). Для химизма слюдисто-хлорит-полевошпатовых гнейсов также характерно уменьшение роли железа, алюминия и магния, а также низкое содержание серы; калий увеличивается за счет микроклина. Химическими анализами сланцев мы не располагаем, но минеральный состав их близок к гнейсам. Исходным материалом для пород такого состава, по-видимому, послужили терригенные отложения, близкие по составу кислым магматическим образованиям; вероятнее всего, это могли быть аркозовые песчаники.

По сравнению с хлоритовыми гнейсами сланцы обогащены цинком, ниобием и свинцом и несколько обеднены марганцем, цирконием, медью, скандием и иттрием, иттербием и барием (табл. 22). Отличия в элементарном и общем химическом составе рассматриваемых пород от состава существенно хлоритовых гнейсов позволяют выде-

Таблица 22

Микроэлементный состав и кларки концентрации хлорит-серицит-кварцевых кристаллических сланцев

Элементы	Кларк в земной коре, %	Среднее содержание в породе, %	Кларк концентрации
Mn	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	0,1
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,1
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,6-1
Ti	0,45	0,65	1-1,4
V	$9 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	1-0,8
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,3-0,4
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,1-0,2
Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,0
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,13
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	1,2-1,5
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,3-0,4
Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,0
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,3
Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,5-0,6
Yb	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	8-10
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9-1,0
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	0,3

лить ландшафты, развитые на хлорит-кварц-полевошпатовых гнейсах и сланцах в самостоятельный вид геохимического ландшафта. Присутствие слюдяных сланцев в кристаллическом субстрате, а следовательно, значительно большая роль слюдистого материала неизбежно должны отразиться в гипергенной миграции второстепенных химических элементов. Именно отличия в их миграции служат критерием выделения видов геохимических ландшафтов. В пользу их выделения в самостоятельный вид говорят такие важные минералого-геохимические особенности кристаллического основания, как микроклинизация (калий), возрастание на отдельных участках альбитовых разностей плагиоклазов (резкое уменьшение кальция), обеднение феррическими компонентами (железом и магнием) и алюминием. Эти особенности пород отразятся прежде всего на водной миграции химических элементов.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ НА СУЩЕСТВЕННО БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСАХ И СЛАНЦАХ С ПЛАСТАМИ МРАМОРОВ И АМФИБОЛИТОВ

## Минералого-геохимическая характеристика коренных пород

Бiotитовые гнейсы и сланцы с пластами мраморов и амфиболитов, как и ранее описанные хлоритовые сланцы и гнейсы, относятся к одним из древнейших (докембрийских?) геологических образований изученных высокогорных районов Центрального Кавказа. Эти породы выделены в самостоятельную "свиту гнейсов с мраморами" известным исследователем геологии Кавказа И.Г.Кузнецовым еще в 1933 г.

Пласты мраморов встречаются в биотитовых гнейсах и сланцах обоих районов. Это отдельные линзы и пластообразные тела средней мощностью 0,5-1, редко 8-10 м, протяженность не превышает 10-20 м. Чаще всего мраморы залегают согласно со сланцеватостью, реже связаны с сопряжением разломов различного простирания. Под микроскопом это мономинеральная порода, состоящая из крупных (2-4 до 3 мм) идиоморфных кристаллов кальцита (95-98%). Отдельные светло-серые разности мраморов содержат мелкие чешуйки графита (0,8 × 0,2 мм). В приконтактных частях с многочисленными пластовыми телами плагиигранитов голубовато-светло-серые мраморы переходят в зеленые мелкозернистые окварцеванные пироксеновые роговики, состоящие из пироксена, роговой обманки, эпидота, граната, кварца; иногда с ними связана слабая молибденовая минерализация (до 3-6-10-4% молибдена).

Микроклинизированные плагииграниты в гнейсах, воздействуя на мраморы, обуславливают их переход в скарны, состоящие в ряде участков из граната, роговой обманки, диоксида, везувиана, клиноциозита, эпидота, апатита, сфена, хлорита, кальцита и рудных минералов: пирротина, пирита, магнетита и халькопирита. В некоторых районах в составе скарнов появляются также мусковит, кварц и графит, а из рудных - галенит и сфалерит.

Геохимическое влияние амфиболитов, мраморов и скарнов на гипергенную миграцию, вероятно, невелико. Пласты мраморов образуют отдельные малочисленные разобщенные выходы небольшой мощности и на малых площадях. Процессы кальцитизации не затронули основную массу биотитовых гнейсов и сланцев, что подтверждается данными минералогического и химического анализов. По внешнему виду это плотные средне- и крупнозернистые темно-серые породы с крупными (до 1-3, в среднем 0,2-0,9 мм) чешуйками биотита и мелкими (0,5 мм) кристалликами граната. На контакте с гранитоидами (плагиигранитами и кварцевыми диоритами) породы обогащаются порфиробластами андалузита и силлиманита, переходя в силлиманит-андалузитовые разности. Кроме того, биотитовые сланцы в экзоконтактах с гранитоидами обогащаются полевым шпатом и силлиманитом, вследствие чего переходят в биотит-силлиманитовые гнейсы, нередко с "гигантскими" (до 2 см) кристаллами граната.

Таблица 23

Химический и микроэлементный состав мономинерального биотита из биотитовых гнейсов, % (среднее из 5 образцов)

Окислы	Содержание	Микроэлементы	Содержание
SiO <sub>2</sub>	36,49	Ba	7·10 <sup>-2</sup>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,22	Sr	1·10 <sup>-2</sup>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	V	1·10 <sup>-2</sup>
FeO	17,61	Cr	1·10 <sup>-2</sup>
TiO <sub>2</sub>	1,90	Y	3·10 <sup>-3</sup>
MnO	0,39	Ga	3·10 <sup>-3</sup>
MgO	9,66	Zr	7·10 <sup>-3</sup>
CaO	0,61	Nb	2·10 <sup>-3</sup>
Na <sub>2</sub> O	0,12	Zn	2·10 <sup>-2</sup>
K <sub>2</sub> O	7,20	Cu	3·10 <sup>-3</sup>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	Ni	3·10 <sup>-3</sup>
SO <sub>3</sub>	0,29	Sc	2·10 <sup>3</sup>
П.п.п.	4,56	Yb	2·10 <sup>-4</sup>
Сумма	99,44	Be	1·10 <sup>-4</sup>

Количество основных породообразующих минералов сильно варьирует. В гнейсах светлоцветные составляют не менее 50–60% при почти равном содержании кварца и полевых шпатов или при преобладании последних. В кристаллических сланцах слюдяного материала содержится до 60–70%, а в светлоцветных количество плагиоклаза не превышает 10–12%. Процессами пелитизации и серицитизации плагиоклаз затронут незначительно; только в отдельных случаях он полностью замещается серицитом (№ 30–35). Биотит содержится в количествах 20–60%, мусковит – 1–3%. В составе аксессуарных – апатит, циркон, рутил, гранат; реже силлиманит и андалузит.

Под микроскопом в породах обнаруживаются лепидогранобластовые и порфиробластовые структуры. Последние обусловлены в основном крупными порфиробластами контактовых минералов, в составе которых отмечены кварц, полевой шпат, биотит, хлорит, мусковит, очень часто гранат, реже андалузит и силлиманит.

В химическом составе биотитовых гнейсов и сланцев обращает внимание низкое содержание кальция и алюминия по сравнению с хлоритовыми гнейсами (см. табл. 18).

По химическому составу гнейсы и сланцы несколько отличны друг от друга: в сланцах за счет преобладания слюдяной массы

несколько повышается содержание алюминия и железа, а кислые разности плагиоклазов в гнейсах обуславливают возрастание в их составе натрия, но при этом альбитизация гнейсов не наблюдается. Химический анализ отобранных фракций мономинерального биотита из биотитовых гнейсов показывает, что в слюдах сосредоточены основные массы таких химических элементов, как железо, титан, магний и калий (табл. 23). По данным приближенно-количественного спектрального анализа, в биотите накапливаются цинк, медь, ниобий, никель, ванадий, хром и другие микроэлементы (см. табл. 23).

Содержание редких и рассеянных элементов в петрографических разновидностях варьирует в широких пределах (табл. IX); для достижения лучшего усреднения результатов спектрального анализа каждая проба составлялась из 10–15, реже 20 маленьких образцов – сколков данной разновидности из различных участков. Однако поскольку такое усреднение оказалось недостаточным, были сделаны статистические расчеты, причем в качестве рабочей гипотезы принят логнормальный закон распределения концентраций. Статистическая проверка гипотезы показала, что распределение марганца, никеля, хрома, ванадия, меди, свинца, бериллия и иттербия подчиняется логарифмически-нормальному закону (табл. X). Средние содержания остальных микроэлементов и параметры распределения оценены по  $\beta$ -трафарету. Всего статистически обработаны 2500 геохимических проб коренных пород (кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов). Из них на каждый вид геохимических ландшафтов приходится в среднем около 150–200 проб. Величины кларков концентрации приведены в табл. XI.

### **Минералого-геохимическая характеристика нивального мелкозема**

О составе аксессуарных минералов нивального мелкозема (рыхлых отложений) биотитовых гнейсов и сланцев дают ориентировочное представление результаты полного минералогического анализа шлиховых проб (табл. 24). Кажущийся парадоксальным факт "исчезновения" основного породообразующего минерала биотита из состава рыхлых отложений объясняется лишь тем, что в процессе промывки шлиха крупные чешуйки биотита, характерные для данного типа пород, теряются, плывут с лотка; в разностях с мелкочешуйчатым биотитом последний обычно фиксируется в пробе.

При дроблении в нивальном мелкоземе накапливаются такие аксессуарные минералы коренных пород, как гранат, эпидот, ильменит, пирит, циркон и апатит (см. табл. 24). При микроскопическом изучении шлифов эти минералы обнаружены в количествах не более 1–3%. В тяжелой фракции отмечается также накопление рутила (до 10%); присутствуют шеедит (связан с мраморами), лейкоксен, анатаз, силлиманит и в единичных знаках – галенит, сфалерит, брукит.

Таблица 24

Минералогический состав аксессуаров неивального мелкозема существенно биотитовых гнейсов и сланцев с прослоями амфиболитов и пластинами мраморов, %

Минералы	№ проб					
	1	2	3	4	5	6
Магнитная фракция						
Магнетит	<0,01* ~100%	<0,01	0,35 во всех пробах	0,01	<0,01	0,02
Электромагнитная фракция						
Гранат	2,1*	1,1	1,65	3,07	3,00	0,95
Эпидот	60	40	60	60	40	30
Турмалин	0	5	Зн.**	0	30	30
Хлорит	0	Зн.	0	0	Зн.	0
Хлорит	0	1	3	3	0	0
Пирит+лимонит	10	1	10	3	5	5
Ильменит	5	30	10	5	20	30
Моноцит	0	1	0	8 зн.	12 зн.	0
Мусковит	Зн.	0	0	0	0	0
Биотит	Зн.	0	0	Зн.	0	0
Гематит	5	0	0	0	0	0
Обломки пород	10	0	0	0	0	0
Лимонит	10	5	15	30	5	5
Пироксены	0	0	2	0	Зн.	0
Амфиболы	0	10	Зн.	0	0	0
Ортит	0	1 зн.	0	0	0	0
Тяжелая немагнитная фракция						
Циркон	0,07*	0,1	0,02	0,05	0,12	0,05
Пирит	40	30	40	30	35	50
Барит	20	0	0	10	5	1
Барит	0	0	5	0	10	0
Галенит	0	1 зн.	0	0	Зн.	0
Рутил	10	10	10	10	0	1
Сфалерит	0	0	0	0	2 зн.	2 зн.
Сфен	Зн.	Зн.	1	0	Зн.	Зн.
Апатит	30	35	40	35	40	50
Анастаз	Зн.	5	Зн.	Зн.	Зн.	1
Силлиманит	0	10	2	5	0	1
Лейкоксен	Зн.	0	5	0	0	0
Шеелит	2 зн.	10	7 зн.	0	10	1
Дистен	0	Зн.	0	0	Зн.	Зн.
Брукит	0	0	0	0	0	Зн.
Андалузит	0	Зн.	0	Зн.	0	0

\* Вес фракции (в г) в каждой пробе.

\*\* Зн. - отдельные зерна минералов.

Таблица 24 (окончание)

Минералы	№ проб					
	1	2	3	4	5	6
	Легкая немагнитная		фракция			
Полевой шпат	0,73*	0,3	0,17	0,4	0,18	0,3
Кварц	40	10	20	50	2	3
Мусковит	60	80	80	50	~100	~100
	0	0	0	Зн.	Зн.	0
Общий вес шлиха, г	2,9	1,86	1,85	3,55	3,3	1,15

Магнитная фракция представлена исключительно магнетитом (~100%), а легкая немагнитная – породообразующими (кварцем и полевыми шпатами). Результаты минералогического анализа мелкозема свидетельствуют о преимущественно физической форме миграции широкого круга химических элементов в нивальных ландшафтах: либо в форме собственных минералов, либо в виде изоморфных примесей в полевых шпатах, слюдах и пиритах (медь, цинк, никель, кобальт, свинец и др.).

Статистическая оценка некоторых параметров логнормального распределения химических элементов в нивальном мелкоземе показала уменьшение величины дисперсии ( $S_{lg}$ ) в рыхлых отложениях ландшафта по сравнению с коренной породой. Нижние аномальные значения округлены до средних цифр, соответствующих градациям полуколичественного и приближенно-количественного спектрального анализа (табл. 25). Полученные данные позволяют оценить физическую миграцию элементов в этом виде геохимических ландшафтов (табл. XII). При анализе численных значений  $F_x$  следует учитывать, что наиболее объективной величиной накопления или обеднения элементов в рыхлых отложениях является их наиболее вероятное часто встречающееся значение  $M$  (мода). При достаточно большом числе проб ( $> 100-200$ ), в силу закона больших чисел, среднее значение  $F_x$  обладает замечательным свойством относительной устойчивости (теорема Чебышева). Именно средние наиболее вероятные содержания элементов из всех других содержаний служат и наиболее типическими для определенного вида ландшафтов. Поэтому все расчеты коэффициентов физической миграции произведены относительно статистически установленных модальных значений в мелкоземе и коренной породе. Максимально возможные колебания в пределах  $lgM \pm S_{lg}$  включают в себя все допустимые ошибки полуколичественного спектрального анализа. При этом средние величины ошибок также устойчиво стягиваются к модальному значению. Следовательно, указанные колебания  $F_x$  не являются типологической

Таблица 25

Статистические параметры логарифмически-нормального распределения химических элементов в нивальном мелкоземле ландшафтов на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов (среднее из 430 проб)

Химический элемент	M	S <sub>lg</sub>	ε = antlg S	Колебания геохимического фона		C <sub>A</sub> ≥ (M · ε <sup>2</sup> )
				с вероятностью 68,3%	с вероятностью 95,4%	
				(M · ε)	(M · ε <sup>2</sup> )	
Mn	3,2·10 <sup>-2</sup>	0,265	1,84	5,9·10 <sup>-2</sup>	1,08·10 <sup>-1</sup>	≥1,1·10 <sup>-1</sup>
Ni	2·10 <sup>-3</sup>	0,230	1,70	3,39·10 <sup>-3</sup>	5,78·10 <sup>-3</sup>	≥6,0·10 <sup>-3</sup>
Co	1,6·10	0,193	1,56	2,5·10 <sup>-3</sup>	3,89·10 <sup>-3</sup>	≥4,0·10 <sup>-3</sup>
V	7,0·10 <sup>-3</sup>	0,155	1,43	1,0·10 <sup>-2</sup>	1,43·10 <sup>-2</sup>	≥1,5·10 <sup>-2</sup>
Cr	5,0·10 <sup>-3</sup>	0,170	1,48	7,40·10 <sup>-3</sup>	1,096·10 <sup>-2</sup>	≥1·10 <sup>-2</sup>
Zr	8,2·10 <sup>-3</sup>	0,317	2,07	1,7·10 <sup>-2</sup>	3,52·10 <sup>-2</sup>	≥3·10 <sup>-2</sup>
Nb	8,85·10 <sup>-4</sup>	0,124	1,33	1,18·10 <sup>-3</sup>	1,57·10 <sup>-3</sup>	≥1,5·10 <sup>-3</sup>
Cu	2·10 <sup>-3</sup>	0,190	1,55	3,1·10 <sup>-3</sup>	4,81·10 <sup>-3</sup>	≥5·10 <sup>-3</sup>
Pb	2,5·10 <sup>-3</sup>	0,2695	1,86	4,65·10 <sup>-3</sup>	8,65·10 <sup>-3</sup>	≥9·10 <sup>-3</sup>
Zn	5·10 <sup>-3</sup>	0,199	1,58	7,9·10 <sup>-3</sup>	1,25·10 <sup>-2</sup>	≥1·10 <sup>-2</sup>
Ga	1,62·10 <sup>-3</sup>	0,152	1,42	2,3·10 <sup>-3</sup>	3,27·10 <sup>-3</sup>	≥3·10 <sup>-3</sup>
Be	8,6·10 <sup>-4</sup>	1,250	1,78	1,53·10 <sup>-3</sup>	2,73·10 <sup>-3</sup>	≥2·10 <sup>-3</sup>
Sc	6,5·10 <sup>-4</sup>	0,164	1,46	9,5·10 <sup>-4</sup>	1,38·10 <sup>-3</sup>	≥1·10 <sup>-3</sup>
La	1,85·10 <sup>-3</sup>	0,238	1,73	3,2·10 <sup>-3</sup>	5,54·10 <sup>-3</sup>	≥3·10 <sup>-3</sup>
Y	3,9·10 <sup>-3</sup>	0,155	1,43	5,6·10 <sup>-3</sup>	7,98·10 <sup>-3</sup>	≥8·10 <sup>-3</sup>
Yb	2,75·10 <sup>-4</sup>	0,199	1,58	4,35·10 <sup>-4</sup>	6,87·10 <sup>-4</sup>	≥7·10 <sup>-4</sup>
Sr	2·10 <sup>-2</sup>	0,130	1,35	2,7·10 <sup>-2</sup>	5,62·10 <sup>-2</sup>	≥6·10 <sup>-2</sup>
Ba	4,63·10 <sup>-2</sup>	0,127	1,34	6,25·10 <sup>-2</sup>	8,32·10 <sup>-2</sup>	≥7·10 <sup>-2</sup>
Ti	>1-2	-	-	-	-	≥3
Mo	<<1·10 <sup>-4</sup>	-	-	-	-	≥1·10 <sup>-4</sup>

геохимической характеристикой ландшафта сравнительно с наиболее вероятными содержаниями. Они характеризуют лишь возможные отклонения отдельных (индивидуальных, а не типичных) содержаний элемента, причем вероятность каждого из этих отклонений всегда меньше вероятности среднего.

3/10  
Нижний уровень возможных колебаний коэффициента физической миграции определялся нами по формуле:

$$F_x \min = \frac{M' - S'_{lg}}{M + S_{lg}} \quad (1)$$

соответственно

$$F_x \max = \frac{M' + S'_{lg}}{M - S_{lg}} \quad (2)$$

где  $M', S'_{lg}$  — мода и дисперсия в нивальном мелкоземе;  
 $M, S_{lg}$  — то же, в коренной породе.

Ряды интенсивности физической миграции элементов в ландшафтах на биотитовых сланцах и гнейсах существенно отличаются от таковых для ландшафтов на хлоритовых гнейсах (табл. 26). Резкое повышение интенсивности физической миграции титана однозначно объясняется сопоставлением с минералогическим составом нивального мелкозема (см. табл. 24). В рыхлых отложениях накапливаются такие собственные минералы-носители титана, как ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, сфен и брукит. Спектральным анализом установлено присутствие титана в гематите, пирите, лимоните, магнетите, а также в апатите, дистене и силлиманите. Значительно повышается в мелкоземе содержание марганца, что связано с обогащением гранатом и апатитом; в биотите марганец спектральным анализом не обнаружен.

Увеличение физической подвижности хрома, ванадия, циркония, скандия, редких земель и ниобия объясняется исключительно концентрированием данных химических элементов в биотите. Достаточно убедительно об этом свидетельствуют результаты химического и спектрального анализов биотита (см. табл. 23).

Свинец в биотите не обнаруживается, но присутствие в мелкоземе пирита, гематита, лимонита, апатита, содержащих этот элемент в виде изоморфной примеси, приводит к некоторой концентрации свинца в рыхлых отложениях. Кроме того, встречены отдельные кристаллы галенита. Элементы третьей группы (слабые мигранты) стремятся к состоянию концентрационного равновесия с породой, точнее, с основным породообразующим минералом — биотитом, где они присутствуют в повышенных и кларковых содержаниях (см. табл. 23). Коэффициент физической миграции меди, цинка и никеля равен единице, а  $F_x$  остальных элементов (иттербия, галлия, бария, кобальта) близок к единице (0,7–0,9). Относительно слабый вынос из мелкозема отмечается лишь для иттрия и стронция, мигрирующих в воднорастворимой (ионной) форме. Минералы редких земель сильно переизмельчены (до 0,01 мм и меньше) и поэтому выносятся в виде механических взвесей за пределы нивального ландшафта.

Наконец, в четвертую группу условно отнесены те химические элементы, которые, по данным спектрального анализа, совершенно не накапливаются в рыхлых отложениях. Недостаточная чувствитель-

Таблица 26

Ряды интенсивности физической миграции в нивальных ландшафтах на существенно биотитовых сланцах и гнейсах с пластами мраморов и амфиболитов

Интенсивность миграции	Величина коэффициента физической миграции $F_x$						
	100	10	5	1	0,5	0,1	0,0n
Сильная $F_x = 10-100$							
Средняя $F_x \geq 1-10$			Ti, Mn, V Be, Cr, Pb Zr, Sc Nb, La				
Слабая $1 > F_x > 0,1$				Cu, Yb, Ba, Y Zn, Ga Sr Ni, Co	W(?)		
Очень слабая $F_x = 0,0n$							Mo Ag, Sb, Bi, As Sn Cd, Ge, In, Ta

ность анализа не позволяет достоверно судить о степени их физической миграции. Вероятно, величина  $F_x$  для молибдена и олова колеблется в пределах  $0,1-0,01$ , а для остальных элементов этой группы  $0,01-0,001$ .

Верхняя граница накопления элементов точно пока не установлена. Возможно, максимальное значение  $F_x^{\max}$  не должно превышать для высокогорных районов величины:  $F_x = 10$ . Значения  $F_x = 100$  и больше, характерные для россыпей, в нивальных ландшафтах не образуются.

### Водная миграция

Присутствие мраморов, скарнов, роговиков, а также преимущественно железисто-магнезиальный состав биотитовых гнейсов и сланцев существенным образом сказывается на водной миграции химических элементов. Как и для других видов нивальных ландшафтов, здесь сохраняется гидрокарбонатно-кальциевый состав вод, свойственный нейтральному карбонатному классу (табл. XIII). Величина рН колеблется в пределах 7,2-7,8, содержание свободного кислорода 8-10 мг/л.

Но в катионном и анионном составе по сравнению с водами хлоритовых гнейсов происходит внешне малозначительная перестройка. Обращает внимание процентное увеличение магния в катионном составе, хотя абсолютное содержание магния (7,3 против 8,1 мг/л) даже меньше, чем в водах гнейсов; соответственно уменьшается количество кальция. Среди анионов возрастает роль серы, что, вероятно всего, связано с отмеченным накоплением пирита в мелкоземистой фракции (см. табл. 25), а также присутствием окисленных зерен сульфидных и сульфатных минералов (галенит, сфалерит, барит). Во всем остальном воды хлоритовых гнейсов и биотитовых сланцев по химическому составу очень близки.

Наиболее ярко особенности водной миграции наблюдаются при исследовании ее интенсивности. Расчет коэффициентов водной миграции широкого круга элементов вскрывает эти особенности (табл. XIV и 27). Прежде всего резко возрастает подвижность молибдена, устойчиво обнаруживающегося в количествах  $7 \cdot 10^{-4}\%$ ; обычное содержание молибдена в водах высокогорных ландшафтов Кавказа  $\leq 1 \cdot 10^{-5}\%$ , что хорошо подтверждается и данными В.И.Виноградова (1957). Высокая подвижность молибдена объясняется благоприятной средой миграции (рН достигает величин 8) в результате присутствия скарнов и мраморов, содержащих молибден в повышенных количествах и нестойких в нивальных ландшафтах.

Из других особенностей водной миграции элементов в ландшафтах на биотитовых сланцах (сравнительно с ландшафтами на хлоритовых гнейсах) отметим:

увеличение интенсивности миграции хлора ( $K_{Cl} > 100$ ) и серы ( $K_S = 384$ ) в группе очень сильноподвижных мигрантов;

Таблица 27

Ряды интенсивности водной миграции в нивальных ландшафтах на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов

v

Интенсивность миграции	Величина коэффициента водной миграции							
	1000	500	100	10	1	0,1	0,01	0,001
Очень сильная $K_x > 100$		S, Ca						
Сильная $100 \geq K_x > 10$			Cl					
Средняя $10 > K_x > 1$				Mo, Mg, Na				
Слабая $1 > K_x > 0,1$					Cr, Mn, Sr, Ni, Cu V, Zn, Ga, Y			
Очень слабая $K_x = 0,0n - 0,00n$							Ti, P, Al, Zr, Sc, Pb Ba, Yb, Si, Fe, Ag(?)	

возрастание подвижности магния в группе среднеподвижных мигрантов ( $K_{Mg}=6$ );

перестройка химических элементов по интенсивности миграции в группах слабоподвижных и малоподвижных мигрантов.

Указанные геохимические и минералогические особенности ландшафтов на существенно биотитовых сланцах и гнейсах с мраморами позволяют выделить их в самостоятельный вид геохимического ландшафта.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ НА МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ДВУСЛЮДЯНЫХ ГРАНИТАХ

### Минералого-геохимическая характеристика коренных пород

Среди других гранитоидов исследуемой территории Центрального Кавказа двуслюдяные граниты, в той или иной степени микроклинизированные, распространены наиболее широко. В некоторых районах их пластовые тела слагают массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров. В центральной части гранитного массива вкрапленники микроклина довольно редки (до 5%), и размеры их обычно составляют 0,5–0,7 мм. На этом фоне отчетливо наблюдается увеличение как количества, так и размеров метакристаллов при возрастании процентного содержания ксенолитов кристаллических сланцев в краевых частях массива. С микроклинизацией связано образование порфиоровидных гранитов. Многочисленные дайки двуслюдяных гранитов встречены в кристаллических сланцах и гнейсах.

Среди двуслюдяных гранитов выделяются четыре фации: мелкозернистые двуслюдяные граниты, мелко- и среднезернистые существенно биотитовые граниты, среднезернистые порфиоровидные существенно биотитовые граниты, среднезернистые полосчатые двуслюдяные граниты.

Неизмененные мелкозернистые граниты первой разновидности считаются собственно магматическими образованиями (Афанасьев, 1958), остальные – эндоконтактовыми фациями гранитного массива, образовавшимися в результате контаминации, гибридизма и микроклинизации. С мелкозернистыми гранитами они связаны постепенными переходами и имеют более основной состав, приближаясь по химизму к гранодиоритам.

Ниже рассматривается только геохимия нивальных ландшафтов, сформировавшихся на мелкозернистых двуслюдяных гранитах (их часто называют гранитами уллукамского типа). По внешнему виду это мелкозернистые, светло-серые и серые, массивного облика породы, состоящие из матово-белых полевых шпатов, дымчатого кварца, мелких черных чешуек биотита и серебристо-светлых листочков мусковита. На фоне общей равномернозернистой массы выделяются редкие вкрапленники микроклина размером 0,4 × 0,6 мм. Под микро-

Таблица 28

Количественный минералогический состав мелкозернистых двуслюдяных гранитов, объемн. %

№ шлифов	Кварц	Плагиоклаз № 30	Микроклин	Биотит	Мусковит	Хлорит	Акцессорные
201-а	51,3	23,6	22,2	1,2	1,3	В биотите	0,1
203-а	25,6	29,3	40,1	1,2	3,2	То же	0,6
1790	27,0	33,0	37,1	2,3	0,5	"	0,1
A-3	32,8	31,8	22,3	1,5	11,5	"	0,1
191	26,5	33,1	31,1	0,8	8,3	"	0,1
594-а	46,5	23,0	16,4	10,1	3,8	-	0,2
1087	36,2	28,2	23,5	6,6	5,3	0,2	0,1
2252	35,0	34,0	16,0	6,1	8,5	0,3	0,1
Среднее	34,9	29,5	26,2	3,73	2,82	0,1	0,1

скопом наблюдается гипидиоморфная и гранитовая структура. В составе минералов преобладают кварц и плагиоклаз (табл. 28).

Кварц представлен двумя генерациями: ксеноморфными зернами размером 0,1–0,4 мм, содержащими пузырьки газово-жидких включений и тончайшие волосовидные выделения рутила, и мельчайшими зернами, заполняющими вместе с мусковитом микротрещины в породе.

Для плагиоклаза характерны идиоморфные, четкие полисинтетические двойники; в большинстве случаев зерна плагиоклаза серицитизированы и сосюртитизированы. По углу симметричного угасания устанавливается олигоклаз (№ 16 – 18 или 25 – 28). На границе с зернами микроклина отмечается осветленная реакционная камера, представленная альбитом (№ 8) и альбит-олигоклазом (№ 10–12). Замеры на столике Федорова показывают колебания номеров плагиоклазов от № 28 до 32 (в среднем № 30).

Микроклин также представлен в двух генерациях: неправильными зернами размером 0,05–0,5 мм интенсивно корродировавшегося плагиоклаза и биотита (развиваются, как правило, в промежутке между другими минералами) и крупными зернами, с четкой неразмозанной решеткой; обычны простые двойниковые формы, размер зерен до 1 мм. В микроклине содержится большое количество (до 40%) реликтов кварца, плагиоклаза и биотита. Развита пертитизация – образуются тонкие прожилки альбита. Содержание микроклина в шлифах резко варьирует – от 0 до 40%.

Биотит представлен мелкими, слабоплеохроирующими чешуйками с включениями очень мелких кристаллов циртолита, окруженных широкими ореолами. Биотит, как правило, интенсивно хлоритизиро-

Таблица 29

Минералогический состав мелкозернистых двуслюдяных гранитов  
(искусственные шлихи - протоочки), %

Минералы	№ проб и размер, мм					
	А-3		А-10		65-А-1	
	< 0,5	< 0,5	> 0,25	< 0,25	> 0,25	< 0,25
Магнитная фракция						
	0,10*	0,6	0,27	0,07	0,25	0,08
Магнетит + титаномагнетит	0	0	Зн.**	0	Зн.	Зн.
Пирротин + пирит	0	0	0	Зн.	Зн.	Зн.
Электромагнитная фракция						
	6,66*	22,1	3,02	13,2	2,30	4,0
Эпидоты	0	0	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Гранаты	Зн.	0,2	Зн.	0	Зн.	Зн.
Амфиболы	0	0	Зн.	0	Зн.	0
Турмалин	0	Зн.	0	0	Зн.	0
Монацит	0,05	0,4	0,2	Зн.	Зн.	Зн.
Ксенотим	0	0,1	Зн.	0	Зн.	Зн.
Ильменит	Зн.	0	0,8	Зн.	1,2	Зн.
Лимонит + гетит	0	0	0	0	Зн.	Зн.
Лимонит + пирит + марказит	Зн.	0	0	0	Зн.	Зн.
Апатит	0	1	5	Зн.	4	Зн.
Цоизит	5	1	0	0	0	0
Халькопирит	5	0,3	0	0	0	0
Тяжелая немагнитная фракция						
	2,81*	9,35	2,55	2,85	1,47	1,35
Циркон	1	0,6	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Малакон + цирколит	0	0	0	0	Зн.	0
Рутил	Зн.	Зн.	Зн.	0	Зн.	Зн.
Анастаз	0	0	Зн.	0	0	0
Сфен	0,2	Зн.	0	0	0	0
Лейкоксен	0	0	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Апатит	90,0	83,4	81	28	78,8	40
Цоизит	2	0	0	0	0	0
Галенит	0,01	0,01	Зн.	Зн.	0,2	Зн.
Церуссит	0	0	0	0	0	Зн.
Сфалерит	0,1	0	0	0	Зн.	Зн.
Пирит	6	16	4	3,5	3	4

\*Вес фракции (в г) в каждой пробе.

\*\*Зн. - отдельные зерна минералов.

Таблица 29 (окончание)

Минералы	№ проб и размер, мм					
	А-3		А-10		65-А-1	
	< 0,5	< 0,5	> 0,25	< 0,25	> 0,25	< 0,25
Тяжелая немагнитная фракция						
Киноварь	0	0	1 зн.	0	0	1 зн.
Арсенопирит	0	0	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Молибденит	0	0	0	0	9 зн.	3 зн.
Халькопирит	0,01	0	0	0	0	0
Реальгар	0	0	0	Зн.	0	0
Вес пробы, кг	2,5	3,25	3,5	2,0	3,0	3,3
Общий вес шлиха, г	475	300	285	335	190	310
Вес навески, г	200	150	140	145	85	145

ван, иногда по нему развивается мусковит, присутствующий обычно в виде отдельных мелких чешуек. Мусковит встречается реже. Хлорит (пеннин) интенсивно замещает биотит, особенно вблизи зон нарушений; в центральных частях гранитных массивов хлорита мало. То же характерно и для эпидота.

Из акцессорных минералов в шлифах устанавливаются циркон, апатит и рудные. Циркон часто включен в биотит в виде мелких (0,03–0,05 мм) удлиненных кристаллов; апатит включен в кварц и биотит. Для рассматриваемых гранитоидов характерно присутствие мелких кристаллов галенита, с содержанием в тяжелой фракции искусственного шлиха – протоочки от 0,01 до 0,2% (табл. 29). Из рудных минералов в "чистых" разностях двуслюдяных гранитов встречены также единичные зерна халькопирита, арсенопирита, киновари.

Химический состав двуслюдяных гранитов приведен в табл. XV. По классификации А.Н.Заварицкого, мелкозернистые двуслюдяные граниты относятся к ряду, пересыщенному глиноземом и кремнекислотой, и к группе умеренно богатых щелочами. По таблице средних химических составов пород Р.Дэли эти породы отвечают типичным гранитам. Статистическая проверка гипотезы логнормального распределения микроэлементов (табл. XVI) показала, что для марганца, никеля, хрома, ванадия, меди, свинца, бериллия и иттербия гипотеза не отвергается. Параметры распределения остальных химических элементов определены ориентировочно по  $\beta$ -трафарету для логнормального распределения, разброс точек не превышал допустимых пределов. Как и в других видах ландшафтов, максимальные колебания геохимического фона и нижние аномальные значения рас-

считаны в пределах  $\lg M \pm 2 S_{\lg}$ . Все ошибки полуколичественного спектрального анализа укладываются в эти пределы и в большинстве случаев не выходят за границы  $\lg M \pm S_{\lg}$ . Интересные данные получены при сопоставлении кларков концентрации двуслюдяных гранитов (табл. 30) с кларками кислых пород. Для двуслюдяных гранитоидов можно выделить три группы химических элементов. В первую группу входят элементы, среднее содержание которых точно соответствует кларку в земной коре ( $K=1$ ) — никель, галлий, скандий, стронций и близкий к ним по величине кларка концентрации свинец ( $K=1,15$ ) и барий ( $K=0,78$ ). Если содержание этих элементов отражает наиболее типичные черты микроэлементного состава, свойственного всем гранитоидам земной коры, то для других двух групп

Таблица 30

Кларки концентрации химических элементов в мелкозернистых двуслюдяных гранитах Центрального Кавказа

Элементы	M, %	Кларк в земной коре, %	Кларк концентрации	Пределы колебаний
Mn	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	0,28	0,035 - 0,6
Ni	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	1,00	0,49 - 2,0
Co	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2,0	1,4 - 6,0
V	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0,8	0,545 - 1,2
Cr	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	0,68	0,48 - 0,96
Zr	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	0,35	0,15 - 0,50
Nb	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,5	0, n - 1,5
Cu	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,5	0,25 - 1,0
Pb	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,15	0,76 - 1,74
Zn	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0,5	0, n - 1,5
Ga	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,0	0,5 - 1,5
Be	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	3,27	1,03 - 10,3
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	1,0	0,6 - 2,2
Y	$5 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	1,47	0,88 - 2,06
Yb	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,68	0,4 - 1,21
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1,0	0,3 - 2,1
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	0,78	0,25 - 0,84
Ti	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	2,83	0,87 - 4,35
Mo	$\ll 1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,0n	0,0, n - 0, n

характерны особенности двуслюдяных гранитов Кавказа. Во вторую группу входят элементы, которыми обогащены мелкозернистые двуслюдяные граниты Центрального Кавказа ( $K > 1$ ) – кобальт, бериллий, иттрий, титан, частично свинец. Обогащенность гранитов кобальтом, иттрием и титаном скорее всего связана с первичным составом тех дериватов кислой магмы, из которых образовались двуслюдяные граниты. Повышенные содержания бериллия объясняются альбитизацией, а свинца – тонкодисперсными кристалликами галенита, равномерно распространенными в массивах гранитоидов. Наконец, последнюю, третью группу составляют химические элементы, содержащиеся в дефиците сравнительно с кларками земной коры ( $K < 1$ ) – марганец, ванадий, хром, цирконий, ниобий, медь, цинк, иттербий, барий, молибден и др. При сравнении микроэлементного состава двуслюдяных гранитов Кавказа с другими регионами всегда отмечаются некоторая обогащенность свинцом и титаном и низкое содержание марганца, циркония, цинка.

### **Минералого-геохимическая характеристика нивального мелкозема**

Минералогический состав продуктов разрушения двуслюдяных гранитов тесно связан с составом коренной породы, но имеет и некоторые особенности. В тонких фракциях рыхлых отложений накапливаются апатит, гранат, эпидот, пирит, содержание которых в шлифах породы не превышает 0,1–1%. В отличие от кристаллических сланцев, в нивальном мелкоземе гранитов значительно меньше циркона и рутила, а также таких контактовых минералов, как силлиманит, анатаз, андалузит, сфен, лейкоксен. Характерные для рутила тонкие волосовидные выделения при механическом истирании в зоне гипергенеза или разрушаются, или выносятся в виде механических взвесей водными потоками. Циркон (циртолит), также часто включенный в биотит в форме мельчайших кристаллов, способен мигрировать в механических взвесах за пределы нивального ландшафта. Отсутствие ряда контактовых минералов вполне объяснимо, так как исследовались относительно “чистые” массивы гранитоидов, с малым количеством ксенолитов кристаллических сланцев и гнейсов. В приконтактных зонах содержание силлиманита, андалузита, сфена и других минералов в рыхлых отложениях увеличивается. Рентгеноструктурный анализ фракции  $< 0,001$  мм показал, что конечных продуктов разрушения гранитов – глинистых минералов (каолинита) – в условиях низких температур не образуется.

Так называемые глинистые фракции состоят исключительно из мелкого кварца и гидрослюд мусковитового типа. В зонах тектонических нарушений и на участках рудопоявлений в составе глинистой фракции иногда встречаются галенит, церуссит и плюмбозит.

Таблица 31

Ряды интенсивности химических элементов в нивальном мелкоземном ландшафте на мелкозернистых двуслодных гранитах

Интенсивность миграции	Величина коэффициента физической миграции $F_x$							
	100	10	5	2,5	1	0,5	0,1	0,01
Сильная $F_x = 10-100$	—							
Средняя $10 > F_x > 1$		—		Zn, Mn Sc, Ni Cu, V Cr				
Слабая $1 > F_x > 0,1$						Ti, Pb, Sr, Y Yb, Co, Zr, Ba Ga, Nb, Be		
Очень слабая $F_x = 0,01$								Sn, Ag, As, Bi.... La

Важную геохимическую роль в составе рыхлых отложений играют серицитовые и хлоритовые разности слюд (биотит имеет подчиненное значение по причине большей неустойчивости).

Как и в других видах ландшафтов, величина дисперсии в рыхлых отложениях уменьшается по сравнению с породой (табл. XVII). Повидимому, это общая закономерность: чем ближе к земной поверхности, тем более систематическими становятся признаки (свойства) ландшафта, тем более высокое таксономическое положение они занимают.

Полученные данные позволяют оценить степень накопления или выноса химических элементов в рыхлых отложениях ландшафта. В табл. XVIII показаны величины коэффициентов физической миграции и их максимально возможные колебания в пределах  $\pm 1g$ . Напомним, что для ландшафта типичны средние наиболее вероятные значения величин: их возможные колебания отражают индивидуальные особенности отдельных участков ландшафта; вероятность каждого из отклонений всегда меньше вероятности среднего. Как показывают ряды физической миграции (табл. 31), в нивальном мелкоземе накапливаются марганец, никель, ванадий, хром, скандий, цинк и медь. Накопление марганца связано с относительным обогащением тонких фракций мелкозема апатитом и гранатом. Увеличение содержания в рыхлых отложениях по сравнению с породой таких элементов, как никель, скандий, цинк и медь объясняется адсорбцией их гидрослюдами: многочисленные спектральные анализы мономинеральных фракций биотита и мусковита это подтверждают. Вынос галлия, бериллия, стронция, иттрия из рыхлых отложений связан в основном с водной миграцией, как в ионной форме, так и в виде тонких взвесей. Для остальных элементов третьей группы наиболее вероятна физическая миграция. В целом необходимо отметить, что ряды физической миграции в ландшафтах на гранитах отличаются от таковых на кристаллических сланцах и гнейсах меньшей интенсивностью накопления элементов в нивальном мелкоземе.

### Водная миграция

В ландшафтах на мелкозернистых двуслюдяных гранитах сохраняется гидрокарбонатно-кальциевый состав вод, свойственный нейтральному карбонатному классу геохимических ландшафтов. По сравнению с другими разновидностями пород, воды нивальных ландшафтов на гранитах наименее минерализованы. Величина сухого остатка 20–50, редко достигает 100 мг/л. Реакция вод слабокислая, близкая к нейтральной (рН = 6,8 – 7,0). Источники трещинных вод крайне редки, обычны поверхностные водотоки – преимущественно ручьи и горные речки, образующиеся в результате таяния ледников и снежников. Поэтому химический состав ручьев близок к составу ледников и снежников (табл. XIX).

Таблица 32

Ряды интенсивности водной миграции химических элементов в нивальных ландшафтах на мелкозернистых двуслояных гранитах

Интенсивность миграции	Величина коэффициента водной миграции $K_x$							
	100	50	10	5	1	0,1	0,01	0,001
Очень сильная и сильная $K_x > 10$	Cl, S	Mg, Ca						
Средняя $10 > K_x > 1$				Na, K				
Слабая $1 > K_x > 0,1$					Sr, V, Be, Cu Cr, Ni, Zn, Ga			
Очень слабая $K_x = 0,01 - 0,001$							Mn, Ba, Y, Yb, Pb, Zr, Sc...(0,01) Si, Al, Fe, Ti...(0,001)	

При анализе коэффициентов и рядов водной миграции элементов (табл. 32) выявляются две особенности:

1) увеличение подвижности калия, коэффициент водной миграции которого (по сравнению с ландшафтами на кристаллических сланцах) возрастает на два порядка — из группы очень слабых калий переходит в группу средних мигрантов. Его подвижность повышается благодаря большой распространенности микроклина в данной разновидности гранитоидов. Микроклин накапливается в рыхлых отложениях, и, несмотря на относительно высокую устойчивость к химическому выветриванию, ультрамаломинерализованные воды извлекают часть калия из микроклина. В количествах 1–2 мг/л этот элемент устойчиво обнаруживается в водах, дренирующих гранитные массивы;

2) увеличение подвижности магния, который переходит в группу сильных мигрантов и по величине коэффициента водной миграции даже немного превосходит интенсивность миграции кальция.

Степень подвижности микроэлементов существенно не меняется. Нужно отметить лишь более сильную миграцию бериллия и снижение подвижности марганца, переходящего в группу очень слабых мигрантов ( $K = 0,0n$ ). Невысокая водная миграция меди, цинка, никеля, ванадия, хрома и скандия, накапливающихся в нивальном мелкоземе, подтверждает, как уже отмечалось, адсорбцию этих элементов гидрослюдистой фракцией рыхлых отложений.

Таким образом, увеличение интенсивности миграции калия и магния (связанное, по-видимому, с процессами микроклинизации двуслюдяных гранитов), а также другие геохимические особенности мелкозернистых двуслюдяных гранитов позволяют выделить ландшафты, сформировавшиеся на этих породах, в самостоятельный вид.

\* \*  
\* \*

Виды геохимических ландшафтов выделяются по особенностям миграции створостепенных элементов, но сама миграция в основном определяется вещественным составом горных пород. Поэтому при изучении ландшафтов на уровне видов учет особенностей минералогии и геохимии пород приобретает важное значение. Рассмотренные виды ландшафтов охватывают территорию с наиболее распространенными кристаллическими породами Центрального Кавказа: хлоритовыми и биотитовыми сланцами и гнейсами и мелкозернистыми двуслюдяными гранитами. В ландшафтах на кристаллических сланцах и гнейсах разница в составе слюд (хлорит, мусковит и биотит) сказывается на интенсивности накопления химических элементов в нивальном мелкоземе. Так, например, увеличение физической подвижности хрома, ванадия, циркона, скандия, редких земель и ниобия в рыхлых отложениях на существенно биотитовых гнейсах и сланцах по сравнению с хлоритовыми объясняется исключительно концентрированием данных элементов в биотите. Наличие слюдистого материала во всех кристаллических породах исследуемой территории

обуславливает некоторые общие закономерности физической миграции, свойственные большинству различных видов ландшафтов. В частности, накопление цинка, меди, никеля, кобальта большей частью и бериллия в нивальном мелкоземе связано с адсорбцией этих элементов тонкими фракциями гидрослюдов, которые вместе с кварцем — единственные представители так называемой глинистой фракции ( $< 0,001$  мм) и в большинстве случаев фракции физической глины ( $< 0,01$  мм). Поэтому при металлометрическом опробовании предпочтительнее отбирать тонкие песчапистые фракции рыхлых отложений, обогащенные слюдами по сравнению с кварцем ( $< 0,5$  и  $0,25-0,1$  мм).

Для концентрирования микроэлементов в нивальном мелкоземе характерно накопление в рыхлых отложениях таких акцессорных минералов коренных пород, как ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, сфен, брукит (титан), гранат и апатит (марганец), монацит и ксенотим (редкие земли). Как правило, ландшафты на метаморфических кристаллических сланцах и гнейсах обогащены этими минералами (и соответственно связанными с ними микроэлементами) больше, чем ландшафты на гранитах.

Существенное влияние на миграцию химических элементов оказывают процессы микроклинизации, альбитизации, гибридизма, скарнообразования, свойственные многим разнообразным кристаллическим породам района. Увеличение степени микроклинизации пород приводит к сильному возрастанию подвижности калия в водах, что особенно присуще лейкократовым разностям гранитоидов. С альбитизацией связано изменение химического состава природных вод от гидрокарбонатно-кальциевого к гидрокарбонатно-натриевого, а также резкое возрастание водной миграции бериллия и галлия, образующих в зонах альбитизации широкие водные ореолы рассеяния протяженностью до 1000-1200 м. Присутствие скарнов и мраморов в толще кристаллических сланцев и гнейсов обуславливает сильное увеличение водной миграции молибдена и олова.

Прямой связи водной и физической миграции большинства химических элементов с основностью плагиоклазов в породах не наблюдается. Исключение составляют альбитизированные породы, при дренировании которых происходит замещение кальция натрием в химическом составе воды, и микроклинизированные разности, где плагиоклаз количественно уступает микроклину, поэтому в водах устойчиво обнаруживается калий (коэффициент водной миграции калия не выше 1-2). Более заметна связь содержания некоторых микроэлементов с основностью самих горных пород (табл. XX). Так, например, среднее содержание меди уменьшается от более основных пород (андезито-дациты, лавы Эльбруса) к кислым гранитам; содержание бериллия, наоборот, заметно уменьшается от кислых пород (мелкозернистых двуслюдяных гранитов, к которым приурочены пегматитовые жилы с визуально видимым бериллом) к более основным; содержание свинца повышается от лав андезитодацитового состава к гранитам (поскольку основное количество свинца

рассеяно в полевых шпатах и в меньшей степени - в биотите) Микроклиновые разности гранитов содержат свинец в наибольшем количестве. Кроме изоморфных примесей в полевых шпатах, свинец в виде галенита и церуссита встречается почти во всех разновидностях гранитоидов района. Поэтому в ландшафтах на гранитах отмечается некоторое накопление свинца в нивальном мелкоземе.

Таким образом, в нивальных ландшафтах вещественный состав и особности металлогении горных пород оказывают более значительное влияние на гипергенную миграцию химических элементов, чем в альпийских и лесных. В последних главная роль в перераспределении химических элементов принадлежит живому веществу, воздействие которого в нивальных ландшафтах ограничено.

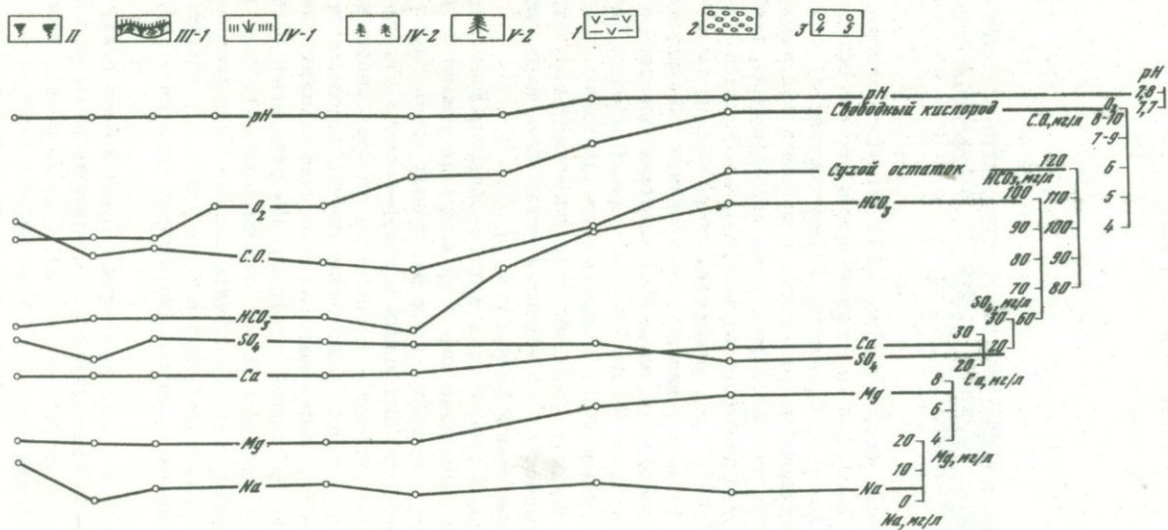
## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СОПРЯЖЕННОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В ИЗУЧЕНИИ ВЫСОКОГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ

### ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОПРЯЖЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ НА ОДНОРОДНОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ СУБСТРАТЕ

Метод сопряженного геохимического анализа, разработанный Б.Б.Полыновым, в настоящее время служит основным методом геохимии ландшафта. Сущность метода состоит в сопряженном химическом исследовании различных природных тел ландшафта — почв, растительности, горных пород, коры выветривания, речных или грунтовых вод. Недостаточная изученность высокогорных районов Кавказа не позволяет пока применить сопряженный анализ в его полном объеме. В задачу нашего исследования входило изучение миграционной способности элементов, которая определяется путем сопоставления химического состава горных пород и речных вод, дренирующих эти породы. Сопряженный анализ химизма горных пород и вод в высокогорных областях позволяет получить миграционные ряды химических элементов и установить типоморфные элементы для определенного ландшафта.

Вертикальная поясность в высокогорных районах определяет естественное геохимическое сопряжение не только отдельных компонентов внутри ландшафта, но и различных типов самих геохимических ландшафтов, от нивальных к горно-лесным. Геохимическое сопряжение осуществляется в основном воднорастворимым и твердым стоком; в "подготовке" материала горной породы к стоку, ее дезинтеграции и разрыхлению ведущая роль принадлежит живому веществу, климатическим факторам и рельефу. Из указанных составляющих миграции, как отмечено выше, относительно детально нами изучена водная миграция. Чтобы получить данные по геохимическому сопряжению в "чистом виде", был выбран участок с однородным геологическим строением — массив биотитовых сланцев и гнейсов с мраморами.

В районе 2 эти породы слагают правый борт реки, образуя единое монолитное кристаллическое основание различных типов геохимических ландшафтов (см. рис. 2). Горные речки, образующиеся в результате таяния ледников в нивальном и субнивальном поясах, пересекают все ландшафтные зоны вкрест простирания и впадают в основную водную артерию района.



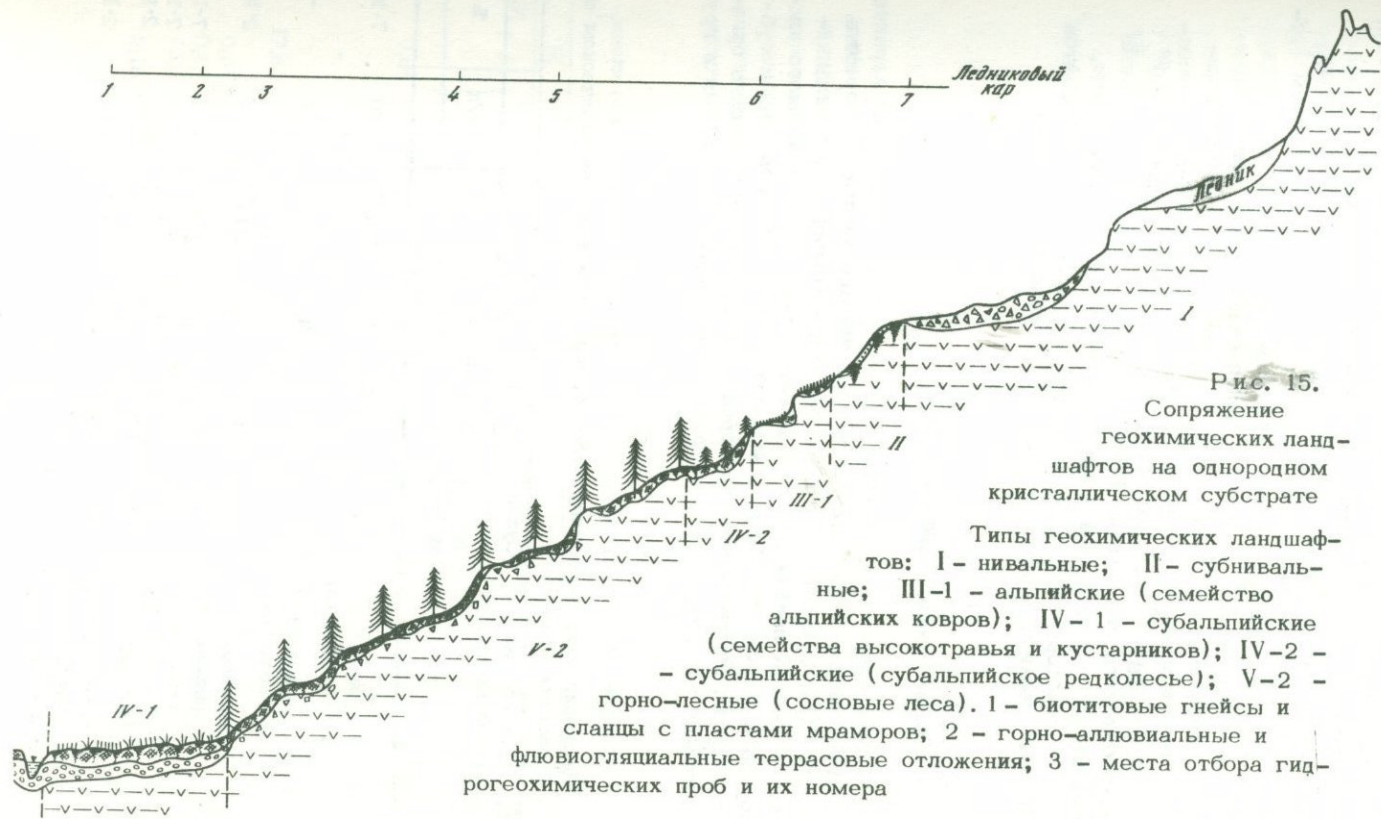


Рис. 15.

Сопряжение  
геохимических ланд-  
шафтов на однородном  
кристаллическом субстрате

Типы геохимических ландшаф-  
тов: I - нивальные; II - субниваль-  
ные; III-1 - альпийские (семейство  
альпийских ковров); IV-1 - субальпийские  
(семейства высокотравья и кустарников); IV-2 -  
- субальпийские (субальпийское редколесье); V-2 -  
горно-лесные (сосновые леса). 1 - биотитовые гнейсы и  
сланцы с пластами мраморов; 2 - горно-аллювиальные и  
флювиогляциальные террасовые отложения; 3 - места отбора гид-  
рогеохимических проб и их номера

Нивальные ландшафты образуют здесь сопряжение элементарных ландшафтов, по Б.Б.Полынову геохимический ландшафт (рис. 15). Сопряжение представлено водораздельным гребнем (автономный ландшафт), крутым горным склоном (подчиненный) и ледником (условно супераквально-субаквальный). Ниже в рельефе выделяется еще одно сопряжение: ледник - горный склон - ледниковый кар (аккумулятивный ландшафт). Эти два сопряжения в пределах нивального пояса хорошо укладываются в схему сопряжения элементарных ландшафтов М.А.Глазовский (1964), развивающую схему геохимического сопряжения Б.Б.Полынова. Поэтому составленные нами карты отображают в основном геохимические ландшафты, хотя на некоторых участках сопряжение элементарных ландшафтов "внутри" геохимического ландшафта выражено не отчетливо.

### Общие черты водной миграции

Водная миграция на участке геохимического сопряжения характеризуется рядом общих признаков (см. гидрогеохимический профиль на рис. 15). Прежде всего в нижележащих альпийских, субальпийских и лесных ландшафтах уменьшается содержание свободного кислорода в водах: от 8-10 в нивальных до 4-5 мг/л в лесных и субальпийских. Растворенный кислород расходуется на окисление органического вещества, поступающего с почвенными растворами в грунт.

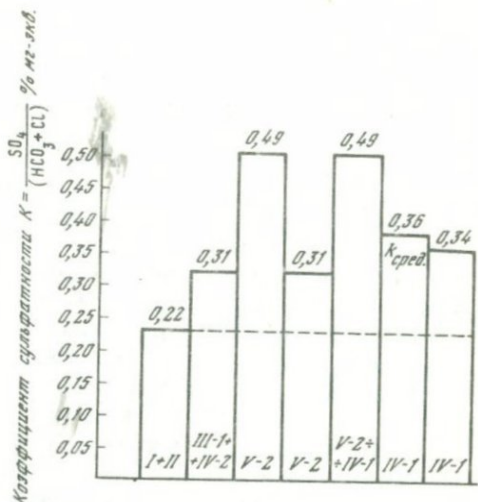
Таблица 33

Изменение микроэлементного состава природных вод в геохимическом сопряжении с пластами мраморов

№ проф	Тип геохимического ландшафта	Сухой остаток, мг/л	Fe		Mn		Ni
			%	γ/л	%	γ/л	%
7	Нивальный и субнивальный	120	$1 \cdot 10^{-3}$	1,20	$1 \cdot 10^{-3}$	1,20	$7 \cdot 10^{-4}$
6	Субальпийский (редколесье)	102	$3 \cdot 10^{-3}$	3,06	$3 \cdot 10^{-3}$	3,06	-
5	Альпийский	89	$1 \cdot 10^{-2}$	8,90	$2 \cdot 10^{-3}$	1,78	$2 \cdot 10^{-2}$
4	Горно-лесной верхний ярус	92	$2 \cdot 10^{-2}$	18,4	$2 \cdot 10^{-3}$	1,84	$7 \cdot 10^{-4}$
3	средний ярус	97	$7 \cdot 10^{-3}$	6,79	$1 \cdot 10^{-3}$	0,97	$7 \cdot 10^{-4}$
2	нижний ярус	95	$2 \cdot 10^{-3}$	1,90	$7 \cdot 10^{-4}$	0,665	$2 \cdot 10^{-3}$
1	Субальпийский (высокотравье и кустарники)	105	$2 \cdot 10^{-2}$	21,0	$7 \cdot 10^{-4}$	0,735	$2 \cdot 10^{-3}$

Рис. 16. Изменение сульфатности природных вод в различных типах геохимических ландшафтов на участке геохимического сопряжения

Условные обозначения см. на рис. 15



товые и поверхностные воды. Как отмечено выше, все альпийские и субальпийские почвы содержат недоокисленное грубогумусное органическое вещество. Общая закономерность в газовом составе различных типов геохимических ландшафтов характерна для всех изученных участков и лучше выявляется при исследовании химизма источников, а не поверхностных водотоков.

жении высокогорных ландшафтов на биотитовых гнейсах и сланцах

Ni		Ti		Cr		Cu		Sr		Коэффициент сульфатности
γ / л	%	γ / л	%	γ / л	%	γ / л	%	γ / л		
0,84	$7 \cdot 10^{-3}$	8,4	$2 \cdot 10^{-3}$	2,40	$7 \cdot 10^{-4}$	0,84	$2 \cdot 10^{-2}$	24,0	0,22	
-	$1 \cdot 10^{-2}$	10,2	-	-	$1 \cdot 10^{-4}$	0,10	$2 \cdot 10^{-2}$	20,4	0,31	
17,8	$1 \cdot 10^{-2}$	8,9	$2 \cdot 10^{-2}$	17,8	$3 \cdot 10^{-3}$	2,67	$2 \cdot 10^{-2}$	17,8	0,49	
0,64	$1 \cdot 10^{-2}$	9,2	-	-	$3 \cdot 10^{-4}$	0,27	$3 \cdot 10^{-2}$	27,0	0,31	
0,68	$1 \cdot 10^{-2}$	9,7	$7 \cdot 10^{-4}$	0,68	$7 \cdot 10^{-4}$	0,68	$3 \cdot 10^{-2}$	29,1	0,49	
1,90	$2 \cdot 10^{-2}$	19,0	$2 \cdot 10^{-3}$	1,90	$7 \cdot 10^{-4}$	0,66	$2 \cdot 10^{-2}$	19,0	0,36	
2,10	$7 \cdot 10^{-3}$	7,35	$3 \cdot 10^{-3}$	3,15	$2 \cdot 10^{-4}$	0,21	$2 \cdot 10^{-2}$	21,0	0,34	

Кажущееся здесь странным уменьшение общей минерализации воды (сухого остатка) от нивального к субальпийскому поясу объясняется тем, что в нивальных ландшафтах воды дренируют мелко-обломочные отложения осей и ледниковых каров, имеющих большую поверхность соприкосновения. В нижележащих ярусах русло ручьев врезано в коренные породы, скорость движения вод очень высока (2-3 м/сек и больше). Кроме того, уменьшение кальция и магния в водах лесных и субальпийских ландшафтов можно объяснить поглощением их почвенным субстратом, недонасыщенным обменными основаниями, и растительностью. Уменьшение гидрокарбоната связано, вероятно, с потерей углекислоты от тающих ледников ( $\text{CO}_2 = 8 \text{ мг/л}$ ) к устьям водотоков, где углекислота не обнаруживается. Причину незначительного, но устойчивого повышения сульфатности от нивальных к субальпийским ландшафтам (рис. 16) следует искать в воздействии живого вещества на общее увеличение серы в составе почвенных растворов. Постепенно увеличивается и содержание натрия, но причина слабого накопления этого мигранта пока не ясна.

Таким образом, воды нижележащих альпийских, субальпийских и горно-лесных ландшафтов унаследуют тот химизм вод, который типичен для их областей питания - нивальных ландшафтов. Но живое вещество сопряженных ландшафтов влияет на изменение газового состава вод (уменьшение свободного кислорода) и на поведение некоторых водных мигрантов (уменьшение кальция и магния, повышение сульфатности).

Микроэлементный состав природных вод на участке геохимического сопряжения также претерпевает изменения (табл. 33). При прохождении через пояса лесных и субальпийских ландшафтов в водах ручьев накапливаются железо, никель, хром, титан, стронций, но такие легкоусвояемые растительностью химические элементы, как марганец и медь, извлекаются из природных растворов и концентрации их уменьшаются.

### **Особенности водной миграции в горно-лесных и субальпийских ландшафтах**

Описанные выше общие черты водной миграции характеризуют в целом весь участок геохимического сопряжения от нивальных к субальпийским ландшафтам. Ниже на том же участке более подробно будет рассмотрена водная миграция химических элементов в каждом из типов геохимических ландшафтов (см. рис. 15). Для сопоставления привлечены результаты химического анализа источников подземных вод и поверхностных водотоков, берущих начало в данном типе ландшафтов.

Хвойные (сосновые) леса, произрастающие в верхнем и среднем ярусах горного склона. Гидрогеохимические пробы отобраны из ручья, образованного источником подземных вод из коренных пород.

Русло ручья глубоко врезано в породы, образуя теснину с водопадами. Температура воды 11–12<sup>0</sup>. Невысокая минерализация воды (60–70 мг/л) объясняется тем, что в отличие от нивальных ландшафтов здесь практически нет рыхлых отложений – ручей протекает по каменному ложу с большой скоростью. Снеговые и ледниковые воды, образующиеся в нивальном поясе, выходя на поверхность из коренных пород в верхнем ярусе основных лесов, еще не подвергнуты сильному влиянию живого вещества. Но связь с ним устанавливается по нитрат-иону, нигде не обнаруженному в водах нивальных ландшафтов. Интересно отметить, что NO<sub>3</sub> появляется не в истоке ручья (проба 8, табл. XXI), а лишь на расстоянии 250–300 м (проба 9) ниже, в месте пересечения ручьем верхнего яруса хвойного леса. Резкое снижение содержания натрия (калий не обнаружен) в месте выхода воды на поверхность пока неясно, но связь с химизмом породы несомненна.

По сравнению с нивальными ландшафтами в верхнем поясе лесов уменьшается подвижность кальция и серы, переходящих в группу сильных мигрантов. На отдельных участках подвижен нитрат-ион, но уменьшается интенсивность миграции молибдена, ванадия, хрома, никеля – элементов, накапливающихся в нивальном мелкоземле, здесь отсутствующем. В сухих остатках вод повышается содержание бария, меди, серы, циркония (табл. XXII). Эти химические элементы более активно вовлекаются в водную миграцию, по сравнению с нивальными областями (табл. 34).

Таким образом, на участке геохимического сопряжения водная миграция в верхних частях лесных ландшафтов менее интенсивна для основных водных мигрантов (кальция, серы) и несколько ниже для широкого круга рудных, редких и рассеянных элементов. Последнее объясняется незначительным развитием рыхлых отложений, из которых многие элементы переходят в раствор легче, чем из породы. Сульфатность вод очень низкая, коэффициент сульфатности не превышает 0,07–0,08.

Хвойные (сосновые) леса, произрастающие в нижних частях горных склонов и на сочленении склона и террасы. Гидрогеохимические пробы (10 и 11, табл. XXIII) отобраны из устьев небольших горных ручьев, дренирующих нижнюю часть сощовых лесов. Минерализация воды повышается до 300 мг/л, что в два раза выше минерализации вод нивальных ландшафтов и в 3–4 раза больше по сравнению с верхними частями сосновых лесов (см. табл. XXIII). Температура воды также увеличивается до 12–14<sup>0</sup>С. Реакция раствора слабощелочная, близкая к нивальным ландшафтам, но выше, чем у верхнего яруса лесов, где рН = 7,0–7,2.

Из основных водных мигрантов высокое содержание характерно для сульфат-иона (до 68 мг/л) и магния (22 мг/л). Натрий содержится примерно в таком же количестве, что и в водах верхней части сосновых лесов и нивальных ландшафтов. Основной присто общей минерализации приходится на долю гидрокарбоната (280 мг/л). По-видимому, накоплению кальция в водах препятствуют живое ве-

Таблица 34

Ряды интенсивности водной миграции химических элементов в верхних и средних ярусах горно-лесных ландшафтов на биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов

Интенсивность миграции	Величина коэффициента водной миграции $K_x$						
	800	200	100	10	1	0,01	0,001
Очень сильная и сильная $K_x > 10$		S, Ca	Cl, NO <sub>3</sub>				
Средняя $10 > K_x > 1$				Na, Mg			
Слабая $1 > K_x > 0,01$					Mn, Sr, Ba Cu, Ag, Zr		
Очень слабая $0,01 > K_x > 0,001$						V, Cr, Ni, Ti, Mo Pb, Zn, Be, Sc, Ga, Y, Yb, Si, Al, Fe	

щество, извлекающее кальций из раствора, а также повышение температуры воды и снижение растворимости углекислоты. Как и в верхней части лесов, в нижнем ярусе постоянно обнаруживается нитрат-ион, что совершенно не характерно для нивальных ландшафтов.

Из сопоставления данных таблиц XXIV и XXII следует, что для нижнего яруса лесов микроэлементный состав вод богаче, чем для верхних, и близок к составу вод нивальных ландшафтов (см. табл. 31). Отличительной особенностью лесных ландшафтов является постоянное присутствие серебра в водах. В нивальных ландшафтах серебра в водах нет, хотя в нивальном мелкоземье серебро в виде изоморфной примеси содержится в ряде минералов (пирит, галенит, лимонит и др.). В водах лесных ландшафтов серебро, возможно, мигрирует в форме металлоорганического комплекса. Следует отметить отсутствие хрома, часто никеля, уменьшение содержаний стронция и марганца в лесных ландшафтах по сравнению с нивальными, что, по-видимому, связано с захватом этих элементов растительностью и органическим веществом почв.

Интенсивность миграции типоморфных элементов в нижнем высотном ярусе лесов наибольшая (табл. 35). Общее повышение сульфатности растворов от нивальных к лесным ландшафтам приводит к резкому увеличению подвижности серы. Коэффициент водной миграции серы  $K_S = 585$ . Подвижность кальция в нижнем высотном ярусе лесов, как и в верхнем, несколько ниже, чем в нивальных ландшафтах. Геохимическим "барьером подвижности" для этого биогенного элемента служит живое вещество, но под его влиянием резко увеличивается интенсивность миграции нитрата. Так же, как и в нивальных ландшафтах, в нижней части лесов возрастает подвижность молибдена. Коэффициент водной миграции молибдена не опускается ниже 7.

В группах малоподвижных и инертных мигрантов происходит некоторая перестройка по интенсивности миграции, по сравнению с нивальными ландшафтами и верхним ярусом лесов (см. табл. 33, 35).

Субальпийские ландшафты (стелющиеся кустарники и высокотравье) развиты на участках флювиогляциальных террас и конусов выноса. Минерализация воды невысока и по величине сравнима с минерализацией нивальных областей. По химическому составу воды субальпийских ландшафтов занимают промежуточное положение между нивальными и лесными ландшафтами. Коэффициенты водной миграции не рассчитаны (из-за отсутствия данных по химическому составу террасовых отложений, из которых выходят источники). Но непосредственная связь с горными породами, также дренируемыми водами, выходящими на поверхность в субальпийских ландшафтах, отражается в химическом и микроэлементном составе вод. В отличие от нивальных и лесных поясов здесь в водах обнаружены ванадий, хром, никель, повышается содержание серебра и меди, концентрация молибдена остается прежней (табл. XXV-XXVI).

Таблица 35

Ряды интенсивности водной миграции химических элементов в нижних частях лесных ландшафтов  
(хвойные сосновые леса на биотитовых гнейсах и сланцах с мраморами)

Интенсивность миграции	Величина коэффициента водной миграции $K_x$									
	1000	500	100	50	10	5	1	0,1	0,01	0,001
Очень сильная $1000 > K_x > 100$	S,	Ca								
Сильная $100 > K_x > 10$			NO <sub>3</sub> ,	Cl						
Средняя $10 > K_x > 1$					Mo, Mg,	Na, Ag				
Слабая $1 > K_x > 0,1$							Cu, Mn Ni, Sr Ba, Zr			
Очень слабая $K_x = 0, 0л-0,00л$								V, Cr, Y, Zn, Co, Be, Sc, Ga Sn, Al, Ti, Pb, Si		

Таким образом, водная миграция химических элементов в нивальных ландшафтах и находящихся в геохимическом сопряжении с ними альпийских, субальпийских и горно-лесных ландшафтах отличается рядом особенностей (рис. 17). Общая минерализация вод достигает максимальной величины в нижнем высотном ярусе хвойных (сосновых) лесов (300 мг/л). Во всех остальных природных поясах мине-

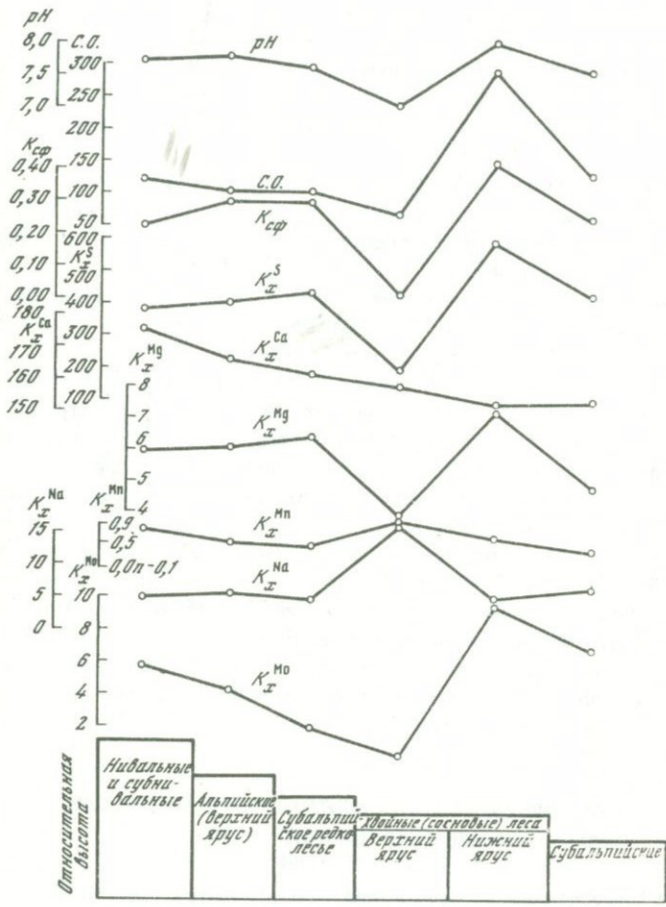


Рис. 17. Интенсивность водной миграции в различных типах высокогорных геохимических ландшафтов

Изменение степени подвижности основных водных мигрантов показано по величинам коэффициента водной миграции ( $K_x$ ), сульфатности природных вод – по величинам коэффициента сульфатности ( $K_{сф}$ ), сухого остатка воды (С.О.) и величины рН

рализация устойчиво колеблется около величины 100 мг/л. Сульфатность вод, оцененная по коэффициенту сульфатности

$$(K_{\text{сф}} = \frac{\text{SO}_4}{\text{HCO}_3 + \text{Cl}}),$$

повышается от нивальных к лесным ландшафтам. При этом в верхнем ярусе сосновых лесов отмечается минимум сульфатности ( $K_{\text{сф}} = 0,07-0,08$ ). Сynchronously с изменением сульфатности меняется и степень подвижности серы. Максимальной величины ( $K_S = 585$ ) коэффициент водной миграции серы достигает в нижних частях сосновых лесов, на сопряжении с субальпийскими ландшафтами в месте сочленения горных склонов и террасы. Накопление серы (сульфат-иона) в водах, несомненно, связано с почвообразовательными процессами, наиболее интенсивно протекающими в лесных и субальпийских ландшафтах.

Наоборот, подвижность кальция устойчиво снижается от нивальных к субальпийским ландшафтам. Как основной биофильный элемент кальций извлекается живым веществом из вод, циркулирующих в биогенных ландшафтах. На фоне уменьшения подвижности кальция возрастает относительная интенсивность миграции магния от нивальных ландшафтов к лесным. По-видимому, это связано с необходимостью выдерживания условия электронейтральности раствора: недостаток одного сильного катиона (кальция) компенсируется относительным накоплением другого (магния и частично натрия).

Для марганца характерно очень незначительное уменьшение подвижности от нивальных к лесным ландшафтам. Так же как и кальций, марганец активно поглощается живым веществом. Интенсивность миграции молибдена падает от нивальных ландшафтов к верхнему ярусу лесов, затем возрастает до максимальной величины в нижнем ярусе лесов ( $K_{\text{Mo}} = 8-10$ ) и поддерживается примерно на том же уровне в субальпийских ландшафтах, что объясняется хорошей подвижностью молибдена в кислых почвенных растворах.

Следовательно, интенсивность миграции большинства типоморфных элементов повышается от нивальных к горно-лесным геохимическим ландшафтам.

### ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СОПРЯЖЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Зоны тектонических нарушений – не изолированные участки земной коры, лишенные связи с ландшафтной сферой; большинство из них отчетливо выявляются в ландшафте в виде линейно-вытянутых зон, им присущи все основные геохимические свойства, характерные для данного типа геохимических ландшафтов. Так, например, разломы, проходящие в нивальном поясе, в геохимическом отношении резко отличаются от тех же нарушений, пересекающих нижележащий лесной, где развит почвенный покров, произрастает древесная растительность, иной химический состав и более высокая, по сравнению

с нивальными ландшафтами, минерализация природных вод, повышенное ожелезнение, качественно другой минеральный состав железистых охр. Следовательно, зоны разлома — те же геохимические ландшафты, но только имеющие линейное распространение и образующие естественное геохимическое сопряжение высокогорных поясов, от нивального к лесному. В дальнейшем мы называем их линейными ландшафтами зон тектонических нарушений. Геохимическое изучение разломов не может производиться вне методов геохимии ландшафта; с этих позиций мы и попытались подойти к их характеристике.

С целью геохимической характеристики мелкозема нивальных ландшафтов зон тектонических нарушений автором отбирались образцы измененных пород, тектонических брекчий, глинки трения и железистых охр<sup>1</sup>. Для усреднения каждый образец составлялся из множества (до двух десятков) маленьких образцов-сколков.

Данные спектрального анализа показали, что в зависимости от контактирующих пород в тектонической брекчии и глинке трения накапливаются такие обычно отсутствующие элементы, как серебро, олово, ниобий, скандий, литий, бор. В повышенных концентрациях присутствуют также никель, титан, молибден, бериллий, иттрий и иттербий. В железистых охрах наблюдается резкое увеличение марганца (до 0,1%), никеля, кобальта (до  $2-3 \cdot 10^{-3}\%$ ), бериллия ( $3 \cdot 10^{-3}\%$ ) и других микроэлементов. Минералогическим анализом устанавливается преимущественно лимонитовый, лимонит-гетитовый, лимонит-гидрогетитовый состав охр. Степень заохренности разломов закономерно увеличивается от нивальных к субальпийским и лесным геохимическим ландшафтам, где процессы окисления протекают более интенсивно.

Густая сеть разломов в высокогорных областях существенно влияет на водную миграцию химических элементов. В нивальном поясе зоны тектонических нарушений являются областями питания вод, а в нижележащих субальпийском и лесном — их разгрузки. Практически все выходы источников подземных вод связаны с тектонически ослабленными зонами, в которых благодаря сильной расчлененности высокогорного рельефа происходит активная циркуляция вод. Само понятие "подземные воды" в высокогорных районах неотделимо от их естественных водопроводящих путей — тектонических нарушений. Здесь нет каких-либо выдержанных пластовых или поровых водоносных горизонтов, свойственных равнинам и предгорьям: воды циркулируют в зонах смятия и повышенной трещиноватости, непосредственно связанных с разломами. Невозможно выделить и какой-то единый горизонт трещинных вод: взаимное пересечение продольных и поперечных разломов и их оперяющих нарушений при-

<sup>1</sup>Часть образцов отобрана проводником-альпинистом, мастером спорта СССР Э.Аганесяном (при совместной работе в 1961 г.) из наиболее труднодоступных ледниковых участков.

Химический состав природных вод, циркулирующих в различных типах геохи

№ проб	Тип геохимического ландшафта	Катионы					Анионы
		Na	K	Ca	Mg	Сумма	HCO <sub>3</sub>
9-х	Нивальный	1,8	0	11,6	2,3	15,7	36,6
4	Альпийский, нижний ярус	0,23	-	16,73	6,22	23,23	64,05
4-х	Нивальный	11,1	0,5	7,4	2,2	21,3	36,6
7-х	Нивальный	18,8	0	16,8	3,4	39,0	54,9
45-х	Нивальный	3,9	0	13,2	3,0	20,1	27,5
47-х	Субнивный	5,5	0	15,2	3,0	23,7	33,6
Горно-лесные ландшафты:							
15	Верхний ярус, зона смятия в гнейсах	7,4	0	30,1	4,9	42,4	79,3
16	Нижний ярус, устье ручья	6,0	0	49,1	9,1	64,2	115,9
17	То же, в 500 м выше устья	6,7	0	49,1	9,1	64,9	115,9
18	Балка в зоне разлома, устье	7,1	0	59,5	12,4	79,0	164,7

водит, в сочетании с расчлененным рельефом, к дроблению горизонта трещинных вод на отдельные, отличные по условиям водообмена, водопроницаемые тектонические блоки. Гетеролитность ландшафтов зон тектонических нарушений обуславливает пестроту микроэлементного и химического состава вод в катионной и анионной частях.

Нами изучалась водная миграция в ландшафтах различных по геолого-структурному положению зон разломов (табл. 36). Первая группа (нивный и альпийский ландшафты, пробы 9-х и 4) - это крупные разломы субширотного простирания с тектоническими контактами между гранитоидами и кристаллическими гнейсами и сланцами. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые, маломинерализованные. Примечательная особенность их химизма - уменьшение подвижности натрия по сравнению с кальцием и магнием; содержание натрия не превышает первые единицы миллиграммов на литры. По-видимому, это объясняется тем, что при активной циркуляции кальций легко переходит в раствор из существенно плагиоклазсодержащих пород - плагиогнейсов, плагиогранитов с андезитом и олигоклазом. Лишь в зонах альбитизации в водах отмечается повышение натрия до 30-50% мг-экв/л. (проба 4-х). Другая особенность - низкое содержание сульфатона (величина  $K_{сф}$  редко превышает 0,2-0,3); это связано с тем, что оруденение приурочено больше к оперяющим разломам или к пересечению продольных и поперечных разломов и не характерно для самих продольных (суб-

Анионы				H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Сухой остаток (105°С)	рН	Коэффициент сульфатности	СО <sub>3</sub>		
Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Сумма							
3,5	7,4	Не обнаружено	47,5	2,2	67,2	5,6	0,25	Не обнаружено		
2,1	12,0		78,15	1,3	91,0	5,5	0,225			
9,7	8,2		54,5	1,5	64,0	5,7	0,19			
6,7	40,3		101,9	2,0	140,0	6,0	0,77			
4,6	23,9		56,0	2,0	70,0	6,4	0,86			
3,5	28,8		65,96	3,4	84,0	6,6	0,92			
2,5	39,9		1,4	123,1	-	130,0	7,7		0,60	6,0
2,8	60,5		1,4	186,6	-	199,0	7,7		0,63	6,0
2,8	62,1		1,4	188,2	-	202,0	7,9		0,64	0
2,3	72,0		1,0	240,5	-	293,0	6,9		0,54	0

широтных, общекавказского простирания) разломов. Поэтому степень сульфидизации крупных разломов сравнительно невелика, что и находит отражение в величине сульфатности природных растворов. Но реакция вод остается кислой, рН колеблется в пределах 5,5-5,7 (редко 6,0-6,5). Вероятнее всего, это обусловлено преимущественно ледниковым и атмосферным питанием вод крупных разломов (величина рН ледников и атмосферных осадков 5,4-5,7).

Подземные воды, циркулирующие в субнивальных и нивальных ландшафтах зон тектонических нарушений на участках полиметаллических рудопоявлений (вторая группа разломов), отличаются резко повышенной величиной сульфатности (см. табл. 36, пробы 7-х, 45-х и 47-х) Среди анионов содержание сульфата и гидрокарбоната примерно одинаковы, что дает основание называть воды гидрокарбонатно-сульфатными или сульфатно-гидрокарбонатными. Повышенное содержание сульфат-иона служит хорошим поисковым критерием.

Третья группа разломов изучена нами на участке геохимического сопряжения различных высотных ярусов горно-лесных ландшафтов (пробы 15-18), сложенных одними породами - биотитовыми сланцами и гнейсами с пластами мраморов и амфиболитов, без видимого оруденения. Подземные воды и горные ручьи, циркулирующие в верхнем и нижнем ярусах хвойного леса, отличаются величиной общей минерализации. Сульфатность вод примерно одинакова ( $K_{\text{Сф}} = 0,6$ ) и всегда выше "фоновой" сульфатности природных вод ландшафта

хвойных лесов ( $K_{сф} = 0,3-0,4$ ). Из табл. 36 отчетливо видна преемственность химического состава вод разломов, пересекающих пояса хвойных лесов, с самими водами этого типа геохимических ландшафтов вне зон тектонических нарушений: постоянное присутствие нитрат-иона, близкие значения общей минерализации и величины pH, сходный химический и микроэлементный состав.

Линейные ландшафты одного и того же разлома, но пересекающего различные природные высокогорные пояса, отличаются друг от друга на уровне вида, рода и даже класса геохимических ландшафтов. Так, например, рассмотренные нами ландшафты трех групп разломов по особенностям водной миграции должны быть отнесены к трем разным классам. Нивальные и альпийские ландшафты крупных разломов (пробы 9-х, 4 и 4-х), имеющие величину pH природных вод около 5, относятся к кислому классу, на участках рудных месторождений - к переходному классу от кислого к кальциевому (пробы 7-х, 45-х и 47-х, pH = 6,0-6,6), в хвойных (сосновых) лесах - к нейтральному карбонатному (пробы 15, 16, 17 и 18, величины pH ~ 7,7). Также резко проявляются различия линейных ландшафтов родов сильной и слабой механической (физической миграции). На вышележающих участках горных склонов и террас процессы окисления протекают более интенсивно (сильное ожелезнение), продукты окисления накапливаются. Минеральный состав заохренных зон здесь более разнообразен, чем в тех же разломах на крутых склонах. Охры разломов в нижнем ярусе хвойных лесов с высокой сульфатностью природных вод содержат ярозит, плумбоярозит, англезит, смитсонит, лепидокрокит и другие минералы, отсутствующие в верхнем высотном ярусе лесов на крутых склонах. Соответственно меняется интенсивность водообмена от крутых к пологим участкам, минерализация воды в которых значительно выше (до 290-300 мг/л).

\* \*  
\* \*  
\* \*

Изучение ландшафтов зон тектонических нарушений исключительно важно для целей поисков полезных ископаемых и для металлогении. Основной задачей в дальнейших исследованиях должна стать отбраковка безрудных и рудных разломов, с обязательным изучением геохимии вод и зон окисления. Важно подчеркнуть, что изучение геохимической специализации зон тектонических нарушений должно базироваться на методах геохимии ландшафта. Только при сопряженном геохимическом анализе различных типов высокогорных ландшафтов удастся установить закономерное повышение сульфатности от нивальных к лесным (рис. 18). То же самое характерно и для сульфатности вод, циркулирующих в зонах разломов этих ландшафтов. Так, например, для зон тектонических нарушений нивальных ландшафтов ниже аномальное значение коэффициента сульфатности (0,4-0,6) представляет несомненный поисковый интерес. Но эта же

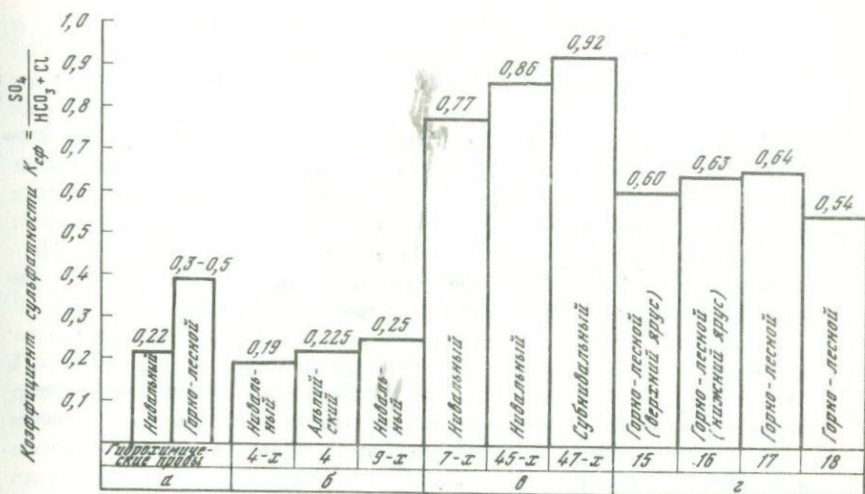


Рис. 18. Изменение сульфатности природных вод в ландшафтах зон тектонических нарушений

Линейные ландшафты зон тектонических нарушений: а - сульфатность природных вод, циркулирующих вне зон тектонических нарушений. В ландшафтах с высшей степенью геохимической контрастности; б - ландшафты крупных продольных (субширотных) разломов в зонах контакта кристаллических гнейсов и сланцев с гранитоидами; в - ландшафты зон тектонических нарушений на участках полиметаллических и мышьяково-ртутных рудопроявлений. Преимущественно поперечные и оперяющие разломы, пересечение продольных и поперечных разломов; г - ландшафты зон тектонических нарушений. В существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов, покрытых хвойным (сосновым) лесом (верхний и нижний высотные яруса соснового леса, безрудные участки)

величина сульфатности для разломов в горно-лесных ландшафтах является обычной, фоновой и связана не с рудной минерализацией, а с биогенным накоплением сульфат-иона в водах. Аномальное значение сульфатности, обусловленное рудоносностью разломов, здесь повышается до 0,8-0,9, что сопоставимо с сульфатностью вод на участках выявленных рудных месторождений.

Приведенные данные показывают, что наибольшая геохимическая контрастность разломов в разных типах ландшафтов связана с водной миграцией химических элементов и с процессами окисления. Для высокогорных геохимических ландшафтов Кавказа интенсивность этих процессов в зонах тектонических нарушений закономерно увеличивается от нивальных к горно-лесным ландшафтам.

## ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ЭПИГЕНЕЗА КАК РЕЗУЛЬТАТ ЕСТЕСТВЕННОГО СОПРЯЖЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

Изучение миграционной способности элементов и выявление типоморфных элементов и ионов водной миграции позволяет установить основные эпигенетические процессы, характерные для исследуемых высокогорных областей. Формирование того или иного класса эпигенетических процессов в различных типах высокогорных ландшафтов, особенно в нивальных и субнивальных, где влияние живого вещества ослаблено сравнительно с физической миграцией, связано преимущественно с взаимодействием талых ледниковых и снеговых вод с горными породами и продуктами их разрушения (мелкоземом).

Но резко расчлененный рельеф и вертикальная поясность высокогорных территорий обуславливают естественное сопряжение геохимических ландшафтов от нивальных к горно-лесным, их тесную взаимосвязь в пространстве.

Поскольку водному стоку вещества принадлежит ведущая роль в реализации такого сопряжения ландшафтов, то различные типы эпигенеза также оказываются взаимосвязанными, сопряженными. Следствием этой естественной взаимосвязи служит тот факт, что некоторые эпигенетические процессы являются общими для различных типов геохимических ландшафтов; это наглядно отражено на ландшафтно-геохимических картах (см. рис. 2).

В высокогорных ландшафтах развиты преимущественно эпигенетические процессы окислительного ряда — кислый нейтральный карбонатный и переходный от кислого к нейтральному карбонатному (табл. 37). Сернокислый эпигенез развивается только на участках сульфидных рудных месторождений.

Эпигенетические процессы восстановительного ряда имеют подчиненное значение и представлены лишь одним бескарбонатным оглеением. Но следы былых водоносных горизонтов с глеевым режимом обнаруживаются в зонах тектонических нарушений (неравномерное пятнистое ожелезнение по трещинам), в террасовых флювиогляциальных отложениях и в толщах моренных накоплений, где марганцево-железистые горизонты прослеживаются по простиранию с незначительными перерывами на несколько километров.

Все это говорит о том, что в дочетвертичное и четвертичное время, в периоды максимальной ледниковой деятельности восстановительный, глеевый процесс без сероводорода был развит более широко, чем сейчас; не будет преувеличением утверждать, что глеевая обстановка была одной из основных природных обстановок миграции химических элементов в ландшафте.

Изучение геохимии высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа вскрывает интересные закономерности в распространенности нейтрального карбонатного процесса. Этот процесс определяется миграцией кислородных, в основном гидрокарбонатно-кальциевых

вод. Воды имеют низкую минерализацию (от 20–30 до 100–150 мг/л, реже до 250–300 мг/л), общая обстановка миграции – окислительная. Для нейтрального карбонатного процесса характерна высокая подвижность кальция, магния, сульфат-иона, натрия, стронция, урана, и развивается этот процесс преимущественно в условиях умеренно сухого (лесостепные и степные районы) и сухого климата (пустыни, сложенные изверженными породами с сильно расчлененным рельефом и активным водообменом).

В пределах влажного климата нейтральный карбонатный процесс характерен лишь для районов, сложенных известняками. В основном же этот эпигенез развивается в сухом и близком к сухому климате (Перельман, 1965).

Нейтрально-карбонатный процесс, как показали наши работы, свойствен всем гумидным нивальным ландшафтам Кавказа, сложенным массивно-кристаллическими изверженными и метаморфическими, а также осадочными породами (за исключением ледников и снежников); в дальнейшем, по-видимому, будет установлено, что он характерен и для других высокогорных ландшафтов, принадлежащих альпийскому спектру (Карпаты, Северный Тянь-Шань и другие области Средней Азии, Западный Памир, а также Альпы, Пиренеи, Кордильеры, частично Анды, Гималаи, Южные Альпы в Новой Зеландии и др.).

В высокогорьях Кавказа нейтральный карбонатный процесс развивается в поверхностных водах и других типов геохимических ландшафтов – альпийских, субальпийских и лесных (в почвах – кислый процесс). Типоморфными элементами являются кальций и гидрокарбонат-ион, поэтому данный класс эпигенетических процессов может быть выражен символической формулой:  $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ . Величина pH поверхностных вод колеблется в пределах 6,8–7,8, редко опускается ниже pH = 6,5 и повышается до 8.

В приледниковой зоне, вероятно, имеет место переходный процесс от кислого (ледники) к нейтральному карбонатному (собственно нивальные ландшафты). Но четко выделить участки с переходным процессом пока не удается. Возможно, воды приледниковой зоны с величинами от 6,0 до 6,5 следует относить к переходному процессу от кислого к нейтральному карбонатному.

В настоящее время в высокогорных ландшафтах широко распространены два "противоборствующих" типа эпигенетических процессов – кислый и нейтральный карбонатный. При современном катастрофическом отступании ледников Кавказа (до 50 м в год) сфера действия нейтрального карбонатного эпигенеза все более расширяется.

Типы высокогорных геохимических ландшафтов — основные природные компоненты ландшафта	Эпигенетические процессы	
	Сернокислый	Кислый
	$H^+ - SO_4^{''}$	H

## I. НИВАЛЬНЫЕ И СУБНИВАЛЬНЫЕ

1-1. Ледники

Ледники и снежни

Только на отдельных участках в зоне окисления сульфидных рудопоявлений. Образование англезита, госларита, реже плюмбоярозита

Все ледники, снежники, фирновые образования и лавины ( pH = 4,5-5,6)

Поверхностные воды в приледниковой зоне (концевые бассейны ледников)

pH  $\approx$  4-4,5, повышение  $SO_4^{''}$  до 70-80% мг-экв

-

1-2. Собственно нивальные

Поверхностные воды

То же; очень редко

-

Континентальные отложения

То же; очень редко

-

Кристаллический субстрат (горные породы в кристаллическом основании ландшафта и трещинные воды)

-

Трещинно-грунтовые воды, циркулирующие по разломам в приледниковых участках ( pH = 5-5,5)

окислительного ряда		Эпигенетические процессы восстановления, глеевого ряда
Переходный от кислого к нейтральному карбонатному	Нейтральный карбонатный	Бескарбонатный глеевый (оглеение)
$H^+ - Ca^{++} - (HCO_3^-)$	$Ca^{++} - HCO_3^-$	$Fe^{++} - Mn^{++} - Ca^{++}$

Зона контакта тающих ледников и снежников с рылым нивальным мелкоземом и флювиогляциальными отложениями (pH = 5,9-6,3 до 6,5)

Все воды нивальных ландшафтов; гидрокарбонатно-кальциевые, реже гидрокарбонатно-натриевые, содержание  $O_2 = 6-12$  мг/л; pH = 6,8-7,8; минерализация 20-80, редко 100-150 мг/л  
Нивальный мелкозем, делювий и пролювий

То же; pH=6,0-6,5

То же; pH=6,9-7,5

Места подпружинивания тающих ледниковых вод современными моренными отложениями (современные кислородные геохимические барьеры с яркими красными охрами железа, при выходе вод на поверхность; содержание своб.  $O_2$  в водах понижено до 1-3 мг/л)

Очень редко в местах подпружинивания ледниковых вод мощными конусами выноса и моренами (восстановительные глеевые воды:  $O_2$  от 0,5-2 до 3,5 мг/л при выходе на поверхность; геохимические барьеры -  $Fe^{++}$  в водах до 5-6 мг/л; охры железа)

Оглеение в зонах разломов, не связанных с оруденением (следы бывших водоносных горизонтов с пятнами ожелезнения); для современных условий оглеение в зонах разломов не характерно, восстановительная обстановка отсутствует, господствующая - окислительная

Таблица 37 (продолжение)

Типы высокогорных геохимических ландшафтов — основные природные компоненты ландшафта	Эпигенетические процессы	
	Сернокислый	Кислый
	$H^+ - SO_4^{''}$	$H^+$

## II. АЛЬПИЙСКИЕ

Поверхностные воды

То же, что и для нивальных; в зоне окисления сульфидных месторождений  $pH \approx 4,5$  (на отдельных участках повышенное содержание  $SO_4$ )

Только на участках рудных месторождений;  $pH = 5-5,5$ , состав вод гидрокарбонатно-сульфатный

Почва

$pH$  почвенной вытяжки 3,5-4; состав почвенных растворов сульфатный (80-90% мг-экв/л) и сульфатно-гидрокарбонатный

Все почвы альпийских ландшафтов (дерновые горно-луговые и перегнойно-щебенистые;  $pH$  водной вытяжки 4,5-6)

Континентальные отложения

-

Возможно, элювио-делювий

Кристаллический субстрат

-

Трещинные кислородные воды, циркулирующие в зонах разломов на участках рудных месторождений ( $pH = 5,0-5,5$ )

## III. СУБАЛЬПИЙСКИЕ

Поверхностные воды

То же, что для нивальных и альпийских; распространен очень редко

Только на участках рудных месторождений; распространен очень редко

Почва

То же

Все почвы субальпийских ландшафтов (лугово-лесные, торфянисто-подзолистые и горнолуговые;  $pH$  водной вытяжки 4-5; характерно присутствие осветленного подзола)

окислительного ряда		Эпигенетические процессы восстановления, глеевого ряда
Переходный от кислого к нейтральному карбонатному	Нейтральный карбонатный	Бескарбонатный глеевый (оглеение)
$H^+ - Ca^{++} - (HCO_3^-)$	$Ca^{++} - HCO_3^-$	$Fe^{++} - Mn^{++} - Ca^{++}$

Все поверхностные воды (рН = 7,0-7,8), преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые, минерализация от 50-150 до 200 мг/л

Слабое оглеение в нижней части почвенного профиля, на выполненных участках (слабое ожелезнение)

Трещинные кислородные воды, циркулирующие в зонах разломов со слабой сульфидной минерализацией (рН = 6,2-6,5) То же; рН = 6,9-7,5 (очень редко). Разломы не связаны с оруденением

Следы оглеения по трещинам в зонах разломов (следы бывших водоносных горизонтов); современное оглеение отсутствует

Все поверхностные воды; рН = 7,2-7,8, минерализация 150-200, редко 250 мг/л

Слабое оглеение в нижних частях почвенного профиля (переувлажненные пологие участки рельефа)

Таблица 37 (продолжение)

Типы высокогорных геохимических ландшафтов — основные природные компоненты ландшафта	Эпигенетические процессы	
	Сернокислый	Кислый
	$H^+ - SO_4^{''}$	$H^+$
Континентальные отложения	-	Делювио-элювий

Кристаллический субстрат

-

Кислородные воды в зонах разломов на участках сульфидных рудных месторождений (pH = 5-5,5)

#### IV. ЛЕСНЫЕ

Поверхностные воды

То же, что для других ландшафтов, но распространен шире, в зоне окисления сульфидн. рудных месторождений (pH = 4-4,5). Сульфатность вод наивысшая из всех типов геохимических ландшафтов

Только на участках рудных месторождений pH не ниже 5,5. Распространен редко

Почва

Почва над рудными телами сильно обожжена, в составе железистых охр — ярозит, алунит(?), англезит, плюмбоярозит (pH почвенных растворов до 3). Характерен выбеленный подзолистый горизонт со ржавыми пятнами

Все бурые лесные почвы; характерный признак — осветленный подзолистый горизонт

окислительного ряда <sup>1</sup>		Эпигенетические процессы восстановления, глеевого ряда
Переходный от кислого к нейтральному карбонатному	Нейтральный карбонатный	Бескарбонатный глеевый (оглеение)
$H' - Ca'' - (HCO_3)$	$Ca'' - HCO_3'$	$Fe'' - Mn'' - Ca''$

То же;  
pH = 6,0-6,5

Трещинные и почвенные грунтовые воды в зонах разломов вне участков с оруденением

Следы бывшего оглеения по трещинам в зонах разломов (пятна ожелезнения)

-  
Все поверхностные и большинство почвенно-грунтовых вод; состав гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация от 200-250 до 300 мг/л, в верхнем ярусе лесов - 500-100 мг/л;  
pH = 7,1-7,8 до 8

Глеевые ледниковые воды в местах подпруживания древними моренными накоплениями и отложениями конусов выноса; при выходе на поверхность геохимические барьеры с яркими охрами железа. Следы бывшего оглеения - в моренных толщах и террасовых отложениях в виде линейно вытянутых зон. Распространение глеевой обстановки шире, чем в других типах ландшафтов.

-  
Следы оглеения, местами интенсивного, в нижних горизонтах почвенного профиля (обычно в почвах на участках террас)

Таблица 37 (окончание)

Типы высокогорных геохимических ландшафтов — основные природные компоненты ландшафта	Эпигенетические процессы	
	Сернокислый	Кислый
	$H^+ - SO_4^{''}$	$H^+$
Континентальные отложения	В элювии над рудными телами (распространен редко, но шире, чем в других высокогорных ландшафтах)	Элювий и делювий, флювиогляциальные и моренные отложения
Кристаллический субстрат	—	Кислородные воды на участках рудных сульфидных месторождений, циркулирующие в зоне разлома (pH = 5,5)
Классы высокогорных геохимических ландшафтов Центрального Кавказа (по типоморфным элементам и ионам водной миграции)		Ледники, снежники, ландшафты на участках рудных сульфидных месторождений

окислительного ряда		Эпигенетические процессы восстановления, глеевого ряда
Переходный от кислого к нейтральному карбонатному	Нейтральный карбонатный	Бескарбонатный глеевый (оглеение)
$H^+ - Ca^{++} - (HCO_3^-)$	$Ca^{++} - HCO_3^-$	$Fe^{++} - Mn^{++} - Ca^{++}$

То же,  
pH = 5,9-6,5

Трещинно-грунтовые воды в зонах разломов, не связанных с орудуением

Оглеение моренных отложений и флювиогляциальных отложений речных террас, на отдельных участках - линейные зоны омарганцевания протяженностью до 3-4 км

Следы бывшего оглеения в зонах разломов (ожелезнение по трещинам). Возможно современное оглеение глубинными глеевыми водами изверженных пород при их разгрузке на поверхность, а также оглеение в разломах кислородными водами

Альпийские, субальпийские лесные

Нивальные (исключая ледники)

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геохимическими поисками за период 1956–1970 гг. полностью охвачена вся территория высокогорных районов Большого Кавказа. До 1955 г. сколько-нибудь систематических геохимических исследований на Кавказе не проводилось, исключая литогеохимическую (металлометрическую) съемку при геофизических работах на отдельных рудных зонах, рудопроявлениях и месторождениях. Последние служили целям детализации геофизических аномалий. Целенаправленные площадные геохимические исследования стали возможны только в комплексе с другими поисковыми методами при геологической съемке, планомерно проводившейся на больших площадях. Комплекс геохимических исследований при геологическом картировании масштаба 1:50 000 охватывал шлиховые поиски, литогеохимическую (металлометрическую) съемку, гидрогеохимические поиски и поиски первичных ореолов цветных и редких металлов. Вопросы поисков первичных ореолов рассеяния в нашей работе не рассматриваются.

В этой главе автор ставит своей задачей обобщить накопленный опыт поисковых работ в высокогорных районах Центрального Кавказа. Рассматриваемые ниже особенности поисков рудных месторождений относятся в основном к наиболее распространенным здесь нивальным ландшафтам, в меньшей мере – к другим типам геохимических ландшафтов.

### ШЛИХОВЫЕ ПОИСКИ

При геологической съемке производилось шлиховое опробование отложений горного аллювия современной гидросети. Шаг пробоботбора не превышал 100–200 м, шлиховые пробы отбирались от устьев к верховьям водотоков. Все пробы, промытые до состояния "серого" шлиха (с сохранением слюды, кварца и полевых шпатов), подвергались полному минералогическому анализу с разделением на магнитную, электромагнитную, тяжелую и легкую фракции и количественным определениям минералов. Анализ и обобщение обширного фактического материала (более 3000 минералогических анализов шлихов) позволяют выявить основные особенности шлиховых поисков в высокогорных ландшафтах Кавказа (табл. XXVII).

Таблица 38

Распространенность минералов в шлихах аллювиальных отложений горных ручьев и рек высокогорных областей Центрального Кавказа, %

Минерал	Условное наименование районов опробования						
	Бассейн реки		Район ледника		Бассейн основной водной артерии		
	склоны северной экспозиции	склоны южной экспозиции	склоны северной экспозиции	склоны южной экспозиции	склоны северной экспозиции	склоны южной экспозиции	пойма (приустьевая часть)
Пирротин	80,6	0	17,7	0	11,1	0	38,3
Марказит	82,2	0	8,9	8,0	39,0	14,4	81,6
Галенит	32,3	4,76	82,0	12,0	58,0	25,8	100
Церуссит	21,0	0	2,2	0	8,3	9,3	23,3
Сфалерит	29,0	14,25	0	4,0	21,0	14,0	31,6
Арсенопирит	66,2	0	28,8	8,0	11,0	7,6	13,3
Молибденит	25,8	4,76	13,3	0	5,5	2,3	16,7
Барит	0	0	0	0	16,7	13,6	26,6
Циркон	100	76,3	100	92,0	97,0	64,5	100
Шеелит	63,0	100	86,5	96,0	57,0	46,0	96,6

Минералы магнитной фракции. Магнитная фракция обычно составляет не более 5–7% от веса шлиха, в основном 1–2% (0,01–0,05 г). Магнитная фракция состоит преимущественно (до 90%) из магнетита (с примесью титаномагнетита), в незначительном количестве присутствует пирротин, что объясняется различными физическими свойствами данных минералов. Магнетит ( $\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$ ) хорошо сохраняется в аллювиальных отложениях и от коренных источников переносится на расстояние нескольких километров. Пирротин ( $\text{Fe}_{1-n}\text{S}$ ) встречается в шлихах довольно редко, и его присутствие свидетельствует о близости коренного рудного выхода. При длительной транспортировке в поверхностных потоках зерна пирротина легко окисляются и истираются. Установлена зависимость между распространенностью пирротина и марказита в аллювиальных отложениях ручьев на склонах различной экспозиции (табл. 38). Известно, что устойчивость сульфидных минералов зависит от неравномерного притока солнечной (тепловой) энергии на северные и южные склоны долин (Бугельский, 1961). Пирротин, один из наиболее легко разлагающихся сульфидов в зоне окисления, встречается в отложениях ручьев и рек на северных склонах долины и обычно отсутствует на южных, где переходит в марказит и лимонит. Марказит обладает значительно большей устойчивостью в ландшафте и поэтому может рассматриваться как косвенный минерал-индикатор на медно-пирротинное и полиметаллическое оруденение. Интенсивность процессов миграции пирротина определяется ландшафтно-геохимическими условиями.

В нивальных ландшафтах, особенно в ледниковой зоне, распространённость пирротина выше, чем марказита. В устьях ручьев, в альпийских, субальпийских и лесных ландшафтах пирротин в аллювиальных отложениях почти полностью замещен марказитом, лимонитом, сульфатами (ярозит) и гидроокислами железа. В шлихах, кроме единичных сильноокисленных зерен, он практически не улавливается. Однако во всех случаях пирротин — важный поисковый минерал, прямой индикатор на медно-пирротиновое и полиметаллическое оруденение.

Минералы электромагнитной фракции. Основными минералами этой фракции являются гранаты, лимонит, лимонитизированный пирит, ильменит, пироксены, амфиболы, эпидот, биотит, мусковит, хлорит, шпинель, турмалин, монацит, ксенотим. Поскольку породообразующие минералы в шлихах Горной Балкарии охарактеризованы Е.В. Кузнецовой, мы ограничимся кратким описанием отличительных особенностей некоторых минералов электромагнитной фракции шлихов, отобранных на исследованных территориях Центрального Кавказа.

Гранат встречается очень широко, поэтому шлихи отличаются красным цветом. Представлен он преимущественно розовыми разновидностями — альмандином и реже андрадитом. В рыхлые отложения они поступают из кристаллических сланцев, скарнов и аплитов. В больших количествах гранат содержится в пегматитовых жилах; места их выходов на поверхность отмечаются увеличением содержания граната в шлихах.

Турмалин, поступающий в рыхлые отложения из пегматитовых и кварцевых (рудных и безрудных) жил, в шлихах относительно редок и практического значения не представляет. Но повышенное содержание турмалина парагенетически связано с касситеритом, вольфрамитом, бериллом (пегматитовые жилы), а также, по наблюдениям Е.В. Кузнецовой, с выходами рудных кварцевых жил с арсенопиритом. Частично эта закономерность подтвердилась и нашими поисковыми работами. Остальные минералы электромагнитной фракции — ильменит, пироксены, амфиболы, слюды встречаются в шлихах повсеместно, достигая стопроцентной распространенности (см. табл. 38). Из рудных минералов обнаруживается сфалерит, представленный магнитной железистой разновидностью — бурым марматитом. Светлый сфалерит обычно переходит в тяжелую фракцию. Присутствие сфалерита во фракции свидетельствует о близости коренного рудного выхода, но основная масса кристаллов сфалерита немагнитна и сосредоточена в тяжелой фракции. Следовательно, изучение электромагнитной фракции шлихов не представляет большого поискового интереса, но важно для минералогической характеристики рыхлых отложений.

Минералы тяжелой фракции. Вес тяжелой немагнитной фракции колеблется в пределах от 0,01 до 0,3–0,5 г (в среднем около 0,1 г). В шлихах отмечены пирит, циркон, апатит, андалузит, силлиманит, анатаз, рутил, лейкоксен, сфен, монацит, мусковит, марказит с пентландитом, галенит, сфалерит, арсенопирит, церуссит, молибде-

нит, барит, шеелит, киноварь, золото и редко циртолит и малакон. Поскольку минералы тяжелой фракции наиболее интересны в поисковом отношении, остановимся на их характеристике подробнее.

Пирит — обычный минерал шлихов, содержание его составляет от 10–30 до 60–90% от веса фракции, или от 2–3 до 12 г/т. В практическом отношении интересны шлихи, содержащие свежие неизменные и неокатанные зерна пирита в большом количестве (более 50%, или 10 г/т), что указывает на близость коренных рудных выходов полиметаллов и подтверждается опробованием участков с известными рудопоявлениями. Размер свежих зерен пирита варьирует от 0,05 до 0,3 мм. Более мелкий (< 0,05 мм) пирит обычно не связан с рудопоявлениями и поступает в рыхлые отложения из гранитоидов, где он повсеместно присутствует в тонкорассеянном состоянии. “Рудные” потоки рассеяния относительно свежего пирита не превышают 500–600 м. На большем удалении от источника рассеяния пирит сильно окисляется и нередко полностью переходит в лимонит.

Циркон, апатит, сфен, рутил, монацит, лейкоксен — характерные акцессорные минералы интрузивных и метаморфических пород, пегматитовых и скарновых образований. Наличие повышенных количеств этих минералов в шлихах поискового интереса не представляет. Однако количественное исследование их распространенности позволяет оценить степень накопления минералов (и входящих в них химических элементов) в рыхлые отложения.

Андалузит, силлиманит, анатаз в повышенных количествах в шлихах (до 1–5%, или 0,5–1 г/т) появляются на участках контактов кристаллических сланцев и гранитоидов и выходов гнейсов и сланцев, обогащенных андалузитом и силлиманитом; практического значения не имеют, но в некоторых случаях повышенное их содержание указывает на близрасположенные зоны тектонических и эруптивных контактов.

Шеелит — минерал, обычный для шлихов Центрального Кавказа (Кузнецова, 1934). В исследованных районах шеелит в количествах от единичных зерен до 30% тяжелой фракции (3–4 г/т) распространен повсеместно. В шлихах наблюдается в виде обломков и неправильных окатанных зерен (0,05–0,25 мм) молочно-белого цвета, с шелковистым алмазным блеском. Потоки рассеяния достигают 800–1200 м, иногда больше. Источником поступления шеелита в рыхлые отложения служат разрушающиеся кварцевые жилы.

Сульфидные минералы. Содержание сульфидов в тяжелой фракции представляет наибольший поисковый интерес, так как повышенные количества их в шлихах свидетельствуют о близости коренного рудного источника.

Галенит, несмотря на относительную нестойкость в гипергенных условиях, встречается во многих шлихах от единичных зерен до 1–2 г/т, что связано с большим числом полиметаллических рудопоявлений и многочисленных кварцевых жил с вкрапленным оруденением галенита, сфалерита, арсенипирита и других сульфи-

дов. Иногда зерна покрыты корочкой церуссита, реже англезита. Максимальная протяженность шлиховых потоков рассеяния 600–800 м, в отдельных случаях до 1 км (в среднем до 400–500 м). Переизмельченный до тонкодисперсного состояния галенит шлиховым методом не обнаруживается, о чем будет сказано ниже. На интенсивность окисления галенита большое влияние оказывает неравномерный приток солнечной энергии на северные и южные склоны долин. Корочка церуссита, покрывающая "рубашкой" зерна галенита, играет защитную роль, предохраняя галенит от дальнейшего разложения и механического истирания.

Арсенопирит в рассматриваемых районах является вторым по распространенности после галенита рудным минералом. На отдельных территориях Центрального Кавказа наибольшее его распространение среди рудных объясняется большим числом рудопроявлений мышьяка и определенной геохимической специализацией зон тектонических нарушений. Характеризуя распространенность арсенопирита, Е.Е.Захарова отмечает, что этот "минерал в шлихах редок, в поверхностных условиях неустойчив и сохраняется в аллювиальных отложениях на незначительном расстоянии от коренного источника. Находки арсенопирита представляют большой интерес. Минерал не переносит длительной транспортировки поверхностными потоками, поэтому окатанные зерна редки" (1960, стр. 83). В условиях же высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа сохранность арсенопирита значительно лучше, о чем свидетельствует его высокая распространенность в отдельных районах; протяженность шлиховых потоков достигает 500–1000 м.

Марказит встречается в большинстве шлихов. Как отмечено выше, пространственная распространенность марказита тесно увязывается с пирротином, который в зоне гипергенеза разрушается и переходит в марказит. Накопление марказита свидетельствует о находящихся поблизости (в 200–400 м) коренных рудных месторождений полиметаллов.

Молибденит – редкий минерал в условиях высокогорий, присутствие его в шлихах указывает на коренные молибденовые и полиметаллические рудопроявления.

Сфалерит встречается чрезвычайно редко, только в непосредственной близости от коренных месторождений полиметаллов. Окатанности зерен, даже слабой, не наблюдается. Потоки рассеяния сфалерита очень редки: в большинстве случаев повышенные содержания отмечаются в единичных пробах, в парагенетической ассоциации с галенитом, арсенопиритом, пирротином и другими рудными минералами. Прерывистые потоки сфалерита (протяженностью до 400 м) связаны с известными полиметаллическими рудопроявлениями и с зонами разломов. В зоне окисления сфалерит переходит в смитсонит, единичные зерна которого улавливаются в шлихах. Из сульфатных минералов встречается барит. Как правило, барит парагенетически ассоциируется с жильными сульфидными месторождениями и, безусловно, может служить индикатором на сульфидные руды.

Применение шлихового метода поисков в высокогорных районах Кавказа показало достаточно высокую его эффективность. В условиях низких температур, свойственных высокогорным (особенно нивальным) ландшафтам, сульфидные минералы (галенит, арсенопирит, пирротин, марказит, сфалерит, киноварь и др.) сравнительно хорошо сохраняются в шлихах. Это одна из важнейших минералого-геохимических характеристик высокогорных ландшафтов, которая определяет успешное проведение шлиховых поисков. Результаты шлиховых поисков графически отражаются на специальных шлиховых картах.

Многие геологи-поисковики считают площадное шлиховое опробование наиболее надежным и результативным методом в условиях высокогорных районов Кавказа. Признавая достоинства шлиховых поисков и их высокую эффективность, необходимо, однако, подчеркнуть, что в высокогорных областях возможность применения шлихового метода в некоторых случаях ограничена.

Прежде всего устойчивость основных рудных минералов — сульфидов резко уменьшается от нивальных к лесным ландшафтам. В последних процессы химического выветривания протекают более интенсивно, многие сульфидные минералы разлагаются и в шлихах не улавливаются. Большое влияние на устойчивость сульфидов оказывает неравномерный приток солнечной энергии на северные и южные склоны долин. Ряд таких важных минералов-индикаторов, как пирротин, сфалерит, халькопирит, молибденит (частично арсенопирит и галенит), обнаруживается шлиховым опробованием в верховьях ручьев и эрозионных ложбин, формирующихся в нивальных и субнивальных ландшафтах, и не устанавливается в устьях тех же водотоков, но проходящих в нижележащих субальпийских или горно-лесных ландшафтах.

В условиях крутого рельефа, при огромной гидродинамической силе горных рек и ручьев, формирующихся в нивальных ландшафтах, на высоте 3500—4000 м, создаются благоприятные предпосылки для интенсивного механического истирания минералов, особенно сульфидов, имеющих невысокую твердость и нестойких при длительной транспортировке. При сильном механическом истирании минералы достигают высокой степени дисперсности, находятся во взвешенном состоянии и плывут с лотка задолго до отмывки "серого шлиха", подвергаясь минералогическому анализу. Возможности шлихового опробования ограничиваются причинами и производственного характера, преимущественно при опробовании сухих ложбин, эрозионных врезов, балок, особенно их верховьев. Переноска большого количества рыхлого материала по крутым горным склонам в поисках воды, при резко расчлененном рельефе с превышениями 1—1,5 км, требует больших физических затрат. Производительность таких работ очень мала. Они уступают литогеохимической съемке по простоте и эффективности.

В дальнейшем, по нашему мнению, целесообразно уменьшить объем шлихового опробования в высокогорных областях Кавказа, сочетая шлиховое опробование с литогеохимической съемкой по потокам рассеяния. Результаты шлиховых поисков должны быть увязаны с ландшафтно-геохимической картой.

### ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ (МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКАЯ) СЪЕМКА

На первых этапах внедрения литогеохимического опробования в общий комплекс поисковых методов, применяемых при геологической съемке (1955–1960 гг.), металлотрия в высокогорных районах Кавказа проводилась совместно с геологическими маршрутами. Такая система опробования не могла привести к удовлетворительным результатам и правильной количественной оценке выявленных геохимических аномалий. Начиная с 1959–1960 гг. металлотрическая съемка была проведена в основном по методу поисков потоков рассеяния, с подчиненными поисками ореолов рассеяния (площадное профилирование склонов).

При поисках потоков рассеяния шаг опробования принимался равным 50 м. Пробы отбирались из коренных, горно-аллювиальных и флювиогляциальных отложений, у уреза воды и из-под воды, а при наличии сухих балок и ложбин – из рыхлых отложений сухих русел (пролювио-делювиальных). Глубина отбора проб не превышала 0,1–0,2 м. Пробы в основном отбирались из песчаной фракции, потому что глинистая и илистая фракции практически отсутствовали (меньше 1%). Затем пробы просеивались через сито 0,5 мм и отсылались в лабораторию на спектральный анализ. Каждая проба анализировалась на широкий круг (30 элементов). При площадном опробовании склонов производились те же операции, сетка профилирования принималась 100 × 25 м. При комплексном методе поисков потоков и ореолов рассеяния достигнуто относительно равномерное покрытие пробами всей исследуемой площади. Исходя из масштаба геологического картирования (1:50 000), общий объем металлотрических проб колебался в пределах 3500:5000, при общей плотности порядка 10–15 проб (точек) на квадратный километр.

### Потоки рассеяния

#### Распределение химических элементов

В высокогорных районах Кавказа для каждого типа геохимических ландшафтов потоки рассеяния образуются различными путями. Для нивальных ландшафтов типичны каменные, осыпные, грубообломочные потоки. Это начальная стадия формирования потоков рассеяния, соответствующая первичной стадии гипергенеза, характерной вообще для высокогорных районов (Соловов, Кунип, 1960; Назаров,

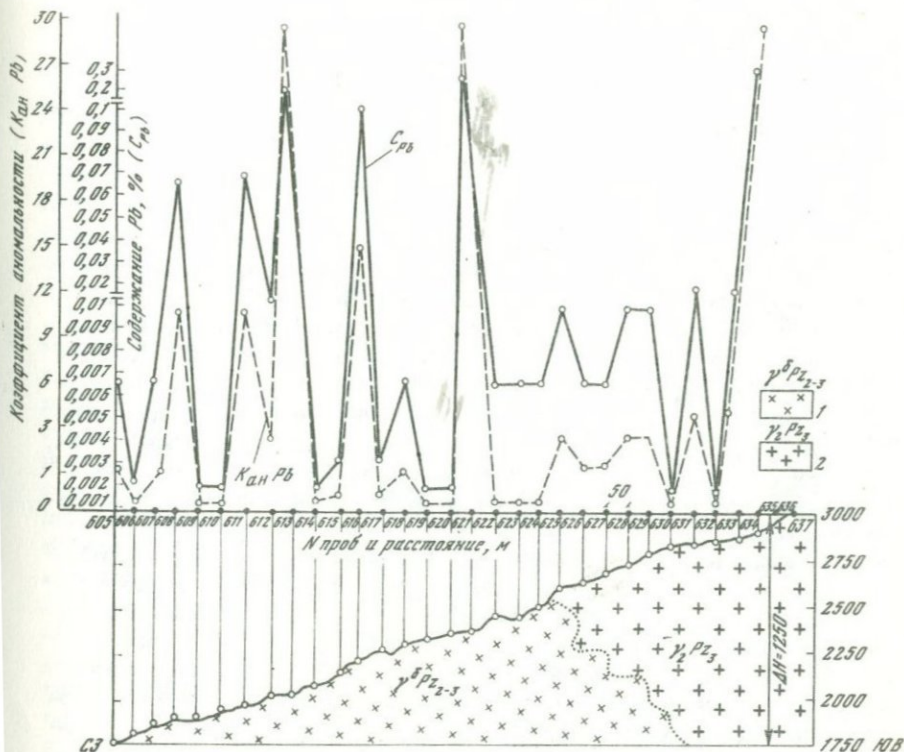


Рис. 19. График потока рассеяния свинца по ручью Горному

1 – биотитовые гранодиориты; 2 – среднезернистые двуслюдяные граниты

1968). Отбор металлометрических проб затруднен, очень мало тонкого и мелкого песчаного материала. Солевые потоки в тонкодисперсной фракции русловых отложений не образуются, потому что глинистая и илистая фракции как сорбенты металлов из природных вод в рыхлые отложения развиты слабо и часто отсутствуют. Остановимся на характеристике потоков рассеяния в случае резкого преобладания механической фазы рассеяния, что наблюдается обычно в областях морозного выветривания – нивальных ландшафтах.

На графике изменения содержания свинца в потоке (рис. 19) отражена неравномерность распределения различных концентраций в пределах всего интервала вогнутого склона, попадающего в поток рассеяния. Этот пример подтверждает теоретические представления о содержании металлов в потоках как кусочно-непрерывной функции (Соловов, 1959).

"Скачкообразность" в содержании металлов, кажущаяся случайность отдельных аномальных точек, их разбросанность среди фоно-

вых и даже кларковых значений – все это создает ложное представление о малой перспективности и "ненадежности" подобных потоков рассеяния в высокогорных районах, затрудняя их правильную оценку и дальнейшие рекомендации для детальных поисковых работ.

Неравномерность распределения металлов в потоках рассеяния высокогорных областей можно объяснить несколькими причинами, основная из них – неравномерность денудационных процессов. В условиях нивальных ландшафтов – сильно расчлененного рельефа и практического отсутствия растительности – крутые, скальные обрывистые склоны "открыты" и не закреплены растительностью, процессы денудации (разрушение горных пород и заключенных в них рудных концентраций) наблюдаются не только по элементам продольного профиля отрицательных форм рельефа (долины водотоков, эрозионных ложбин, врезов и т.д.), но и по элементам микрорельефа незакрепленных склонов. Денудация неодинакова не только для разных склонов, но и для отдельных участков одного и того же склона, поэтому непрерывно поступающий рыхлый материал в количественном отношении распределяется по профилю потока неравномерно. Отсюда вытекает и количественная неравномерность распределения химических элементов, переносимых в рассеянном состоянии с массой рыхлых отложений. Резкое возрастание и убывание содержания металлов зависят и от характера привноса рудного материала из зон окисления рудопроявлений и с противоположного "безрудного" склона в поток, где рудный и безрудный материал перемешивается крайне неравномерно. Кроме вышесказанного, это определяется многими причинами: крутизной склонов, их обнаженностью или задернованностью, литологическим составом пород, сорбцией металлов различными фракциями русловых отложений, динамической силой постоянных и временных водных потоков, турбулентным характером сноса.

Обобщая сказанное, можно сделать ряд практических выводов.

Металлы в любом потоке распределяются крайне неравномерно, график потока является ломанной линией, не наблюдается равномерного и постепенного убывания металлов от рудных зон к периферии потока. Поэтому точки с аномальными и фоновыми значениями распределяются по профилю потока неравномерно и не могут определять положения рудного тела внутри бассейна денудации. Требуется дополнительная съемка склонов.

Потоки с относительно высокими содержаниями металлов должны обладать малой площадью бассейна, потому что в этом случае происходит минимальное "разбавление" рыхлым материалом. Опоискованию необходимо подвергать все мелкие водотоки, ложбины, балки, доводя обязательно опробование до верховьев.

В отличие от ореолов рассеяния для графиков потоков нельзя усреднять результаты. Проводить какую-либо "среднюю" кривую между высокими и низкими содержаниями металлов недопустимо, потому что при этом сильно искажается действительное распределение содержания элементов в потоках рассеяния.

Математическая обработка результатов спектральных анализов геохимических проб. Сотни и тысячи полуколичественных спектральных анализов геохимических проб были обработаны методами теории вероятностей и математической статистики. При огромном числе фактических данных это наиболее объективный метод для количественной оценки нормального геохимического фона и последующего выбора нижних пределов повышенных и аномальных значений. Для установления геохимического фона выбирались удаленные от известных рудных тел и заведомых ореолов и потоков рассеяния замкнутые обособленные районы, с учетом их геологических, структурных и ландшафтно-геохимических особенностей.

В последние годы в поисковой практике на Кавказе широко применяется математическая обработка результатов спектральных анализов по  $\beta$ -трафарету для логарифмически-нормального закона распределения. Гипотеза о логнормальном законе проверялась полными статистическими расчетами. Определение параметров распределения показало, что на уровне 95-процентной значимости статистическая гипотеза не противоречит логнормальному закону. Иногда при объединении большого количества проб в одну совокупность на  $\beta$ -трафарете выявлялась ее неоднородность. Исследование природы неоднородности выборки в каждом конкретном случае требовало индивидуального подхода. Обычно она объяснялась тем, что при составлении выборки не учитывались ландшафтно-геохимические условия районов. Часто вместе рассматривались геохимические ландшафты, сформированные на разных породах (гранитоидах и кристаллических сланцах), или ландшафты, принадлежащие разным типам: нивальные и альпийские, или субальпийские и лесные. Источником неоднородности выборок служила недостаточная геохимическая оценка зон тектонических нарушений, содержащих повышенные концентрации рудных элементов и ряд других факторов.

Опыт проведения площадной литогеохимической съемки показал, что при выборе нижних аномальных значений следует пользоваться формулой:

$$\lg C_A = \lg M + 2S_{lg}$$

беря не утроенное, а удвоенное значение среднего квадратического отклонения. Сумма моды распределения логарифмов содержаний ( $M$ ) и утроенной величины средней квадратической ошибки захватывает не только область колебаний нормального геохимического фона, но и часть заведомо аномальных содержаний химических элементов в ореолах и потоках рассеяния.

Поисковые характеристики потоков. В результате площадного металлометрического опробования в высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа открыто много потоков рассеяния рудных элементов. Их обнаружению способствует правильная математическая обработка сотен и тысяч геохимических проб (с учетом ландшафтно-геохимических особенностей района поисков).

Элементы	Изверженные породы		Метаморфические породы		Протяженность средняя
	M, %	C <sub>A</sub> , %	M, %	C <sub>A</sub> , %	
Mn	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$	Не обнаружены
Ni	$9 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	То же
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	"
V	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	"
Cr	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	"
Zr	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	Не изучались
Cu	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	100-150 (перывистые потоки)
Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	600-1500
Zn	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	200-300 (перывистые потоки рассеяния)
Ga	$2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	Не обнаружены
Be	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	300-500
Sc	$7 \cdot 10^{-4}$	$> 7 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	Не обнаружены
Y	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	То же
Yb	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	"
Sr	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	"
Ba	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	До 200 (перывистые потоки)
As	$< 0,01$	$> 1 \cdot 10^{-2}$	$< 1 \cdot 10^{-2}$	$> 1 \cdot 10^{-2}$	250-300 (перывистые потоки)
Nb	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$> 1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$> 1 \cdot 10^{-3}$	200-400 (отдельные потоки)

В разделах о различных видах геохимических ландшафтов были приведены некоторые характеристики химических элементов, важные для поисков потоков рассеяния (геохимический фон, дисперсия, нижние аномальные значения, колебания геохимического фона). Но большинство горных ручьев, рек, эрозионных ложбин, в отложениях которых формируются потоки рассеяния, не принадлежат какому-либо определенному виду или типу ландшафтов, а пересекают сверху вниз все или большинство высокогорных ландшафтно-геохимических поясов. Потоки рассеяния, подобно разломам, служат есте-

потоков, м	Напряженность потоков, %		Содержание в аномальных пробах, %	
	средняя	максимальная	среднее	максимальное
-	-	-	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$
-	-	-	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$
-	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,35 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
до 400	$5 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
до 2500-3000	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-1}$
до 450	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
до 700	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
-	-	-	$1,35 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$
-	-	-	$1,35 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
-	-	-	$7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
до 300	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	до 1,0
до 400	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
до 500 (одиночные потоки)	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$

ственным геохимическим сопряжением высокогорных ландшафтов. Для целей поисков важно знать не только геохимические особенности отдельных частей потоков в конкретных видах геохимических ландшафтов, но и поисково-геохимическую характеристику всего потока рассеяния (точнее, того ручья или речки, в русловых отложениях которых образуется данный поток).

Как указывалось выше, различия в миграции второстепенных элементов, к которым относятся рудные и редкие, сказываются на уровне видов геохимических ландшафтов, выделяемых по особенно-

стям петрографического состава горных пород. Мы объединили все виды геохимических ландшафтов и потоки рассеяния, в них формирующиеся, в две крупные группы: на изверженных породах (гранитоидах) и метаморфических породах (кристаллических сланцах и гнейсах). Для большинства химических элементов, обнаруженных в потоках, определены значения геохимического фона (средние наиболее вероятные) и нижние пределы аномалий (табл. 39). Существенные геохимические различия потоков рассеяния на разных горных породах определяются миграцией марганца, никеля, кобальта, ванадия, хрома, меди, иттрия и иттербия. Свинец и цинк распределяются примерно одинаково как в гранитах, так и в сланцах. Конечно, это усредненные данные, потому что среди гранитоидов и кристаллических сланцев выделяется, как отмечено ранее, несколько петрографических разностей. Однако полученные в результате статистической обработки 20 тыс. анализов фоновые и нижнеаномальные значения для широкого круга элементов служат важными поисковыми характеристиками потоков рассеяния.

К числу других поисковых показателей потока относятся их протяженность в русловых отложениях гидросети и средняя "напряженность" по отдельным химическим элементам. Поскольку не удалось определить эти характеристики для потоков рассеяния на разных породах, они относятся в целом ко всем высокогорным ландшафтам Центрального Кавказа. Рассмотрим геохимические особенности потоков рассеяния основных рудных элементов.

Свинец образует наиболее протяженные и контрастные потоки рассеяния, от 600 до 1500 м, максимальная протяженность достигает 2500–3000 м. Напряженность потоков (концентрация металла в потоке рассеяния) обычно варьирует в пределах 0,01–0,03%. В крупных потоках максимальное содержание свинца увеличивается до 0,1–0,3 и даже до 1%. Отмечается также повышение концентраций серебра (до 0,001%), цинка (0,007–0,01%), меди (до 0,01%) и других микроэлементов.

Цинк в донных осадках гидросети в повышенных количествах обнаруживается только в отдельных пробах. Как правило, самостоятельных потоков рассеяния этого металла в высокогорных ландшафтах не образуется. Лишь в некоторых участках обнаружены прерывистые потоки цинка протяженностью 200–300 м; напряженность не превышает 0,007–0,01%. Пространственно они совпадают с потоками рассеяния свинца, установленными на участках известных полиметаллических рудопроявлений. Отсутствие потоков рассеяния цинка объясняется высокой подвижностью цинка в грунтовых и поверхностных водах, что отражается в рядах водной миграции. Собственные минералы цинка – сфалерит и смитсонит – неустойчивы в зоне гипергенеза и при транспортировке в горно-аллювиальных отложениях быстро разлагаются. Сульфаты цинка очень редки даже в зоне окисления крупных свинцово-цинковых месторождений. Установление потоков рассеяния цинка свидетельствует о несомненной близости коренного рудного источника (включая и зоны тектониче-

ских нарушений, где цинк установлен спектральным анализом в количествах 0,007–0,01%, редко 0,02%).

Медь в повышенных концентрациях в аллювиальных отложениях ручьев и рек встречается еще реже, чем цинк. Сколько-нибудь протяженных потоков меди, как правило, не обнаружено. Обычно медь выявляется в отдельных аномальных пробах с содержанием не выше 0,07%. Собственных минералов меди в шлихах практически не найдено (кроме редких случаев). Халькопирит и халькозин присутствуют в составе рудной массы в рудопроявлениях в подчиненных количествах, но в зоне гипергенеза эти минералы неустойчивы. Небольшие (100–150 м) прерывистые потоки рассеяния меди встречены на участках полиметаллических и мышьяково-ртутных проявлений. Здесь же в отдельных пробах установлен и молибден (в количествах 0,0007%).

Мышьяк в подавляющем большинстве случаев не образует самостоятельных потоков рассеяния. В потоках рассеяния свинца и цинка отмечаются отдельные аномальные пробы с содержанием мышьяка до 0,01–0,03%. Кроме того, часть аномальных проб мышьяка пространственно связана с зонами разломов, в которых содержание этого элемента составляет 0,01–0,1%. На участке мышьяково-ртутного проявления возникают небольшие потоки рассеяния мышьяка протяженностью до 250–300 м и напряженностью 0,01–0,02%.

Из остальных химических элементов потоки рассеяния установлены лишь для бериллия, максимальная протяженность потоков которого достигает 700 м, среднее содержание 0,003–0,007% (редко до 0,02%). Потоки рассеяния этого элемента связаны с многочисленными пегматитовыми жилами, содержащими редкую вкрапленность берилла, с зонами пегматизации и скарнирования в кристаллических породах и зонами тектонических нарушений. Как косвенный элемент-индикатор, бериллий в повышенных количествах ассоциируется с потоками рассеяния свинца и с участками полиметаллической минерализации.

### Вторичные ореолы рассеяния

В условиях широкого развития гидрографической сети в высокогорных областях Кавказа ореолы рассеяний на поверхности крутых горных склонов образуются сравнительно редко. Рудное вещество и продукты разрушения коренных пород сносятся в пониженные участки рельефа и перемещаются по руслам водотоков, эрозионным ложбинам, врезам, образуя потоки рассеяния. Наименее благоприятные условия для образования открытых ореолов рассеяния создаются на скальных склонах в нивальных и лесных ландшафтах, сформированных на кристаллических породах – гранитоидах, древних метаморфических сланцах и гнейсах.

В альпийских ландшафтах с почвенным покровом и луговой растительностью процессы эрозии на горных склонах ослаблены, возможностей образования вторичных ореолов рассеяния здесь больше,

чем в нивальных и лесных. Субальпийские ландшафты приурочены исключительно к основаниям горных склонов и флювиогляциальным террасам; условия образования вторичных ореолов в них близки к альпийским ландшафтам.

Вторичные ореолы в нивальных ландшафтах (пример\* количественной оценки продуктивности ореолов). Нами в процессе поисковых работ в ледниковом районе было выявлено крупное рудное поле, отчетливо оконтуренное литогеохимическими и гидрохимическими ореолами рассеяния. Наиболее перспективные участки приурочены к нижнеюрской депрессии, выполненной филлитовидными и песчано-глинистыми сланцами. Здесь было произведено детальное металлометрическое опробование для ориентировочной оценки распространения оруденения на глубину.

На площади до 2 км<sup>2</sup> прослеживается около 15 выходов мелких рудных жил, залегающих как в кристаллических сланцах и гнейсах протерозоя, плагногранитах, так и в юрских песчано-глинистых сланцах. Все они приурочены к зонам тектонических нарушений. Размеры и элементы залегания непостоянны. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м, протяженность от 1 до 30 м. Оруденение представлено вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. Содержание свинца 1-2%, цинка 0,7-1,5%, меди 0,08-1,9%. Из вновь открытых заслуживают внимания мощные кварцевые жилы от 0,7 до 2 м в раздуве. Жильные минералы цементируют обломки брекчий. Жилы с поверхности интенсивно лимонитизированы и выщелочены. Из рудных минералов сохранилась лишь редкая вкрапленность пирита и галенита. Форма, состав и строение рудных тел свидетельствуют об их гидротермальном происхождении в условиях высоких и средних температур.

В ландшафтно-геохимическом отношении участок рудного поля приурочен к сопряжению нивальных и субнивальных геохимических ландшафтов, сформированных на осадочных песчано-глинистых отложениях. На горном склоне, покрытом мелкообломочными элювио-делювиальными отложениями (с фрагментарными щебенистыми почвами мощностью 5-10 см в основании склона), были пройдены металлометрические профили с расстоянием между ними в 100 м ( I-I; II-II; III-III); шаг пробоотбора по профилю 25 м. Металлометрические пробы отбирались с глубины 10-15 см. Маломощный почвенный слой на нижних профилях не опробовался; пробы отбирались ниже почвы. Общая протяженность профилей достигала 1,8-2 км (на площади около 2 км<sup>2</sup>)\*.

\* \* \*

Все выявленные ореолы рассеяния в нивальных ландшафтах относятся к типу механических. Минералогическим анализом рыхлых отложений установлено присутствие мелких (0,05-0,1 мм) кристаллов галенита и переизмельченных (до 0,01-0,05 мм) крис-

---

\*Пример расчета вероятных запасов металла в ореоле рассеяния приведен в Приложении 2 (стр. 194).

таллов антимонита; основная масса сурьмы, поступающая в рыхлые отложения, содержится в рудах как изоморфная примесь и практического интереса не представляет.

Отсутствие аномальных концентраций цинка и меди в ореолах рассеяния нивальных ландшафтов объясняется их высокой подвижностью в маломинерализованных гидрокарбонатно-кальциевых водах ледникового и снегового питания.

Расчеты ожидаемых запасов металла в рудных телах на глубине по запасам в ореоле имеют принципиальное значение для количественного анализа результатов металлотрического опробования и сравнительной характеристики обнаруженных ореолов рассеяния. Однако до сих пор в производственных геологических организациях Кавказа количественная оценка вторичных ореолов рассеяния не производится. Выявлены сотни ореолов в различных природных областях Кавказа, но без их количественной оценки и привязки к ландшафтно-геохимическим условиям затраченные усилия геологов-поисковиков и геофизиков не достигли желаемой цели. Необходима новая оценка всех потоков и ореолов рассеяния, обнаруженных в высокогорных ландшафтах Кавказа. Это тем более актуально, что площадные поисковые работы на территории Центрального Кавказа заканчиваются. Требуется подвести итог полученным результатам и обобщить накопленный опыт на основе количественной оценки открытых ореолов в различных типах геохимических ландшафтов.

Вторичные ореолы рассеяния в альпийских ландшафтах. Альпийские геохимические ландшафты занимают ограниченные участки горных склонов, которые рассечены многочисленными горными ручьями, речками, эрозионными ложбинами, врезами селевых потоков и другими депрессиями. Многие тектонические нарушения, к которым приурочены рудные зоны, выражаются теми или иными депрессиями рельефа. Поэтому на большинстве участков альпийского ландшафта рудный материал от разрушающегося коренного источника сразу же поступает в рыхлые отложения гидросети. Лишь в тех случаях, когда на горных склонах альпийских ландшафтов развита редкая гидросеть, создаются благоприятные предпосылки для образования вторичных ореолов рассеяния.

Более детально условия образования ореолов рассеяния в альпийских ландшафтах Центрального Кавказа изучены нами на одном из крупных полиметаллических рудопоявлений, ранее оцененного как месторождение. Рудные зоны жильного типа с неравномерно вкрапленным оруденением галенита, сфалерита и халькопирита выходят на поверхность в верхнем высокогорном ярусе (семейство ковров) на участке сопряжения древней поверхности выравнивания и горного склона (рис. 20). Местами рудные жилы перекрыты элювиально-делювиальными отложениями с почвенным покровом общей мощностью от 1 до 5 м. На этом участке было пройдено 10 металлотрических профилей с целью оконтуривания рудного поля полиметаллов. Кроме того, необходимо было выяснить, проявляются ли рудные жилы, скрытые под несколькими метрами наносов, в ореоле рассеяния.



Пробы отбирались ниже верхнего дерново-гумусового горизонта с глубины 10–20 см, по сетке 100×25 м.

В результате металлометрического опробования выявились четкие ореолы с аномальными концентрациями свинца, меди и цинка. Изолинии аномальных и повышенных содержаний этих металлов проходят в плане (см. рис. 20) не только над известными рудными телами, но и на продолжении их, скрытом под толщей элювио-делювия, с установленной мощностью не менее 5 м. Этот пример убедительно свидетельствует о том, что в альпийских ландшафтах при благоприятных условиях должны формироваться контрастные вторичные ореолы рассеяния.

Практика дальнейших работ показала, что в альпийских ландшафтах большинство рудных тел образуют четкие ореолы рассеяния в почве и рыхлых элювио-делювиальных отложениях, но площадь их выявления, как правило, невелика – от 0,1 до 1, редко до 2 км<sup>2</sup>.

Лучше всего ореолы рассеяния проявляются по цинку и свинцу. Контур ореола по меди более узкий и вписывается в изолинии аномальных концентраций свинца и цинка (табл. 40). Фоновые и нижне-аномальные содержания близки к таковым для потоков рассеяния и ореолов в нивальных ландшафтах, но коэффициенты аномальности в среднем для ореолов выше, чем для потоков рассеяния.

Минералогический анализ рыхлых отложений показал, что для свинца и мышьяка в ореоле характерна исключительно механическая миграция в минеральной форме (мелкие кристаллы галенита, реальгара, арсенопирита, аурипигмента размером 0,01–0,05, реже 0,1–0,25 мм). Для цинка и меди присутствие собственных минералов сфалерита и халькопирита обнаруживается лишь вблизи рудных зон, но большей частью эти минералы отсутствуют, так как, разлагаясь в зоне окисления, они мигрируют в кислых почвенных растворах и почвенно-грунтовых водах, чему способствует живое вещество альпийского ландшафта, легко усваивающее эти минералы. Следовательно, этим элементам свойственны солевые ореолы (при подчиненном значении механических), но основой для их образования служит тот же механический ореол, возникающий над рудными телами. В дальнейшем под влиянием кислых почвенных растворов и живого вещества не-

---

←  
Рис. 20. Вторичные ореолы рассеяния металлов в альпийских ландшафтах (Центральный Кавказ). Составили А.Г.Назаров, Н.М.Череповский

1 – элювио-делювий гранитов и кристаллических сланцев, мощностью > 3 м; 2 – двуслюдяные граниты; 3 – метаморфические кристаллические сланцы и гнейсы (серицитовые и хлоритовые); 4 – рудные зоны с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом; а – выявленные, б – скрытые под толщей элювио-делювия; 5 – контуры вторичных ореолов рассеяния свинца, цинка, меди и их напряженность (в %); 6 – металлометрические профили и номера проб

Таблица 40

Некоторые поисковые характеристики вторичных ореолов рассеяния, формирующихся в альпийских геохимических ландшафтах на кристаллических горных породах

Элементы	M, %	C <sub>A</sub> , %	Колебания концентрации	Размеры ореолов, км
Pb	0,008	0,0065	0,01-0,07, редко до 0,1	От 0,8 × 0,9 до 1 × 0,9
Zn	≤ 0,007	~0,01	0,01-0,1, редко до 0,3	От 1 × 0,5 до 0,8 × 0,7
Cu	0,002	0,0075	0,007-0,1	От 0,3 × 0,4 до 0,6 × 0,5
As	< 0,01	> 0,01	0,03-0,07 редко до 0,2	От 0,2 × 0,3 до 0,15 × 0,4

стойкие сульфиды меди и цинка разлагаются, вторичный механический ореол переходит в солевой, но скорость поступления рудных минеральных частиц в рыхлые отложения достаточно велика (иначе медь и цинк должны были бы выщелачиваться из элювие-делювия и ореол рассеяния этих элементов не образовывался). Частично медь и цинк аккумулируются в почвенном гумусе и в альпийской растительности; это приводит к наблюдаемому в разрезе неравномерному распределению фоновых и аномальных концентраций в ореоле рассеяния. Живое вещество ландшафта в значительной мере "перераспределяет" рудный материал ореолов рассеяния.

Интересно отметить, что в Центральном Кавказе, сложенном кристаллическими породами, образование так называемых оторванных ореолов рассеяния, смещенных от рудных тел, не наблюдалось. В альпийских же ландшафтах Дагестана, сформированных на песчано-глинистых осадках, такие случаи нередки (Назаров, 1968). На горных склонах в альпийских ландшафтах вторичные ореолы рассеяния всегда устанавливаются при опробовании почвенно-делювиальных отложений с глубины не ниже 15-20 см. Пробы необходимо отбирать ниже верхнего дерново-гумусового горизонта, мощность которого не превышает 5-15 см. Надежной поисковой сетью опробования служит сеть профилей размером 100 × 25 м. Возможно, на некоторых участках с большой мощностью четвертичных отложений целесообразно проводить биогеохимическое опробование альпийской растительности. Благоприятные предпосылки имеются, но этот вопрос для высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа еще не изучен. Применение биогеохимического опробования в альпийских ландшафтах Дагестана показывает положительные результаты (Назаров, 1969<sup>1,2</sup>).

Погребенные ореолы рассеяния. Впервые вопросы формирования погребенных ореолов рассеяния рассмотрены Ю.В. Шарковым (1957) применительно к равнинным районам Казахстана, где развита мощ-

ная кора выветривания. Возможность возникновения погребенных ореолов рассеяния в высокогорных ландшафтах не исследовалась. На "Карте условий геохимических поисков месторождений полезных ископаемых", составленной А.И.Перельманом и Ю.В.Шарковым под редакцией чл.-корр. АН СССР А.А.Саукова, Кавказ относится к хорошо обнаженным областям с преимущественным развитием открытых ореолов и поэтому наиболее благоприятен для поисков. Действительно, в высокогорьях Кавказа многие потоки и ореолы рассеяния развиты на поверхности и в большинстве случаев выявляются шлиховым, металлометрическим и гидрохимическим опробованием.

Однако в нашей поисковой практике встретилось немало таких участков, на которых поиски ореолов с поверхности затруднены или невозможны обычными методами: площади, покрытые сплошным чехлом моренных образований, пролювиальными отложениями древних и современных конусов выноса и селевых потоков, гравитационными накоплениями и осыпями, и, наконец, обширные территории, перекрытые ледниками, фирновыми образованиями, снежниками и лавинами. На всех этих участках ореолы на поверхности, как правило, не образуются. Ранее сформированные ореолы рассеяния перекрыты толщами ледниковых отложений. Особенно благоприятны для образования погребенных ореолов районы с широким развитием мощных моренных накоплений (рис. 21).

Рудные зоны, представленные кварцевыми жилами с неравномерно вкрапленным свинцово-цинковым и мышьяковым орудением, уходят под грубообломочные моренные отложения. Река, вытекающая из-под ледника, не вскрывает толщу морены, русло ее углублено в моренных отложениях всего на 0,5-1 м. Опробование поверхностного моренного материала в русле реки и по обоим бортам не дало положительных результатов (содержание свинца 0,001%, цинка менее 0,007%, мышьяка менее 0,01%). Для того, чтобы проследить простираение рудных зон, толща морен вскрывалась шурфами. На забое шурфов верхний валунно-обломочный материал мощностью 1-1,5 м переходит в мелкий обломочный и местами песчаный, из которого были отобраны геохимические пробы (в среднем по 10 проб с каждого забоя шурфов).

Отобранный мелкообломочно-песчаный материал генетически представлял моренные отложения более ранней, по отношению к современной грубообломочно-валунной, стадии отступления ледника. Спектральный анализ проб показал повышенные содержания свинца (0,01-0,02%), мышьяка (0,01%), реже цинка (до 0,02%). Аномальные пробы группируются в непосредственной близости от известных рудных зон, поэтому связь выявленных погребенных ореолов рассеяния с рудными телами несомненна. Этот пример еще в первые годы поисковых работ в высокогорных районах Кавказа убедил нас в возможности образования погребенных ореолов на участках широкого развития моренных образований. Поиски погребенных ореолов в таких районах представляют большие трудности из-за валунно-обломочного состава большинства моренных отложений. Поэтому

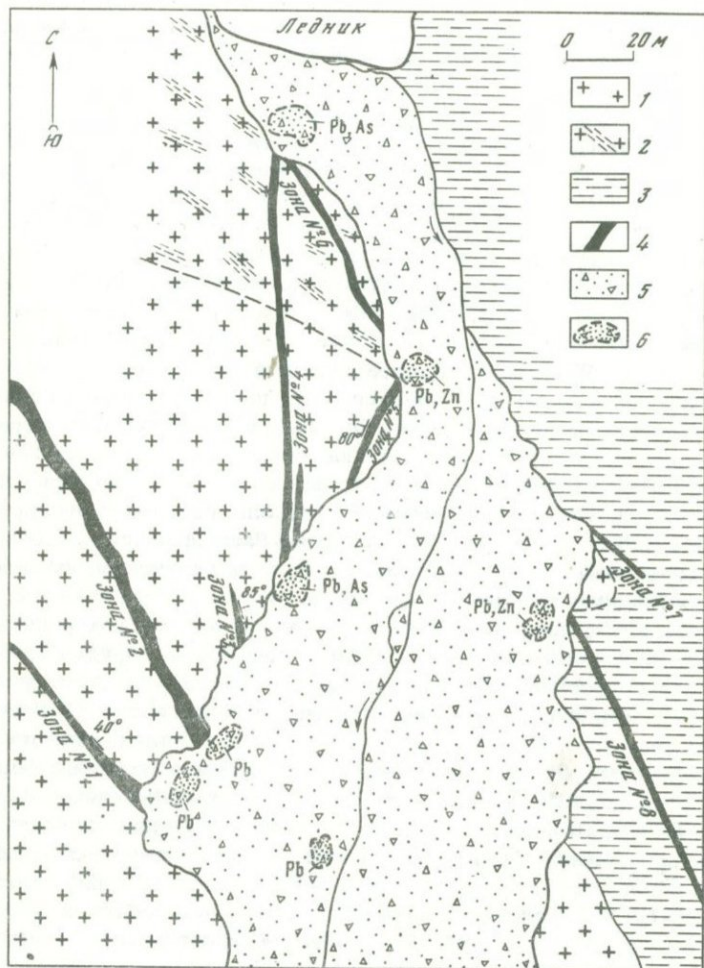


Рис. 21. Погребенные ореолы рассеяния свинца, цинка, мышьяка, вскрытые шурфами в толще моренных образований ледника. Составили А.Г.Назаров и В.М.Андреев

1 - плагиограниты; 2 - граниты с ксенолитами кристаллических сланцев; 3 - кристаллические сланцы и гнейсы; 4 - рудные зоны; 5 - современные грубообломочные моренные отложения; 6 - контуры погребенных вторичных ореолов рассеяния, вскрытые шурфами

многие приледниковые участки с моренными накоплениями остаются до сих пор не исследованными. Кроме моренных отложений, благоприятные условия для формирования погребенных ореолов рассеяния создают валунные гравитационные накопления и грубообломочные осыпи, покрывающие сплошным многометровым штейфом нижние части и основания горных склонов, а также верхние древние поверхности выравнивания (плечи трогов) на сопряжении с приводораздельными скальными гребнями.

Возникает вопрос: не являются ли случаи обнаружения погребенных ореолов рассеяния исключением для высокогорных ландшафтов Кавказа и как широко распространены погребенные ореолы? Опыт многолетних поисковых исследований в высокогорных областях Центрального Кавказа и Высокогорного Дагестана приводит нас к убеждению о возможности более широкого развития погребенных ореолов в высокогорьях. Так называемая хорошая обнаженность высокогорных районов Кавказа в поисковом отношении часто оказывается мнимой. По нашим подсчетам, в ледниковых высокогорных районах, где более 40% площади покрыто ледниками, на долю действительно обнаженных участков горных пород приходится не более 25-30% территории, остальная площадь покрыта ледниками, грубообломочными осыпями, столжениями конусов выноса, гравитационными накоплениями. На рудных участках ледниковые отложения способствуют захоронению вторичных ореолов рассеяния, ранее выведенных на дневную поверхность. Условия образования погребенных ореолов в ледниковых областях Кавказа в производственных геологических организациях не изучаются. Хотя многие рудные месторождения уже выявлены, геохимические методы поисков, основанные на изучении не только открытых, но и погребенных ореолов рассеяния, позволят выявить здесь дополнительные большие резервы. В качестве практических рекомендаций для поисков погребенных ореолов, связанных с рудными месторождениями, можно предложить обязательное опробование террасовых отложений, от почвы до уреза воды, естественных или искусственных обнажений - срезов конусов выноса (особенно нижней части их основания), моренных толщ в приледниковых зонах, мелкообломочного материала на участках развития гравитационных отложений.

\* \* \*

Опыт применения площадного металлометрического опробования в общем комплексе поисковых работ показал, что в условиях высокогорных ландшафтов литогеохимическая съемка служит одним из наиболее эффективных методов поисков. Широкое развитие гидрографической сети в высокогорных ландшафтах, а также сухих эрозионных ложбин, многочисленных денудационных врезов на склонах и других депрессий рельефа создает благоприятные предпосылки для образования потоков рассеяния металлов.

Протяженность потоков по свинцу достигает нескольких километров. Потоки рассеяния характеризуются крайне неравномерным рас-

пределением концентраций металлов по профилю, что связано с влиянием скального расчлененного рельефа. В этих условиях необходимо сокращение шага пробсбора до 50 м, а при детализации геохимических аномалий до 25 и 10 м.

Металлометрическое опробование по методу поисков потоков рассеяния широко применяется в высокогорных областях Кавказа. Этот метод технически прост, экономически выгоден и в поисковом отношении чрезвычайно эффективен. Эффективное площадное опробование наиболее труднодоступных ледниковых областей Центрального Кавказа возможно при условии перехода от хаотической системы так называемой маршрутной металлометрической съемки к системе металлометрического опробования элементов речной сети и других выраженных в рельефе депрессий. Металлометрическое опробование потоков рассеяния по поисковым достоинствам не уступает шлиховому опробованию, а в ряде случаев возможности металлометрии шире. Опробование потоков позволяет открывать повышенные содержания рудных элементов (свинца, цинка, меди, олова и др.), присутствующих в тонкорассеянном безминеральном состоянии в рыхлых отложениях, или в форме переизмельченных до высокодисперсного состояния минералов, не улавливаемых шлиховым опробованием. Совершенствование методики спектрального анализа для таких труднооткрываемых элементов, как вольфрам, мышьяк, цинк и некоторых редких (гафний, тантал, церий), еще больше повысит эффективность металлометрической съемки по сравнению со шлиховым опробованием.

Возможности опробования потоков рассеяния ограничены на таких участках, где русла горных ручьев и рек, глубоко врезающиеся в коренные горные породы, образуют узкие теснины с отвесными бортами и многометровыми водопадами. Рыхлый материал в руслах обычно отсутствует или представлен грубым щебнем и крупными обломками пород. Шлиховое опробование здесь также практически неосуществимо, поэтому целесообразно ограничиться гидрохимическим опробованием устьев водотоков.

Площадное профилирование горных склонов с целью поисков вторичных ореолов рассеяния (а по ним и коренных рудопроявлений) в высокогорных районах должно проводиться только в тех случаях, когда гидрографическая сеть недостаточно развита для эффективного опробования по методу поисков потоков рассеяния. Ввиду широкого развития речной сети в высокогорьях Кавказа таких участков сравнительно немного, поэтому поиски вторичных ореолов рассеяния имеют подчиненное значение. Выявленные ореолы в нивальных и альпийских ландшафтах достаточно контрастны: превышение концентраций металлов в ореоле над фоновыми достигает для свинца, меди, цинка, мышьяка значений 20–30. Площадь вторичных ореолов рассеяния не превышает 2 км<sup>2</sup>, обычно 0,5–1 км<sup>2</sup>. В альпийских ландшафтах огромное воздействие на перераспределение концентраций в ореоле оказывает живое вещество почвы и растительности. Вторичный ореол рассеяния имеет сложное строение, участки повы-

шенных и аномальных содержаний металлов перемежаются с фоновыми.

Для свинца, мышьяка, сурьмы установлены исключительно механические ореолы рассеяния. Цинк и медь образуют солевые ореолы в почвах альпийских ландшафтов, но возникновение их связано с разрушением тех же механических ореолов, состоящих из рудных частиц собственных минералов меди и цинка в нижних горизонтах почвы и в элювио-делювиальных отложениях.

Для прогноза вероятных запасов металлов в рудных телах на глубине принципиальное значение имеет количественная оценка обнаруженных ореолов рассеяния. Количественные расчеты, проведенные для выяснения связи запасов свинца в ореоле рассеяния с предполагаемыми запасами в рудных телах на глубине, позволяют в первом приближении оценить один из рудных участков Центрального Кавказа как перспективный и рекомендовать его для постановки более детальных поисково-разведочных работ. Необходимо приступить к количественной оценке всех выявленных ореолов рассеяния в высокогорных районах Кавказа, чтобы на основе методов геохимии ландшафта провести сравнительную характеристику вторичных ореолов рассеяния, выявить наиболее перспективные и отбраковать ложные.

Большое значение приобретает изучение погребенных ореолов рассеяния, образующихся на участках с мощными толщами моренных отложений, на горных склонах, перекрытых современными и древними селевыми потоками и конусами выноса, валунно-обломочными гравитационными накоплениями; здесь рекомендуется послыжное опробование естественных и искусственных обнажений моренных толщ, флювиогляциальных террас, конусов выноса. Геохимические методы на площадях развития погребенных ореолов позволят открыть дополнительные резервы рудных месторождений.

В целом металлотрическая съемка эффективна во всех типах высокогорных геохимических ландшафтах Центрального Кавказа. Основным методом металлотрического опробования остаются поиски потоков рассеяния, с подчиненными поисками ореолов.

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ

По условиям применения гидрогеохимических методов поисков Главный Кавказский хребет является благоприятной областью наряду с Тянь-Шанем и высокогорными районами Восточной Сибири, где они дали положительные результаты при выявлении рудных месторождений.

Систематическое площадное гидрогеохимическое опробование в высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа, начатое с 1955 г., до 1961 г. по существу сводилось к отбору проб воды в бутылки. Пробы транспортировались на базу партии и оттуда отправлялись в лабораторию. Этим, как правило, и заканчивались полевые гидро-

химические работы. В лучшем случае пробы анализировались через месяц-два, иногда через 3-4 месяца. В Центральную лабораторию СКГУ водные пробы из-за отдаленности районов поисковых работ доставлялись через 30 суток после их отбора. По данным ВСЕГИН-ГЕО и ВСЕГЕИ, при долгом хранении состав воды изменяется вследствие резкого изменения физико-химической и термодинамической обстановки по сравнению с природными условиями: соли и охры выпадают в осадок, изменяется газовый режим. Кроме того, бутылочное стекло при длительном соприкосновении с водой становится довольно активным реагентом. Реакции в системе стекло-вода в условиях высокогорий способствует ненасыщенный агрессивный характер слабоминерализованных (пресных и ультрапресных) атмосферных ледниковых вод. Бутылочное стекло адсорбирует из воды свинец, цинк, медь, мышьяк, олово и другие химические элементы. И, наоборот, вода выщелачивает из стекла и пробок сурьму, молибден, щелочные металлы<sup>1</sup>. Самый существенный недостаток применяемой методики - несвоевременное получение результатов гидрохимических анализов проб для проверки их в поле.

В целях повышения эффективности гидрогеохимических методов поисков в высокогорных ландшафтах, начиная с полевого сезона 1961 г., автором вместе с К.М.Красник (Центральная лаборатория СКГУ) была внедрена полевая методика соосаждения с сульфидом кадмия, известная в литературе под названием "метод ВИТРа - ЛТИ". Экономически и технически полевой метод соосаждения с кадмием для условий высокогорных районов оказывается простым и удобным, не требующим переноски большого количества реактивов и проб воды. Другой метод полевого концентрирования - посредством гидроокиси алюминия (метод Томского политехнического института), хотя по теоретическим достоинствам (полнота соосаждения, двойное - гидроокисное и сульфидное осаждение и др.) не уступает методу ВИТРа-ЛТИ, но громоздкость и более сложный процесс получения концентрата делает этот метод пока неприемлемым для условий высокогорного скального, сильно расчлененного рельефа.

Полевые методические исследования полноты соосаждения показали устойчивые результаты по свинцу, цинку, серебру, олову, бериллию, галлию, молибдену, меди (Назаров, 1964).

---

<sup>1</sup> По нашим определениям, в резиновых пробках, выпускаемых отечественной промышленностью, содержится до 5% сурьмы. До одного процента сурьмы и больше может переходить (и переходит) в воду. Этим и объясняются те ложные сурьмяные "аномалии", которые возникают по данным химического анализа водных проб, закупоренных резиновыми пробками, если они предварительно не обработаны кислотами и щелочами. В ряде геологических отчетов СКГУ (до 1962 г.) такие сурьмяные "аномалии" даже показаны на гидрохимических картах, конечно, без какого-либо их геологического объяснения.

Кроме обогащения проб и получения концентрата для спектрального анализа, на точке пробоотбора определялись основные геохимические характеристики воды:  $\text{SO}_4$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , pH, а также температура и дебит. В стационарной лаборатории производился типовой и полный химический анализы проб воды, анализ на уран, радий и ртуть. Проба выпаривалась по методу ВСЕГЕИ — ВСЕГИНГЕО, сухой остаток передавался на полный спектральный анализ (50–30 элементов). В полевых условиях проведены также опытные определения тяжелых металлов (свинца, цинка, меди) экстрагированием дитизоном. Полученные данные по меди и цинку (чувствительность открытия элементов порядка 5  $\gamma$ /л) были вполне удовлетворительными. Применение полевых методов анализа позволило более полно охватить гидрохимическими исследованиями территории высокогорных районов, собрать дополнительный ценный материал по геохимии вод и относительно равномерно покрыть гидрохимическим опробованием изученные площади.

### Условия миграции химических элементов

Формирование химического состава поверхностных водотоков генетически связывается с продуктами разрушения коренных пород, большей частью с горно-аллювиальными, флювиогляциальными, пролювиальными или моренными отложениями, выполняющими русла постоянных или временных водотоков.

Условия миграции элементов в водах определяются преобладающим развитием поверхностного стока, что приводит к интенсивному поглощению и накоплению кислорода, к общей окислительной обстановке миграции. В этой обстановке снижается геохимическая подвижность  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$  и, наоборот, повышается подвижность таких элементов, как Ca, Zn, Cu, Mo, Ba и др. Большое значение для миграции элементов приобретает характер взаимодействия поверхностных вод с мелким дисперсным материалом продуктов разрушения коренных пород. Этот материал имеет большую поверхность, обладающую активными адсорбционными свойствами. Стекающие ледниковые или атмосферные воды часто уходят под морены или под русловые отложения, потом снова выходят на поверхность, находясь длительное время в контакте с отложениями, выполняющими русло. За время пробега от верховья к устью вода горных ручьев и рек заметно изменяет свой состав вследствие адсорбционных процессов, что особенно сказывается на содержании тяжелых металлов. Г.С.Коновалов, подробно изучавший условия проведения и особенности гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений в высокогорных районах Кавказа, придает большое значение процессам сорбции-десорбции пород в маломинерализованных атмосферных водах. По его наблюдениям, общая минерализация воды от верховьев балок к их устью увеличивается за счет увеличения времени контакта воды с породами. Увеличение концентрации распро-

страняется почти на все ионы, за исключением ионов тяжелых металлов: Cu, Pb, Zn, As и др. Содержание этих элементов в ручьях от верховьев к устью не увеличивается, иногда даже уменьшается, что, возможно, объясняется адсорбцией их мелкодисперсным материалом пород.

В то же время, ввиду очень малой минерализации "высокогорных" вод, они резко ненасыщены и поэтому обладают большой активностью к растворению. Сравнительно легко из продуктов разрушения горных пород и из самих пород при их взаимодействии с водой в раствор переходят щелочноземельные металлы — кальций и магний, активно участвующие в процессах нейтрализации кислых и слабощелочных вод. Щелочных элементов — натрия и калия, которые хуже растворяются атмосферными водами, содержащими растворенную угольную кислоту, в водах меньше. Исключения составляют воды на участках интрузивных пород, содержащих более высокие количества натрия и калия. На миграцию элементов хлор-ион не оказывает влияния, содержание его в водах невелико и постоянно (2–6, реже 10 мг/л) и определяется неравномерным содержанием хлора в различных типах интрузивных и метаморфических пород, а также в атмосферных осадках.

Кроме рассмотренных процессов взаимодействия поверхностных вод с породами и их продуктами разрушения, большое значение для условий миграции рудных элементов в зоне гипергенеза высокогорных районов приобретает величина pH. Как уже указывалось, воды поверхностных водотоков имеют pH = 6, 8 – 7, реже 7 – 7,8; общий характер среды тяготеет к нейтральной и очень слабощелочной. Нейтральность и слабая кислотность характерна для большинства вод снегового и ледникового происхождения, служащих природными дистиллятами. Наблюдающийся очень слабощелочный характер поверхностных вод связан, вероятно, с находящейся в составе атмосферных вод растворенной угольной кислотой очень слабой концентрации и кислой реакцией ледников и снежников, питающих горные ручьи и речки. Однако общий нейтральный и щелочной характер среды определяет условия, при которых многие рудные элементы (тяжелые металлы) неустойчивы в растворе благодаря процессам гидролиза и уменьшения растворимости их солей в нейтральной и щелочной области растворов. Миграционная способность большинства рудных элементов ограничивается при увеличении их концентраций в нейтральных и щелочных водах, что необходимо всегда учитывать при проведении гидрогеохимических исследований в высокогорных районах. Для практической оценки миграционной способности целесообразно выводить зависимость различных содержаний элементов от величины pH, определяя таким образом своеобразные поля устойчивости элементов в водах различной степени щелочности или кислотности. Пример таких построений приведен Ю.Ю.Бугельским и В.И.Виноградовым (1960).

В водах высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа миграционная способность цинка, серебра, олова, бериллия оценивается в 1000–1500 м, при аномальных содержаниях этих элементов; при больших расстояниях содержания падают до уровня фоновых. Миграционная способность для свинца уменьшается до 300–500 м, для мышьяка 150–200 м<sup>1</sup>. Ориентировочное представление о величинах миграционной способности рудных и редких элементов необходимо для выбора шага пробоотбора. На опыте наших работ, достаточно надежный шаг опробования по поверхностным водотокам составляет 200–250 м, а на участках с предполагаемым мышьяковым оруденением 50–100 м.

Эффективность применения гидрогеохимического опробования по сравнению с другими поисковыми методами повышается тогда, когда русло водотоков выполнено гравитационными грубообломочными отложениями, мелкая песчаная фракция для отбора металлометрических и шлиховых проб отсутствует или когда русловых отложений нет, горные речки и ручьи прорезают горные породы и текут по сглаженному каменному ложу, образуя каскады водопадов. Часто скалистые борта таких теснинообразных долин отвесны, и русловые отложения, где они есть, становятся недоступны опробованию, процесс отбора рыхлого материала проб требует больших физических усилий. Все это резко снижает производительность труда. В таких случаях можно ограничиться гидрохимическим опробованием в устьях водотоков. Так, например, по данным гидрохимического опробования ручьев и речек, имеющих теснинообразные долины с крутыми бортами, на одном из участков скального хребта нами была выявлена зона альбитизированных гранитов, сопровождавшаяся гидрогеохимической аномалией по бериллию и галлию. Содержание этих элементов в водах составило 6,5 у/л, при геохимическом фоне  $\ll 1$  у/л. Протяженность гидрогеохимической аномалии до 1000–1100 м. Отдельные металлометрические и шлиховые пробы, которые удалось отобрать из маломощного (10–15 см) щебенчатого и крупнообломочного материала русла, дали отрицательные результаты, что, по-видимому, объясняется крайней непредставительностью таких проб в данных условиях.

Образование протяженных водных потоков и ореолов рассеяния, как правило, не характерно для высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа. Это объясняется высокой подвижностью таких эле-

<sup>1</sup> Исследования миграции мышьяка в поверхностных водотоках на правом борту долины реки (на склоне Эльбруса) показывают, что пробы, отобранные в устье ручья на расстоянии до 1 км от его верховьев, не фиксируют крупной водной аномалии мышьяка, отмечаемой результатами анализа проб, взятых в верховьях водотока (содержание мышьяка до 0,1% от веса сухого остатка).

Некоторые поисковые характеристики гидрогеохимических аномалий в высокогорных геохимических ландшафтах Центрального Кавказа

Элементы	M, γ/л	СД, γ/л	Максимальные концентрации, γ/л	Максимальная протяженность, м
Cu	> (1-2)	>10	30	4000
Zn	> (1-4)	>15	70	1500
Pb	< 1	> 5	15	500
Ag	<< 0,1	> 0,2	2	1500
Be	<< 1	> (2-3)	6,5	1100
Ga	< 1	> 5	10	1500
As	<< 1	1-2	5	200
Ni	< (1-5)	>10	20	500(?)
Co	< 1	> 5	10	Не образует аном.
Mo	<< 1	> 2	3	400
Sn	<< 1	1-2	5	От единичн. аном. до 1500
Mn	10-15	> 25	100	700
V	15-20	> 20	50	Не образует аном
Sb	<< 1	> 5	10	То же
Ge	<< 1	~1	2	"

ментов, как цинк (коэффициент водной миграции выше 100), медь ( $K_x$  в зоне окисления от единицы до десяти), молибден ( $K_x$  от 2 до 6), бериллий ( $K_x \approx 1$ ), олово, серебро. Соединения свинца (сульфиды и карбонаты) плохо растворимы, а хорошо растворимый сульфат (англезит) распространен редко.

В то же время отличительная черта геохимического облика вод высокогорных ландшафтов — формирование чрезвычайно четких и ясных аномалий при очень низком фоновом содержании химических элементов (табл. 41). Часто рудные элементы, хотя и не образуют широких водных аномалий, но отмечаются в потоке в виде отдельных аномальных концентраций, хорошо увязывающихся с металлометрическими и шлиховыми потоками рассеяния. На перспективных же рудоносных участках с развитой зоной окисления образуются широкие водные ореолы рассеяния цинка, меди, свинца, которые проявляются настолько ярко и контрастно, что пропуск таких рудных участков в процессе гидрогеохимического опробования практически исключается. Как правило, водные аномалии фиксируются пониженным pH (до 5-5,5) и увеличением сульфатности. Химический состав вод на участках сульфидных месторождений изменяется от гидрокарбонатного к сульфатно-гидрокарбонатному. Степень сульфатности вод определяется ландшафтно-геохимическими условиями, что было показано в разделе о геохимическом сопряжении высокогорных ландшафтов.

Надежными элементами-индикаторами оруденения при гидрогеохимических поисках в высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа служат свинец, цинк, медь, мышьяк, серебро, никель (полиметаллические, мышьяково-сурьмяные и медно-пирротиновое оруденения), молибден, олово, галлий, бериллий, германий (участки развития скарнов, зон альбитизации, пегматитовых жил с редкометелльным оруденением). Присутствие этих элементов в водах в повышенных количествах свидетельствует о близости коренных рудных источников.

### **Образование гидрогеохимических ореолов в ледниках**

Широкое развитие ледников в высокогорных районах альпийских стран с молодым оледенением (типичный пример - Центральный Кавказ) выдвигает перед практикой гидрогеохимических поисков новые проблемы. Главная из них - возможность образования открытых и погребенных гидрохимических (?) ореолов рассеяния тяжелых металлов в самом теле ледника.

Известно, что лед ледников это текучая горная порода, в грубом приближении двухслойная. Лед и фирн верхней части ледника течет сравнительно быстро, его образование связано с поступлением атмосферных осадков в виде крупы и снега. Вся поверхность ледников обычно выполнена грубо- и мелкообломочным моренным материалом, а нижняя, более глубокая, - метаморфизованными ледяными породами, скорость течения которых по уклону ледника значительно меньше. Благодаря упругости и пластичности льда образование диффузионных ореолов рассеяния тяжелых металлов в ледниках вполне вероятно. Теоретически и практически этот вопрос представляется нам заслуживающим специального изучения. Если во льду действительно возможен механизм образования диффузионных ореолов рассеяния металлов, то в практике их изучения мы должны будем встретиться с погребенными ореолами. Вероятнее всего ожидать развитие погребенных ореолов рассеяния в нижней части ледяного массива. В верхней части и на его поверхности (ниже моренных накоплений и свежего фирна) ореол может проявиться лишь в том случае, если скорость диффузии тяжелых металлов выше, чем скорость пластического течения верхнего слоя льда.

В практике поисковых работ мы встретились со многими случаями сплошного перекрытия рудных тел ледниками, снежниками и вечными снегами. Один из характерных примеров - участок выявленного рудного поля с полиметаллической минерализацией показан на рис. 22. Рудные зоны скрываются подо льдом, и ничего определенного об их дальнейшей судьбе сказать нельзя. Прослеживаются ли рудные жилы или выклиниваются, изменяется ли их простираание, действительно ли они ограничиваются разломом, также скрытым подо льдом, - все эти и многие другие вопросы встают перед гео-

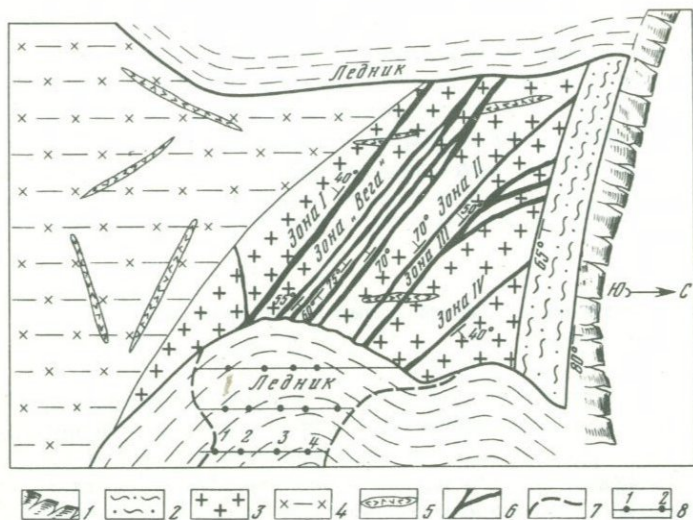


Рис. 22. Контуры гидрогеохимических ореолов в ледниках, перекрывающих рудные зоны. Составили А.Г. Назаров и В.М. Андреев

1 - скально-ледовая стена; 2 - юрские песчано-глинистые сланцы; 3 - плагриограниты; 4 - кристаллические гнейсы и сланцы; 5 - пегматитовые жилы; 6 - рудные тела (зоны); 7 - контуры выявленных гидрогеохимических ореолов в ледниках; 8 - геохимические профили и номера проб

логом-поисковиком при изучении подобных ледниковых участков. Для проверки высказанных соображений о возможности образования гидрогеохимических ореолов во льду был произведен отбор проб льда на участке, где рудные жилы со свинцово-цинковым оруденением уходят под лед. Пробы отбирались в срезах льда из ледниковых трещин, с глубины 1,5-3 м (макроскопически чистый голубой лед). Из растопленного льда непосредственно на леднике были получены концентраты с сульфидом кадмия по методу ВИТРА-ЛТИ, уточненной и модифицированной для условий высокогорных районов (Назаров, 1964).

В Центральной лаборатории (СКГУ) был произведен количественный спектральный анализ сульфиднокадмиевых концентратов льда, при трехкратном фотографировании пластинок, на спектрографе ИСП-28. Всего в серии коротких профилей было отобрано 20 геохимических проб льда, как на участке, где ледник перекрывает рудные зоны, так и за его пределами. Данные спектрального анализа показали повышенные и аномальные содержания в концентратах льда свинца (5  $\gamma$ /л), меди (6  $\gamma$ /л) и цинка (15-20  $\gamma$ /л), а также присутствие серебра (0,1  $\gamma$ /л), мышьяка (1  $\gamma$ /л) и никеля (6  $\gamma$ /л).

Замечательно, что это тот же спектр рудных элементов, который характерен и для самих рудных зон, перекрытых ледником. В пробах льда, отобранных вне влияния рудных зон, определяемый спектр химических элементов значительно беднее и представлен всего четырьмя элементами в фоновых концентрациях, лежащих на границе чувствительности спектрального анализа (свинец, медь и никель около 1  $\mu$ /л, цинк до 5  $\mu$ /л – такие же фоновые концентрации свойственны талым ледниковым водам).

Таким образом, приведенные данные подтверждают вероятность существования диффузий тяжелых металлов в ледниках, перекрывающих рудные зоны. Приведенный на рис. 22 пример не является исключением. Скорее это общее правило во всех тех случаях, где вместе сосуществуют руда и лед. Значительные площади высокогорных районов, покрытые ледниками, мощными фирновыми накоплениями, снежниками и лавинами, практически еще не поддаются опоскованию, и рудоносность многих участков до сих пор еще не выяснена. Возможно, потребуется бурить лед (как это практикуют гляциологи). Коллективные усилия геохимиков и гляциологов помогут в будущем решить поставленные вопросы.

\* \* \*

Ряд исследователей (А.А.Бродский, В.И.Красников, А.И.Перельман, С.Р.Крайнов и др.) считает гидрогеохимию в высокогорных районах одним из наиболее эффективных методов поисков. Однако опыт применения гидрогеохимических методов поисков в высокогорных, особенно в нивальных ландшафтах Кавказа, показывает, что применение гидрогеохимии при преобладающем поверхностном стоке ограничивается следующими причинами:

1. Нивальные ландшафты пространственно совпадают с областями питания вод, область их разгрузки лежит значительно ниже, поэтому источников подземных вод – грунтовых или порово-трещинных в нивальном поясе практически или не встречено, или отмечены отдельные выходы трещинных вод неглубокой циркуляции, также относящиеся к поверхностному стоку.

2. Отсутствие источников приводит к тому, что основное достоинство гидрогеохимического метода поисков – глубинность – теряется; любая точка в пределах распространения нивального ландшафта принадлежит к системе точек, характеризующих поверхностный сток. Последний выражается в двух взаимосвязанных формах: в виде снеговых и ливневых атмосферных осадков и в форме таяния вечных снегов и льдов (лежащих ниже снеговой линии).

3. Поверхностные водотоки отличаются изменчивостью гидродинамического режима и химического состава во времени. В период весенне-летних паводков горные ручьи и реки не доступны для опробования, так как переносят большое количество взвешенных в воде песчаных частиц.

Таким образом, основным направлением гидрогеохимических методов поисков в высокогорных районах является исследование ус-

ловий и путей миграции элементов в поверхностном водном стоке. Несмотря на ряд недостатков, ограничивающих применение гидрогеохимии в высокогорьях, этот метод необходимо и в дальнейшем широко использовать в общем комплексе геохимических методов поисков. Гидрогеохимия не только дополняет шлиховые поиски и металлотрическую съемку, но может решать и самостоятельные задачи.

Для проведения гидрогеохимических поисков условия в альпийских и лесных ландшафтах более благоприятны, чем в нивальных. Большие разности высот, сильная расчлененность рельефа, более низкое пространственное положение этих ландшафтов создают условия для циркуляции грунтовых и трещинных вод и для их разгрузки в виде источников, тем самым повышается глубинность гидрогеохимического метода. Как правило, источники приурочены к основаниям склонов или к пониженным участкам рельефа. Следует отметить, что в альпийских и лесных ландшафтах подземные воды, выходящие в виде источников, часто не имеют общих водоносных горизонтов. Химический состав источников, даже расположенных в непосредственной близости друг от друга, нередко различный. Эта особенность очень важна для поисков. Не ограничиваясь выборочными исследованиями отдельных источников в районах, подлежащих опосредованному, необходимо охватывать как можно большие площади, с различными типами вод.

В высокогорных ландшафтах Центрального Кавказа выявлено много новых геохимических аномалий по свинцу, меди, цинку, олову, мышьяку, молибдену; поскольку большинство из них приурочено к участкам с сульфидной и редкометалльной минерализацией, расширяются перспективы известных и вновь открытых рудоносных участков.

Наиболее важной геохимической характеристикой ультрапресных вод высокогорных ландшафтов является формирование чрезвычайно контрастных ярких аномалий при очень низких фоновых концентрациях элементов.

Кроме решения поисковых задач, применение гидрогеохимических исследований в гумидных высокогорных районах важно для правильного понимания основных особенностей разных типов ландшафтов и их геохимического сопряжения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования геохимических особенностей высокогорных стран альпийского спектра с молодым оледенением выявляют исключительное значение ледников и снежников на миграцию химических элементов. Их влияние на геохимические процессы в ландшафте не ограничивается особенностями химизма самого льда и снега (кислая реакция ледниково-снежного покрова, господствующий кислородный режим, присутствие органического вещества, чрезвычайно малая минерализация ледниковых вод и др.).

Воздействие ледников сказывается гораздо шире и приводит к выпадению целых ландшафтно-геохимических поясов, как, например, горно-лесных, субальпийских и альпийских в приледниковой зоне, и замещению их нивальными и субнивальными ландшафтами, что существенно изменяет структуру биосферы высокогорных территорий. Следствие влияния ледников — образование интереснейшего класса природных явлений: кислородных геохимических барьеров, возникающих в местах выхода подледных и подморенных вод на дневную поверхность. Наконец, в практике геохимических методов поисков полезных ископаемых широкое распространение ледников, снежников и моренных толщ выдвигает принципиально новые возможности обнаружения гидрогеохимических ореолов рассеяния металлов в ледниках и погребенных ореолов как дополнительных резервов рудных месторождений, скрытых под толщами льда и снега.

Народнохозяйственное освоение высокогорных областей связано прежде всего с глубоким изучением ледников, снежников, лавин и других проявлений ледниковых процессов как в части защиты территории от их катастрофических воздействий и возможного их прогноза, так и со стороны оценки водного баланса и механической миграции вещества.

Проведенные нами исследования высокогорий подтвердили плодотворность применения методологических принципов, заложенных в основе учения Б.Б.Полынова и его школы о геохимических ландшафтах. Именно с этим учением мы связываем и дальнейшие подходы к исследованию биосферы высокогорных стран в более широком аспекте. Это прежде всего изучение круговорота вещества и энергии в различных природных структурах биосферы. Такими структурами и служат, в частности, геохимические ландшафты высокогорий и их сопряжения.

- Абих Г. Исследования настоящих и древних ледников Кавказа. — Сборник сведений о Кавказе, т. 1, Тифлис, 1871.
- Акимцев В.В. К вопросу о вертикальной зональности почв. — Ежегодник по изучению почв Сев. Кавказа за 1927 год (Труды Сев.-Кавказской ассоциации н.-и. ин-та), 1928.
- Акинфиев И.Я. Ботанические исследования Кубано-Терского водораздела и Эльбруса. — Труды Тифл. ботан. сада, т. III, 1898.
- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Гидрометеиздат, 1953.
- Антипов-Каратаев И.Н., Антипова-Каратаева Т.Ф., Симакова Л.Т. О горно-луговых и горно-лесных почвах района Теберды Северного Кавказа. — Труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева, т. 13, 1936.
- Апостолов Л.Я. Географический очерк Кубанской области. — Сборник материалов для описания местностей и племен Кавказа, вып. 23, 1897.
- Арефьева В.А. Сток рек Кавказа. — В сб.: Очерки гидрографии рек СССР. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Ассинг И.А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах. — Проблемы сов. почвоведения, 1949, сб. 15.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
- Бобрицкая М.А. Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород. — Труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева, т. 34, 1950.
- Богданов В.И. О динамике растительного покрова горных сенокосов и пастбищ Северо-Осетинской АССР. — Труды Северо-Осет. с.-х. ин-та, т. II (15). Дзауджикау, Госиздат Сев.-Осет. АССР, 1952.
- Богданов В.И., Мугия Г.Ф., Рубилин Е.В. Сенокосы и пастбища Северной Осетии. Орджоникидзе, 1953.
- Бродский А.А. Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., "Недра", 1964.
- Бугельский Ю.Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах. — В сб.: Кора выветривания, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1961.
- Бугельский Ю.Ю., Виноградов В.И. Гидрохимические методы поисков молибденовых и полиметаллических месторождений. — Труды XXI сессии международного геол. конгресса. Госгеолтехиздат, 1960.
- Буш Н.А. О состоянии ледников северного склона в 1907, 1909, 1911, 1913 гг. — Изв. РГО, 1914, т. I, вып. 9.
- Буш Н.А. Ботанико-географический очерк Кавказа. Изд. АН СССР, 1935.
- Важнов А.Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа. М., Гидрометеиздат, 1966.
- Варданыц Л.А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Нечалдонского ледника Казбекского массива. — Изв. РГО, 1932, т. XIV, вып. 1.

- Вернадский В.И. О некоторых ближайших задачах исследования льда арктических областей. — Докл. АН СССР, 1938, т. 19, № 8.
- Вернадский В.И. Избр. соч., т. 1–5. Изд. АН СССР, 1954–1960.
- Виленский Л.Г. Почвенные районы Терского округа. — Почвоведение, 1927, № 3.
- Виноградов В.И. О миграции молибдена в зоне гипергенеза. — Геохимия, 1957, № 2.
- Владимиров Л.А. К исследованию стока в высокогорной области Большого Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 1.
- Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М., "Наука", 1966.
- Воронков П.П. О некоторых закономерностях формирования химического состава атмосферных осадков. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 5.
- Гаврилюк Ф.Я. О вертикальной зональности почв на Кавказе. — Почвоведение, 1947, № 8.
- Гаврилюк Ф.Я. Вертикальная зональность почв Ставропольского края. — Материалы по изучению Ставроп. края, вып. 4. Ставрополь, 1952.
- Гвоздецкий Н.А. О разделении осевой зоны Большого Кавказа. — Изв. Геогр. об-ва, 1948, № 2.
- Гвоздецкий Н.А. Физическая география Кавказа, вып. 2. Изд. МГУ, 1958.
- Геология Центрального и Западного Кавказа. Сб. МГУ, посв. В.Н.Робинсону (Труды Кавказской экспедиции за 1959–1960 гг., т. 3). Гостоптехиздат, 1962.
- Геохимия ландшафтов юго-восточного Зауралья. Изд. ЛГУ, 1966.
- Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. — Изв. Геол. ком., 1929, т. 49, № 7.
- Герасимов И.П. О типах почв горных стран и вертикальной почвенной зональности. — Почвоведение, 1948, № 11.
- Гигинейшвили В.М., Напетваридзе Е.А., Панинашвили К.И. Атмосферные процессы как фактор колебания ледников Большого Кавказа. — Тезисы докл. Закавказской научной конференции по изуч. снежного покрова и ледников Кавказа, Тбилиси, 1960.
- Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И.И., Муканов К.М. Распределение свинца, цинка и меди в различные классы и фракции делювия. — Геохимия, 1956, № 4.
- Глазовская М.А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня. — Труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева, т. 34, 1950.
- Глазовская М.А. Золотые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской-Алатау. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. XI, 1952.
- Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Изд. МГУ, 1964.
- Гроссгейм А.А., Сосновский Д.И. Опыт ботанико-географического районирования Кавказского края. — Изв. Тифлисс. политехн. ин-та, т. III, 1928.
- Гулисашвили В.З. Альпийская граница древесной растительности на Кавказе в связи с почвенно-климатическими условиями. — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1958, т. 90.
- Гулисашвили В.З. Природные зоны и естественноисторические области Кавказа. М., "Наука", 1964.
- Давыдов Л.К. Гидрография СССР, ч. II. Изд-во ЛГУ, 1955.
- Денисов П.В. Химический состав атмосферных осадков Северного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 5.

- Докучаев В.В. Предварительный отчет об исследованиях на Кавказе летом 1899 г. - Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1900, т. XII, вып. 3.
- Добрынин Б.Ф. Физическая география СССР. Кавказ. М., Учпедгиз, 1948.
- Домрачева Е.А. К характеристике микробиологических процессов в почвах юга Осетии. - Труды СОПС АН СССР, серия Закавказская, т. 2, 1933.
- Долуханов А.Г. Субальпийские криволесья Кавказа. Сб. работ к 70-летию со дня рождения В.Н.Сукачева. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Долуханов А.Г., Сахокия М.Ф., Харадзе А.Л. К вопросу о высокогорных растительных поясах Кавказа. - Труды Тбилисского бот. ин-та, т. VIII, 1942.
- Дуров С.А., Федорова Н.Е. Источники ионно-солевого состава атмосферных осадков СССР. - Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 4.
- Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Новейшая тектоника Кавказа. - Неотектоника СССР, Рига, 1961.
- Еленевский Р.А. Высокогорный продольный ландшафтный профиль северного склона Западного Кавказа. - Бюлл. МОИП, новая серия, 1940, т. 49, вып. 1.
- Еленевский Р.А. Луговая растительность северного склона Б.Кавказа. - Природа, 1941, т. 3.
- Ефремов Г.М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. - Сов. геология, 1941, № 2.
- Жаворонкина Т.К. Содержание хлоридов и сульфатов в атмосферных осадках по 33 меридиану. - Труды Морского гидрофизического ин-та АН СССР, т. 5, 1955.
- Захаров С.А. О почвенных областях и зонах Кавказа. М., 1913.
- Захаров С.А. Вертикальная зональность почв на Кавказе. - Почвоведение, 1934, № 6.
- Захаров С.А., Маслюгин К.И. Высокогорные почвы и снежный покров в верховьях Чегема Кабардино-Балкарской АССР. (Юбилейный сборник, посвященный 70-летию проф. С.А.Захарова.) Харьков, 1954.
- Захарова Е.М. Шлиховой метод поисков. Изд. МГУ, 1960.
- Зонн С.В. Горно-лесные почвы Северо-Западного Кавказа. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Зонн С.В., Герасимов И.П. Краткий почвенно-географический очерк Кабардинской АССР. Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.-Л., Изд. АН СССР, 1946.
- Иваньков П.А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890-1946. - Изв. ВГО, 1959, № 3.
- Калесник С.В. Горные ледниковые районы СССР. Л., Гидрометеиздат, 1937.
- Калесник С.В. Северный Кавказ и Нижний Дон. Изд. АН СССР, 1946.
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
- Квашневская Н.В. Поиски по потокам рассеяния. - В сб.: Геохимические методы поисков. Госгеолтехиздат, 1957.
- Кисин И.М., Степанов И.Н. О содержании твердых минеральных частиц в ледниках Кавказа. - Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5.
- Книжников Ю.Р. Стереофотограмметрическое определение поверхностных скоростей движения льда на ледниках северного склона Эльбруса. - Инф. сб. о работах по МГГ, № 7. М., 1961.
- Ковалев П.В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды. - Материалы Кавказск. эксп. (по программе МГГ), т. I, Харьков, 1960.
- Колодяжная А.А. Режим атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Новые данные о геологическом строении и истории формирования вулкана Эльбрус. - Инф. сб. о работах по МГГ, № 2. (Эльбрусская экспедиция МГУ). М., 1958.
- Красников В.И. Рациональные основы поисков рудных месторождений. Гостеолтехиздат, 1959.
- Крашенинников И.М. Ботанико-географический очерк М.Кабарды. - Изв. Гл. бот. сада, 1928, № 27.
- Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР, Л., Гидрометеоздат, 1960.
- Кузнецов И.Г. Краткий геологический очерк Балкарии. - Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 9.
- Кузнецов И.Г., Кузнецова Е.В. Схема геологического строения и условия рудообразования в ущельях Безенги и Чегема на Сев. Кавказе. - Геология на фронте индустрии, 1934, № 1-3.
- Кузнецов Н.И. Геоботаническое исследование северного склона Кавказа. - Изв. РГО, 1890, т. XXVI.
- Левин А.С. Перевалы Центрального Кавказа. М., 1938.
- Лопатин Н.В. Наносы рек. Географгиз, 1953.
- Лукашев К.И. Очерки по геохимии гипергенеза. Минск, 1963.
- Макеев П.С. О системе природных зон. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1954, т. 86, вып. 5.
- Максимович Г.А. О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. - Докл. АН СССР, 1953, т. 102, № 2.
- Маруашвили Л.И. Оледенение Кавказа, Природа, 1936, т. 5.
- Масидзе Ш.В. Радиационный баланс в условиях высокогорной зоны Кавказа. - Труды Тбилисс. н.-и. гидрометеорол. ин-та, вып. 7. Л., Гидрометеоздат, 1960.
- Маслюгин К.И. К вопросу о номенклатуре и классификации почв Кабардино-Балкарии - Уч. зап. Кабардино-Балк. ун-та, вып. 11. Нальчик, 1961.
- Маслюгин К.И., Дубошина С.Н. Почвы Кабардино-Балкарии. Нальчик, 1952.
- Махарадзе Л.Б. О растительном покрове и его восстановлении в районах образования селей на южных склонах Большого Кавказа. - В сб.: Селевые потоки и меры борьбы с ними. М., 1957.
- Медведев Я.С. Деревья и кустарники Кавказа, изд. 3. 1919.
- Милановский Е.Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. - В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность (материалы II Всесоюзн. тектон. совещ. в Душанбе). М., "Наука", 1964.
- Михайловская О.Н. К вопросу о генезисе высокогорных почв. - Труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева, т. 13, 1936. (Юб. сборник посв. акад. Ф.Ю.Левинсону-Лессингу).
- Назаров А.Г. Геохимическая изученность Северного Кавказа и задачи дальнейших геохимических исследований. - Тезисы докл. второй конф. по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа, Ессентуки, 1963.
- Назаров А.Г. Геохимия ландшафта как теоретическая основа геохимических методов поисков. - Сов. геология, 1963, № 9.
- Назаров А.Г. К методике полевого концентрирования с сульфидом кадмия при гидрогеохимических методах поисков в высокогорных областях Центр. Кавказа. - Информ. сб. о новом произв. технич. опыте, № 7. Ставрополь, 1964.
- Назаров А.Г. О целесообразности применения геохимических методов поисков в высокогорных районах Сев. Кавказа, на основе геохимии ландшафта. - Изв. вузов СССР, серия геол. и разв., 1968, № 4.

- Назаров А.Г. О биологическом накоплении элементов в растительности альпийских геохимических ландшафтов (на примере Высокогорного Дагестана). М., 1969.
- Назаров А.Г. Особенности биогеохимического метода поисков полиметаллических месторождений в Высокогорном Дагестане. - Изв. Вузов СССР, сер. геол. и разв., 1969, № 8.
- Назаров А.Г. О биологическом накоплении свинца альпийской растительностью Высокогорного Дагестана. - Тез. докл. V Всесоюз. совещ. по растительности высокогорий в г. Баку. Л., 1971.
- Панков А.М. Почвы Большой Кабарды. - В сб.: Природа Кабарды. Воронеж, 1926.
- Парфенова Е.И. Исследование примитивных горно-луговых почв на диоритах хребта Магишо (Сев. Кавказ). - Труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, т. 34, 1960.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 2. "Недра", 1965.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., "Высшая школа", 1966.
- Перов В.Ф. О классификации снежников горных стран. - Инф. сб. о работах Геогр. ф-та МГУ по программе МГТ, № 3, 1958.
- Плам М.Я. О характере накопления снега в области аккумуляции на Эльбурсе. - В сб.: Гляциол. иссл., № 6. М., 1961.
- Подозерский К.И. Ледники Кавказского хребта. - Зап. Кавказского отд. РГО, т. XXIV, вып. 1, 1911.
- Полынов Б.Б. Геохимические ландшафты. - В сб.: Географические работы. Географгиз, 1952.
- Полынов Б.Б. Избранные труды. Изд. АН СССР, 1956.
- Посохов Е.В. Гидрохимия вод современной коры выветривания изверженных пород. - Гидрохим. материалы, 1961, т. 33.
- Прасолов Л.И., Соколов Н.Н. Почвенно-географический очерк юга Осетии. - В сб.: Производительные силы юга Осетии, № 1. Изд. АН СССР, 1931.
- Прасолов Л.И., Соколов Н.Н. Горно-лесные почвы Кавказа. - Труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, т. 25, 1947.
- Пхалагова Д.М. Формирование химического состава высокогорных рек Центрального Кавказа. Орджоникидзе, 1957.
- Рубилин Е.В. Природные зоны Северо-Осетинской АССР и описание почв по зонам. - Изв. Сев.-Осет. н.-и. ин-та Краеведения, т. XXII, вып. III. Орджоникидзе, 1960.
- Рудовиц Л.Ф. Испарение снега. - Метеорол. вестник, т. XXXIV, 1924.
- Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. Изд. МГУ, 1963.
- Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. ВИТР, Л., 1962-1963.
- Сауков А.А. Миграция химических элементов как теоретическая основа геохимических методов поисков. - Докл. советских геологов к XXI сессии Междунаро. геол. конгресса. Госгеолтехиздат, 1960.
- Сауков А.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд. МГУ, 1963.
- Сауков А.А. Геохимия. М., "Наука", 1966.
- Симакова Л.Т. Микробиологическая характеристика некоторых горно-луговых почв Крыма и Кавказа. - Изв. АН СССР, 1932, № 1.
- Славянов Н.Н. Учение В.И. Вернадского о природных водах и его значение. Изд. МОИП, 1949.

- Солицев Н.А. Снежники. М., Географгиз, 1949.
- Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, 1959.
- Соловов А.П., Кунин Н.Я. Металлометрическая съемка по потокам рассеяния в горных районах. - Сев. геология, 1960, № 5.
- Станюкович К.В. Основные типы поясности в горах СССР. - Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 87, вып. 3, Л., 1955.
- Сулаквелидзе Г.К. К вопросу об образовании и движении снежных лавин. - Труды Ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. XI. Изд. АН СССР, 1949.
- Сулаквелидзе Г.К. Снежный покров Большого Кавказа и его физические свойства. Автореф. докт. дисс. Тбилиси, 1954.
- Толмачев И.П. К вопросу о происхождении цирков. - Труды Сиб. об-ва естеств. испытателей, т. 30, № 1, 1899.
- Тронов М.В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.
- Тумаджанов И.И. К типологии субальпийского кривоветья Тебердинского заповедника. - Труды Тебердинск. гос. заповедника, т. II, вып. 1, 1960.
- Тушинский Г.К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. - Инф. сб. о работах по МГТ, № 4, М., 1959.
- Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963.
- Тюрюканов А.Н. Ландшафтно-геохимические барьеры и их роль в миграции химических элементов в географической оболочке Земли. - Изв. ВГО, 1964, т. 96, № 4.
- Ферсман А.Е. Избранные труды, 1952-1959. Изд. АН СССР.
- Фридланд В.М. Почвы высокогорий Кавказа. - В сб.: Генезис и география почв. М., "Наука", 1966.
- Шарков Ю.В. О необходимости учета при металлометрических поисках истории развития вторичных ореолов рассеивания. - В сб.: Геохим. поиски рудн. месторождений в СССР, 1957.
- Шифферс Е.В. Растительность природных кормовых угодий Кабардинской АССР. Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.-Л., Изд. АН СССР, 1946.
- Шифферс Е.В. Растительность Северного Кавказа и его природные кормовые угодья. Изд. АН СССР, 1953.
- Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., Географгиз, 1947.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1950.
- Шукин И.С. Очерки геоморфологии Кавказа. ч. I, Большой Кавказ. М., 1926.
- Ярошенко П.Д. К истории высокогорной растительности Кавказа. - Изв. Арм. фил. АН СССР, вып. 4-5, Ереван, 1940.

## ПРИЛОЖЕНИЕ I

Таблица I.

Сравнительная характеристика водного стока основных рек Северного Кавказа

Река	Пункт	Средний годовой расход, м <sup>3</sup> /сек.	Слой воды за год, мм	Модуль стока, л/сек·км <sup>2</sup>	Общая ми- нерализа- ция, мг/л
Бассейн Черного и Азовского морей					
Кубань	Верховья	-	1650	до 50	50-100
	Устье	360	186	5,9	450-500
	В среднем	420	-	20	500
Теберда	Верховья	-	1485	25-30	50-70
Б. Зеленчук	То же	-	1500	25-30	50-70
Белая	Верховья, до с. Хамышки	-	967	30,3	70-100
	Средняя и нижняя часть до хут. Северного	-	467	15,1	150-200
Бассейн Каспийского моря					
Малка (лев. приток Терека)	ст. Прохладная	100	-	30	400
Баксан (при- ток Малки)	Верховья, до с. Заюково	-	690	21,9	80-100
	В среднем	95	422	13,4	100-200
Терек	Устье	360	252	8,0	250
Кума	В среднем	13	-	-	~700
Калаус	То же	2	-	-	~600
Сулак	"	180	-	-	~500-600
Самур	"	75	-	-	~500-600

Таблица II

Сток взвешенных веществ и мутность речных вод некоторых рек Кавказа по данным А.А. Соколова; Л.К. Давыдова (1955), В.А. Арефьевой (1953), с дополнениями автора

Река	Площадь водо- сбора, тыс. км <sup>2</sup>	Сток взве- шенных ве- ществ, млн·т/год	Мутность, г/м <sup>3</sup>	
			средняя за год	максимальная
Кубань	49,5(61,53)	8,8(9,2)	700	-
Белая	-	-	150	500
Баксан	7,07	4,4	1460	3560
Терек	43,7	26,0(25,38)	2300	82 000
Малка	10,5	4,7	1500	-
Сунжа	-	-	2500	120 000

Таблица II (окончание)

Река	Площадь водосбора, тыс.км <sup>2</sup>	Сток взвешенных веществ, млн.т/год	Мутность, г/м <sup>3</sup>	
			средняя за год	максимальная
Самур	4,4	8,0	3250-4000	-
Сулак	13,4	19,0	2880-3800	55 000
Кума	25,5	0,76(0,81)	2000	-
Калаус	9,8	0,28	5000-8000	-
Риони	13,4	8,33	640	-
Кура	188,0	36,0	2000	50 000

Примечание. Цифры в скобках - величины стока, уточненные нашими расчетами.

Таблица III

Климатическая характеристика ландшафтных зон и высокогорных поясов Центрального Кавказа (по данным В.З. Гулисашвили, В.А. Гвоздецкого, Б.Ф. Добрынина и др., с дополнениями автора)

Зоны и пояса	Абсолютная высота, м	Среднемесячная температура, °С		Среднегодовая температура, °С	Среднегодовое количество осадков, мм
		январь	июль		
Полупустыня	От равнины до 400-500	+2	+26	+14	255
Зона степей	Равнина	-4,2	+24	+9,2	396
Лесостепь	100-300	-4,9	+19,8	+8,6	529
Зона низинных лесов	300-500	-3,5	+23,8	+10,6	565
Зона дубовых лесов	200-700, до 1000	-4,3	+20,5	+8,4	715
Зона буковых лесов	500-600	-3,7	+17,0	+7,2	952
Высокогорные ландшафтные пояса:					
горно-лесной (зона сосново-березовых лесов)	1000-1200, до 2100-2200 (реликты до 2500-2600)	-3,6	+16,5	+6,8	650
субальпийский	2200-2500	-7,0	+13,0	+3,2	1523
альпийский	2350-2500, до 2700-2800	-11,5	+10,8	-0,2	1573
субнивальный и нивальный	Выше 2800-3000	-18,0	-0,4	-9,5	1070

Таблица IV

Сток ледниковых бассейнов Центрального Кавказа (Владимиров, 1967)

Река	Пункт	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средняя высота водосбора, м	Оледенение водосбора	
				км <sup>2</sup>	%
1	2	3	4	5	6
Малка	Хабаза	1070	2180	03,6	6,4
Баксан	Тегенекли	198	3170	70,6	35,7
Чегем	Нижн.Чегем	720	2340	71,7	10,0
Урух	Лесозавод	879	2460	99,7	11,3
Цея	Бурон	100	2820	17,8	17,8
Чхери	Казбеги	32,9	3330	8,3	25,3
Мулхра	Латали	435	2680	141	32,4
Риони	Глора	627	2430	47,4	7,5

Таблица IV (окончание)

Река	Пункт	Высота фирновой линии, м	Площадь ледникового бассейна, км <sup>2</sup>	Средняя высота ледникового бассейна, м	Ледниковый сток	
					млн·м <sup>3</sup>	мм
		7	8	9	10	11
Малка	Хабаза	3870	31,2	4580	47,7	1490
Баксан	Тегенекли	3560	62,6	4360	138	2200
Чегем	Нижн. Чегем	3440	66,2	3750	90,0	1360
Урух	Лесозавод	3350	98,5	3900	187	1900
Цея	Бурон	3380	19,0	3790	36,0	1890
Чхери	Казбеги	3740	8,6	4390	10,3	1200
Мулхра	Латали	3290	145	3530	278	1920
Риони	Глора	3360	105	3620	185	1760

Таблица V

Микроэлементный состав и кларки концентрации существенно хлоритовых гнейсов

Элементы	Кларк в земной коре, %	Среднее наиболее вероятное содержание в породе (M), %	Кларк концентрации
1	2	3	4
Mn	$1 \cdot 10^{-1}$	$(2-6) \cdot 10^{-2}$	0,4
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,1
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,5
Ti	0,45	0,65	1,4
V	$9 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,7
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0,4
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$< 7 \cdot 10^{-3}$	0,4
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,2
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,1-0,2
Ca	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	2,5
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,6
Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	2
Yb	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	15
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9-1
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	1

Таблица VI. Средние наиболее вероятные ( $M$ ), нижние аномальные содержания ( $C_A$ ) химических элементов в нивальном мелкоземе ландшафтов на хлоритовых гнейсах и коэффициент физической миграции ( $F_x$ )

Элементы	$M$ , %	$C_A$	$F_x$
Mn	$2 \cdot 10^{-2}$	$\geq 8 \cdot 10^{-2}$	0,5-1
Ni	$7 \cdot 10^{-4}$	$\geq 3 \cdot 10^{-3}$	~1
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$\geq 7 \cdot 10^{-3}$	1
Ti	$7 \cdot 10^{-1}$	$\geq 1$	~1
V	$7 \cdot 10^{-3}$	$\geq 2 \cdot 10^{-2}$	~1
Cr	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$\geq 9,5 \cdot 10^{-3}$	0,8-1
Zr	$6 \cdot 10^{-3}$	$\geq 1,5 \cdot 10^{-2}$	1
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$\geq 7 \cdot 10^{-3}$	1,5-2
Pb	$(0,7) \cdot 10^{-3}$	$\geq 6 \cdot 10^{-3}$	0,35-0,5
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$	$\geq 9 \cdot 10^{-3}$	0,4-0,5
Ca	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$\geq 6,5 \cdot 10^{-3}$	0,75-1
Be	$1 \cdot 10^{-3}$	$\geq 3 \cdot 10^{-3}$	1
Sc	$5 \cdot 10^{-4}$	$\geq 1 \cdot 10^{-3}$	0,8-0,9
Sr	$2 \cdot 10^{-2}$	$\geq 7 \cdot 10^{-2}$	0,75
Ba	$3 \cdot 10^{-2}$	$\geq 1 \cdot 10^{-1}$	0,45
Y	$3 \cdot 10^{-3}$	$\geq 9 \cdot 10^{-3}$	0,45
Yb	$2 \cdot 10^{-4}$	$\geq 9,5 \cdot 10^{-4}$	0,30

Примечание. Коэффициенты физической миграции вычислены с учетом величины дисперсии и возможных ошибок спектрального анализа.

Таблица VII. Химический состав природных вод нивальных ландшафтов (среднее из 5 гидрохимических пород, pH=7,7-7,8)

Форма выражения анализа	Катионы			Сумма катионов	Анионы	
	Na	Ca	Mg		CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>
Моль/л · 10 <sup>-3</sup>	0,22	1,13	0,335	1,685	0,15	2,35
Мг/л	5,1	45,1	8,1	58,3	9,0	143,4
% мг-экв/л	7,0	61,7	21,3	100	9,6	74,8
Содерж. в породе, %	0,66	1,715	1,145	-	-	-
$K_x$	5,4	18,3	4,9	-	-	-

Таблица VIII. Коэффициенты водной миграции микроэлементов в нивальных ландшафтах на хлоритовых гнейсах (среднее из 10 проб)

Элементы	Содержание в воде, %	Содержание в породе, %	$K_x$ (средн.)	Пределы изменений $K_x$
Si	0,2	26,4	0,008	0,003-0,009
Al	0,007	6,15*	0,001	0,001-0,003
Fe	0,001	1,18*	0,008	0,003-0,009
Ti	0,001	0,55*	0,0015	0,001-0,002
Mn	0,003	0,03*	0,1	0,1-0,3
P	< 0,01	0,036*	< 0,0 n	0,0 n - 0,00 n
Ni	< $1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0, n	0, n
Co	< $1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0, n	0, n
V	< $1 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,0 n-0,0 n	0, n - 0,0 n
Cr	< $1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0, n	-
Zr	< $1 \cdot 10^{-3}$	< $7 \cdot 10^{-3}$	0,0 n-0,00 n	-
Cu	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,3	0,2-0,3
Pb	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 n	-
Zn	< $7 \cdot 10^{-3}$	$\sim 7 \cdot 10^{-3}$	0, n	-
Ca	< $1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 n	-
Be	< $1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,0 n	-
Sc	< $2 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,0 n	-
Y	< $4 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0, n - 0,0 n	-
Sr	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0, n - 0,0 n	-
Ba	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,1-0,6
Yb	< $1 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	0,0 n	-

\* Данные химического анализа; остальные цифры - по данным спектрального анализа сухих остатков вод.

на существенно хлоритовых гнейсах и коэффициенты водной миграции

Анионы		Сумма		Сухой остаток	$O_2$ своб.
Cl	$CO_4$	анионов	раств. вещество		
0,3	0,005	2,895	4,58		
10,6	9,1	172,1	230,4	144,0	7-9
9,6	6,0	100	-	-	-
0,017	0,188	-	-	-	-
> 10 < 100	23	-	-	-	-

Таблица IX

Содержание рудных, редких и рассеянных химических элементов биотитовых гнейсов и сланцев (по данным полуколичественного

Порода	Mn	Ni	Co	Ti
1	2	3	4	5
Андалузит-силлиманит-гранат-кварц-биотитовый сланец	0,03	0,0065	0,003	1
Мигматит	0,02	0,0065	0,003	1
Сланец слюдяной	0,01	0,002	0,002	0,3
Пироксеновый роговик	0,03	0,002	0,002	0,65
Плаггиогнейс	0,02	0,001	0,001	0,65
Биотитовый гранулитовый гнейс (ксенолит)	0,03	0,003	0,003	0,65
Кварц-полевошпат-биотитовый сланец	0,02	0,0006	0,002	0,65
Биотитовый гнейс	0,02	0,0006	0,002	0,65

Таблица IX (окончание)

Порода	Pb	Zn	Ga	Be
	12	13	14	15
Андалузит-силлиманит-гранат-кварц-биотитовый сланец	0,0065	0,0065	0,003	0,0006
Магматит	0,01	0,0065	0,002	0,001
Сланец слюдяной	0,003	0,0065	0,002	0,0065
Пироксеновый роговик	0,002	0,01	0,002	0,002
Плаггиогнейс	0,002	0,003	0,002	0,001
Биотитовый гранулитовый гнейс (ксенолит)	0,002	0,003	0,002	0,002
Кварц-полевошпат-биотитовый сланец	0,003	0,0065	0,002	0,002
Биотитовый гнейс	0,003	0	0,002	0,0006

в петрографических разновидностях свиты существенно  
спектрального анализа)

V	Cr	Mo	Zr	Nb	Cu
6	7	8	9	10	11
0,002	0,01	0	0,0065	0	0,002
0,002	0,01	0	0,0065	0,002	0,002
0,0065	0,003	0	0,003	0	0,003
0,01	0,0065	0,0003	0,0065	0	0,003
0,0065	0,003	0	0,0065	0	0,0003
0,02	0,0065	0	0,0065	0	0,002
0,0065	0,003	0	0,0065	0	0,002
0,0065	0,003	0	0,0065	0	0,001

Sc	La	Y	Yb	Sn	Ba
16	17	18	19	20	21
0,0006	0	0,0065	0,0006	0,03	0,065
0,0006	0,003	0,0065	0,0006	0,03	0,065
0,0003	0	0,002	0,0003	0,03	0,03
0,001	0,003	0,0065	0,0006	0,02	0,1
0,0006	0	0,003	0,003	0,03	0,065
0,001	0,003	0,0065	0,0006	0,065	0,065
0,0006	0,003	0,0065	0,001	0,03	0,02
0,006	0	0,003	0,0006	0,03	0,1

Таблица X

Средние наиболее вероятные ( $M$ ) и нижние аномальные значения ( $C_A$ ) химических элементов в существенно биотитовых гнейсах и сланцах, % (среднее из 256 проб)

Элементы	$M$	$s_{lg}$	Колебания геохимического фона (пределы изменения $M$ )		$C_A \geq$ ( $M + 2s$ )
			$M \pm s$	$M + 2s$	
Mn	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,52	$3,6 \cdot 10^{-3} - 3,97 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3} - 7,6 \cdot 10^{-2}$	$\geq 9 \cdot 10^{-2}$
Ni	$2 \cdot 10^{-3}$	0,30	$1,0 \cdot 10^{-3} - 3,99 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4} - 9,5 \cdot 10^{-3}$	$\geq 9,5 \cdot 10^{-3}$
Cr	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,32	$1,34 \cdot 10^{-3} - 5,85 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-4} - 1,22 \cdot 10^{-2}$	$\geq 1 \cdot 10^{-2}$
V	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,26	$2,58 \cdot 10^{-3} - 8,55 \cdot 10^{-3}$	$1,42 \cdot 10^{-3} - 1,52 \cdot 10^{-2}$	$\geq 1,5 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2,0 \cdot 10^{-3}$	0,31	$9,80 \cdot 10^{-4} - 4,08 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4} - 8,34 \cdot 10^{-3}$	$\geq 8 \cdot 10^{-3}$
Pb	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,21	$1,36 \cdot 10^{-3} - 3,57 \cdot 10^{-3}$	$8,36 \cdot 10^{-3} - 5,79 \cdot 10^{-3}$	$\geq 6 \cdot 10^{-3}$
Be	$4,0 \cdot 10^{-4}$	0,35	$1,80 \cdot 10^{-4} - 8,96 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-5} - 2,0 \cdot 10^{-3}$	$\geq 2 \cdot 10^{-3}$
Yb	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,28	$1,57 \cdot 10^{-4} - 5,72 \cdot 10^{-4}$	$8,26 \cdot 10^{-5} - 1,09 \cdot 10^{-3}$	$\geq 1 \cdot 10^{-3}$
Co	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 9 \cdot 10^{-3}$
Ti	$6,5 \cdot 10^{-1}$	-	$3 \cdot 10^{-1} - 1\%$		$> 1$
Zr	$6,5 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 7 \cdot 10^{-3}$		$\geq 2 \cdot 10^{-2}$
Nb	$< 1 \cdot 10^{-3}$	-	$< 1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-3}$		$\geq 3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$		$\geq 1 \cdot 10^{-2}$
Ga	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$2 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 6 \cdot 10^{-3}$
Y	$6 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 7 \cdot 10^{-3}$		$\geq 1 \cdot 10^{-2}$
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	-	$2 \cdot 10^{-2} - 6,5 \cdot 10^{-2}$		$\geq 1 \cdot 10^{-1}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	-	$2 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}$		$\geq 2 \cdot 10^{-1}$
Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	-	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$		$\geq 2 \cdot 10^{-3}$
La	$< 3 \cdot 10^{-3}$	-	$< 3 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$7 \cdot 10^{-3}$

Таблица XI

Кларки концентрации химических элементов в свите существенно биотитовых гнейсов и сланцев с пластами мраморов и амфиболитов \*

Элементы	Кларк в земной коре, %	Среднее содержание в породе, %	Кларк концентрации **
1	2	3	4
Mn	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,13
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,34
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,11
Ti	0,45	0,65	1,43
V	$9 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,52
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,34
Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,38
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	0,42
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	1,37
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0,60
Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,05
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	1,05
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,6
Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	2,06
Yb	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	9,1
Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,88
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	1,0
La	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0, <i>n</i>
Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0, <i>n</i>
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0, <i>n</i>

\* В расчетах учтены все петрографические разновидности пород, слагающих свиту гнейсов с мраморами.

\*\* Приведены наиболее вероятные величины кларков концентрации.

Таблица XII. Коэффициенты физической миграции на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов

Элементы	$M, \%$		$F_x$	Колебания
	порода	мелкозем		
Mn	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	2,46	0,44-1,64
Ni	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,0	0,3-3,39
Co	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	0,8	0,33-2,5
Ti	0,65	~2	3,1	1-10
V	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	1,49	0,57-3,9
Cr	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	1,785	0,58-5,5
Zr	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	1,26	0,56-5,65
Cu	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,0	0,31-3,16
Pb	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	1,14	0,38-3,4
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	1,0	0,316-2,63
Ca	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,62 \cdot 10^{-3}$	0,81	0,38-1,15
Be	$4 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	2,15	0,54-8,5
Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	1,18	0,445-3,16
Y	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	0,65	0,39-1,87
Yb	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,75 \cdot 10^{-4}$	0,92	0,30-2,78
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	0,66	0,23-1,35
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$4,63 \cdot 10^{-2}$	0,71	0,345-3,13
La	$< 3 \cdot 10^{-3}$	$1,85 \cdot 10^{-3}$	>1	0,33-2,0
Nb	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$8,85 \cdot 10^{-4}$	> 1 < 2	0,3-1,2
Mo	$< 1 \cdot 10^{-4}$	$<< 1 \cdot 10^{-4}$	$0,11 - 0,011$	-

Таблица XIII. Химический состав вод нивальных ландшафтов на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов и коэффициенты водной миграции

Форма выражения анализа	Катионы			Сумма катионов	Анионы			Сумма анионов
	Na+K	Ca	Mg		HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	
Моль/л · 10 <sup>-3</sup>	0,15	0,685	0,30	1,135	1,65	0,07	0,19	1,91
Мг/л	3,4	27,4	7,3	38,1	100,7	2,5	18,5	122,7
% мг-экв/л	7,1	64,6	28,3	100	77,8	3,4	17,9	100
Содержание в породе, %	1,87	0,13	1,05	-	-	0,02	0,04	
$K_x$	0,34	131,0	4,3	-	-	77,5	28,7	

Таблица XIV

Коэффициенты водной миграции микроэлементов в нивальных ландшафтах на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов, %

Элементы	Содержание		$K_x$	Пределы изменений $K_x$
	в воде	в породе		
Si	0,3	33,0	0,009	0,005-0,01
Al	0,1	3,88	0,026	0,01-0,03
Fe	$2 \cdot 10^{-3}$	3,0	$< 0,00n$	0,00 <i>n</i>
Ti	$7 \cdot 10^{-3}$	0,158	0,04	0,02-0,05
Mn	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,7	0,17-0,77
P	$\ll 0,1$	0,055	$< 0,0n$	0,0n-0,00n
Ni	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,35	0,3-0,4
Co	$< 2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$\sim 0,1$	0, <i>n</i>
V	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$0_{n-0,0n}$	0, <i>n</i> -0,00n
Cr	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,7	0,35-1,0
Zr	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Cu	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,1	0,05-0,15
Pb	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>	0,0n-0,00n
Zn	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0, <i>n</i> - 0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Ga	$< 3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Be	$< 1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Sc	$< 2 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,0 <i>n</i>	0,0 <i>n</i>
Y	$< 3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Yb	$< 1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,0 <i>n</i>	0,0 <i>n</i> -0,00 <i>n</i>
Sr	$2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,7	0,3-1,0
Ba	$< 1 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	0,0 <i>n</i>	0,0 <i>n</i>
Mo	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	6,0	2-6

Таблица XV

Химический состав мелкозернистых двуслюдяных гранитов, %

№ проб	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Потеря при прокаливании	Сумма
1-6	70,50	15,02	0,30	0,70	1,95	0,04	0,70	2,87	3,20	3,39	0,11	0,80	99,58
38	74,03	14,75	0,20	-	1,82	0,04	0,58	1,65	3,38	3,42	0,09	0,60	100,56
69	70,82	15,35	0,27	-	2,57	0,03	1,22*	2,05	3,20	3,44	0,03	0,64	99,62
544	73,32	13,59	0,28	0,92	1,38	0,01	0,43	1,86	3,34	3,37	0,12	0,17	99,32
1029В	72,72	14,5	0,48	-	2,41	0,03	0,81	1,54	2,40	3,75	0,28	0,47	99,40
2-6	72,44	13,89	0,51	-	2,86	0,03	0,72	0,57*	3,02	4,7	0,18	0,86	99,15
692	71,82	14,01	0,18	-	2,05	0,04	0,43	1,72	2,40	5,43*	0,17	1,15	99,43
6-Г	72,35	14,02	0,31	-	2,06	0,03	0,67	2,15	3,32	3,89	0,18	0,07	99,63
7-Г	73,67	13,95	0,27	0,72	1,73	0,04	0,55	2,29	2,66	3,47	0,10	0,79	99,72
8-Г	72,13	14,58	0,32	0,90	2,36	0,02	0,71	1,61	3,53	4,11	0,19	0,64	99,59
9-Г	70,91	14,65	0,41	0,81	2,01	0,04	0,51	1,75	2,45	3,25	0,09	0,80	99,62
Среднее	72,24	14,30	0,29	0,81	2,03	0,035	0,611	1,95	2,99	3,68	0,14	0,73	99,58

\* В подсчеты среднего не включены.

Таблица XVI. Средние наиболее вероятные и нижние аномальные значения химических элементов в мелкозернистых двуслюдяных гранитах, % (среднее из 230 проб)

Элементы	M	$s/\lg$	Колебания геохимического фона (пределы изменения M)		$C_A > (M+2s)$
			M + s	M + 2s	
Mn	$1,7 \cdot 10^{-2}$	0,33	$8,15 \cdot 10^{-3} - 3,63 \cdot 10^{-2}$	$2,69 \cdot 10^{-3} - 7,77 \cdot 10^{-2}$	$\geq 8 \cdot 10^{-2}$
Ni	$8 \cdot 10^{-4}$	0,31	$3,92 \cdot 10^{-4} - 1,63 \cdot 10^{-3}$	$1,92 \cdot 10^{-4} - 3,34 \cdot 10^{-3}$	$\geq 5 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1,7 \cdot 10^{-3}$	0,15	$1,20 \cdot 10^{-3} - 2,4 \cdot 10^{-3}$	$8,52 \cdot 10^{-4} - 3,39 \cdot 10^{-3}$	$\geq 4 \cdot 10^{-3}$
V	$3,2 \cdot 10^{-3}$	0,19	$2,06 \cdot 10^{-3} - 4,96 \cdot 10^{-3}$	$1,33 \cdot 10^{-3} - 7,67 \cdot 10^{-3}$	$\geq 8 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1 \cdot 10^{-3}$	0,30	$5,02 \cdot 10^{-4} - 2,00 \cdot 10^{-3}$	$2,52 \cdot 10^{-4} - 3,99 \cdot 10^{-3}$	$\geq 5 \cdot 10^{-5}$
Pb	$2,3 \cdot 10^{-3}$	0,18	$1,52 \cdot 10^{-3} - 3,48 \cdot 10^{-3}$	$1,00 \cdot 10^{-3} - 5,27 \cdot 10^{-3}$	$\geq 6 \cdot 10^{-3}$
Be	$1,8 \cdot 10^{-3}$	0,50	$5,69 \cdot 10^{-4} - 5,69 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4} - 1,25 \cdot 10^{-2}$	$\geq 1,5 \cdot 10^{-2}$
Yb	$2,8 \cdot 10^{-4}$	0,24	$1,61 \cdot 10^{-4} - 4,86 \cdot 10^{-4}$	$9,27 \cdot 10^{-5} - 8,45 \cdot 10^{-4}$	$\geq 9 \cdot 10^{-4}$
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	-	$7 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 6 \cdot 10^{-3}$
Ti	$6,5 \cdot 10^{-1}$	-	$2 \cdot 10^{-1} - 1\%$		$\geq 1\%$
Zr	$7 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$		$\geq 1 \cdot 10^{-2}$
Nb	$< 1 \cdot 10^{-3}$	-	$< 1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 9 \cdot 10^{-3}$		$\geq 1 \cdot 10^{-2}$
Ca	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 7 \cdot 10^{-3}$
Y	$5 \cdot 10^{-3}$	-	$3 \cdot 10^{-3} - 7 \cdot 10^{-3}$		$> 1 \cdot 10^{-2}$
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	-	$1 \cdot 10^{-2} - 7 \cdot 10^{-2}$		$> 1 \cdot 10^{-1}$
Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	-	$2 \cdot 10^{-2} - 1,5 \cdot 10^{-1}$		$\geq 2 \cdot 10^{-1}$
Sc	$8 \cdot 10^{-4}$	-	$2 \cdot 10^{-4} - 7 \cdot 10^{-4}$		$\geq 1 \cdot 10^{-3}$
La	$< 3 \cdot 10^{-3}$	-	$< 3 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$		$\geq 3,5 \cdot 10^{-3}$

Таблица XVII

Статистические параметры логарифмически-нормального распределения химических элементов в нивальном мелкоземле ландшафтов на мелкозернистых двуслюдяных гранитах (среднее из 356 проб)

Элементы	M, вес. %	$s_{lg}$	$\epsilon = \text{antlg } s$	Колебания геохимического фона		$C_A \geq (M \cdot \epsilon^2)$
				с вероятностью 68,3%	с вероятностью 95,4%	
				(M · $\epsilon$ )	(M · $\epsilon^2$ )	
Mn	$3,0 \cdot 10^{-2}$	0,2625	1,83	$5,5 \cdot 10^{-2}$	$1,00 \cdot 10^{-1}$	$> 1,0 \cdot 10^{-1}$
Ni	$1,2 \cdot 10^{-3}$	0,223	1,67	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,35 \cdot 10^{-3}$	$> 3,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$7,9 \cdot 10^{-4}$	0,2175	1,65	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,15 \cdot 10^{-3}$	$> 2,5 \cdot 10^{-3}$
V	$3,7 \cdot 10^{-3}$	0,134	1,36	$5,05 \cdot 10^{-3}$	$6,86 \cdot 10^{-3}$	$> 7,0 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1,94 \cdot 10^{-3}$	0,2175	1,65	$3,20 \cdot 10^{-3}$	$5,28 \cdot 10^{-3}$	$> 5 \cdot 10^{-3}$
Zr	$3,7 \cdot 10^{-3}$	0,155	1,43	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$7,56 \cdot 10^{-3}$	$> 8 \cdot 10^{-3}$
Nb <sup>*</sup>	$5,2 \cdot 10^{-4}$	0,1875	1,54	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,23 \cdot 10^{-3}$	$> 1,5 \cdot 10^{-3}$
Cu	$2,0 \cdot 10^{-3}$	0,352	2,25	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,01 \cdot 10^{-2}$	$> 1 \cdot 10^{-2}$
Pb	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,167	1,47	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$3,24 \cdot 10^{-3}$	$> 3,5 \cdot 10^{-3}$
Zn <sup>*</sup> )	$7 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-	$> 1 \cdot 10^{-2}$
Ca	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,09	1,23	$1,85 \cdot 10^{-3}$	$2,27 \cdot 10^{-3}$	$> 2,5 \cdot 10^{-3}$
Be	$7 \cdot 10^{-4}$	0,142	1,385	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$1,34 \cdot 10^{-3}$	$> 1,5 \cdot 10^{-3}$
Sc <sup>*</sup> )	$7 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	$> 1 \cdot 10^{-3}$
Y	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,176	1,5	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$4,95 \cdot 10^{-3}$	$> 5 \cdot 10^{-3}$
Yb <sup>*</sup> )	$3 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	$> 7 \cdot 10^{-4}$
Sr	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,238	1,73	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$4,49 \cdot 10^{-2}$	$> 5 \cdot 10^{-2}$
Ba	$2,7 \cdot 10^{-2}$	0,137	1,37	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$5,07 \cdot 10^{-2}$	$> 5 \cdot 10^{-2}$
Ti <sup>*</sup> )	$6,5 \cdot 10^{-1}$ (?)	-	-	-	-	$> 1\%$
Mo <sup>*</sup> )	$<< 1 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	$> 1 \cdot 10^{-4}$

Примечание. 1. Модальные значения и величины  $\epsilon$  определены по  $\beta$ -графарету для логарифмически-нормального закона распределения; остальные величины и колебания геохимического фона определены расчетом. 2. Знаком <sup>\*</sup>) отмечены химические элементы, для которых статистические оценки ориентировочны.

Таблица XVIII. Коэффициенты физической миграции химических элементов в нивальных ландшафтах на мелкозернистых двуслюдяных гранитах

Элементы	M, %		F <sub>x</sub>	Колебания
	мелкозем	порода		
Mn	3,0·10 <sup>-2</sup>	1,7·10 <sup>-2</sup>	1,8	0,45-7,75
Ni	1,2·10 <sup>-3</sup>	8,0·10 <sup>-4</sup>	1,5	0,43-5,1
Co	7,9·10 <sup>-4</sup>	1,0·10 <sup>-3</sup>	0,79	0,16-1,86
V	3,7·10 <sup>-3</sup>	3,2·10 <sup>-3</sup>	1,15	0,55-2,45
Cr	1,94·10 <sup>-3</sup>	1,7·10 <sup>-3</sup>	1,14	0,49-2,66
Zr	3,7·10 <sup>-3</sup>	7,0·10 <sup>-3</sup>	0,53	0,26-1,76
Nb	5,2·10 <sup>-4</sup>	1,0·10 <sup>-3</sup>	0,52	0, n - n
Cu	2,0·10 <sup>-3</sup>	1,0·10 <sup>-3</sup>	2,0	0,44-9,0
Pb	1,5·10 <sup>-3</sup>	2,3·10 <sup>-3</sup>	0,65	0,29-1,45
Zn	7·10 <sup>-3</sup>	3,0·10 <sup>-3</sup>	2,34-0,3	0, n - 2,5
Ga	1,5·10 <sup>-3</sup>	2,0·10 <sup>-3</sup>	0,75	0,40-1,85
Be	7·10 <sup>-4</sup>	1,8·10 <sup>-3</sup>	0,39	0,089-1,70
Sc	7·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-4</sup>	2,34	0, n - 3,5
Y	2,2·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-3</sup>	0,44	0,21-1,1
Yb	3·10 <sup>-4</sup>	2,8·10 <sup>-4</sup>	1,07	0,62-1,85
Sr	1,5·10 <sup>-2</sup>	3·10 <sup>-2</sup>	0,5	0,12-2,6
Ba	2,7·10 <sup>-2</sup>	6,5·10 <sup>-2</sup>	0,415	0,13-1,85
Ti	6,5·10 <sup>-1</sup>	6,5·10 <sup>-1</sup>	1,0	0,65-3,0

Таблица XIX. Химический состав природных вод нивальных ландшафтов на мелкозернистых двуслюдяных гранитах и коэффициенты водной миграции (среднее из 17 проб, pH=6,8)

Формы выражений анализа	Катионы				Сумма катионов	Анионы			Сумма анионов
	Na	K	Ca	Mg		HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	
Мг/л	0,8	1,0	6,0	1,8	9,9	25,4	3,5	2,5	30,4
Мг-экв/л	0,02	0,06	0,3	0,15	0,55	0,4	0,1	0,05	0,55
% мг/экв	4,2	10,4	54,5	27,3	100	72,8	18,8	9,1	100
Содержание в породе, %	2,22	3,05	1,39	0,368	-	-	0,017*	0,12**	-
K <sub>x</sub>	1,66	1,49	19,5	22,2	-	-	> 100	95,0	-

\* Величина кларка    \*\* В расчете на серу

Таблица XX. Средние наиболее вероятные (модальные) содержания

Порода	Mn		Ni		Cr	
	$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$
Андезито-дациты	0,026	0,17	(0,0007)	-	0,0019	0,20
Микроклиновые граниты	0,018	0,36	0,0007	0,0028	0,0028	0,26
Полосчатые гранитоиды	0,021	0,28	0,0032	0,36	0,0047	0,30
Двуслюдяные граниты	0,017	0,33	0,0008	0,31	0,0017	0,15
Биотитовые граниты	0,033	0,22	(0,0007)	-	(0,001)	-
Среднезернистые полосчатые двуслюдяные граниты	0,036	0,31	0,0012	0,23	0,0017	0,15
Плагиограниты	(0,07)	-	(0,0007)	-	(0,002)	-
Гранодиорито-гнейсы	(0,03)	-	(0,0007)	-	(0,002)	-
Микроклиновые гнейсы	0,013	0,52	0,002	0,30	0,0028	0,32
Слюдяные сланцы и гнейсы	0,042	0,36	0,002	0,32	0,005	0,90

Примечание. Все расчеты модальных значений ( $X=M$ ) и  $s_{lg}$  произведены геохимических проб коренных пород.

Таблица XXI. Химический состав вод и коэффициенты водной миграции и средних частях горных склонов)

№ проб	Форма выражения анализа	Катионы		
		Na+K	Ca	Mg
8 (pH=7,2)	мг/л	0,2	14,2	5,0
9 (pH=7,0)	мг/л	6,7	12,2	2,4
	Содержание в породе, %	0,62	0,15	1,05
8	$K_x$	0,45	153,8	6,6
9	$K_x$	18,2	156,0	3,85

химических элементов в горных породах Центрального Кавказа

V		Cu		Pb		Be		Yb	
$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$	$\bar{X}$	$s_{lg}$
(0,007)	-	0,0025	0,055	0,0016	0,20	0,0003	0,645	(0,0003)	-
0,0044	0,28	0,0011	0,27	0,0025	0,17	0,0007	0,33	0,0004	0,21
0,0056	0,29	0,0014	0,314	0,0021	0,274	0,0006	0,243	0,0003	0,264
0,0032	0,19	0,001	0,30	0,0023	0,18	0,0018	0,5	0,00028	0,24
0,006	0,73	0,0011	0,27	0,0023	0,14	0,0009	0,13	0,00035	0,173
0,0044	0,21	0,0017	0,23	0,0022	0,17	0,0009	0,3	0,00035	0,21
(0,003)	-	(0,002)	-	(0,002)	-	(0,001)	-	(0,0007)	-
(0,007)	-	(0,002)	-	(0,002)	-	(0,001)	-	(0,0003)	-
0,0047	0,26	0,0020	0,31	0,0022	0,21	0,0004	0,35	0,0003	0,28
0,0057	0,21	0,0022	0,33	0,0023	0,24	0,0007	0,32	0,0005	0,30

Н.М.Череповским по данным 1730 полуколичественных спектральных анализов

в горно-лесных ландшафтах (хвойные сосновые леса в верхних

Сумма катионов	Анионы				Сумма анионов	Сухой остаток
	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>		
19,4	61,0	1,4	4,1	-	66,5	71
21,3	58,0	1,4	4,5	1,10	65,0	60
-	-	~0,02	0,04	-	-	-
-	-	98	144	-	-	-
-	-	98	189,0	100	-	-

Таблица XXII

Коэффициенты водной миграции микроэлементов в верхних и средних ярусах горно-лесных ландшафтов на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с мрамором

Элементы	Концентрация в сухих остатках вод, %	Содержание в породе, %	Коэффициент водной миграции
1	2	3	4
Si	1	33,0	0,00 <i>n</i> -0,0 <i>n</i>
Al	0,07-0,1	3,88	0,0 <i>n</i>
Fe	0,02-0,03	3,0	0,00 <i>n</i>
Mn	$2 \cdot 10^{-3}$ - $7 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,35
Ni	-	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>
Co	-	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>
Ti	$1 \cdot 10^{-2}$	0,158	0,06
V	-	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>
Cr	-	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,0 <i>n</i>

Таблица XXIII

Химический состав вод и коэффициенты водной миграции в лесных и на сочленениях террасы и склона

№ проб	Форма выражения анализа	Катионы			Сумма катионов
		Na + K	Ca	Mg	
1	2	3	4	5	6
10 (pH = 7,7)	мг/л	7,4	52,9	20,9	81,2
(pH = 8,0)	мг/л	6,9	48,7	22,2	77,8
	Содержание в породе, %	0,62	0,13	1,05	-
	$K_x$	4,3	151,5	7,67	-

Таблица XXII (окончание)

Элементы	Концентрация в сухих остатках вод, %	Содержание в породе, %	Коэффициент водной миграции
1	2	3	4
Mo	-	$0, n - n \cdot 10^{-4}$	$0,0 n$
Zr	$7 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$0,1-0,0 n$
Cu	$3 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$0,1-1,0$
Pb	-	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$0,0 n$
Ag	$(1-2) \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1(-1)$
Zn	-	$5 \cdot 10^{-3}$	$0,0 n$
Be	-	$4 \cdot 10^{-4}$	$0,0 n$
Sr	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$0,33$
Ba	$(1-2) \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$0,1 - 0,3$

(хвойных сосновых) ландшафтах в нижних ярусах горных склонов

Анионы				Сумма		Сухой остаток
HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	анионов	раств. веществ.	
7	8	9	10	11	12	13
195,9	1,4	68,3	0,7	266,3	347,5	270
201,4	2,3	56,8	1,04	261,5	339,4	266
-	0,02	0,04	-	-	-	
-	34,5	585,0	100			

Таблица XXIV

Коэффициенты водной миграции микроэлементов в нижнем ярусе лесных ландшафтов (сосновые леса на биотитовых гнейсах и сланцах с мраморами)

Элементы	Содержание в сухих остатках вод		Содержание в породе, %	Коэффициент водной миграции
	%	γ /л		
1	2	3	4	5
Si	1-2	-	33,0	0,00 n-0,00 n
Al	0,07-0,1	-	3,88	0,0 n
Fe	$7 \cdot 10^{-3}$ - $7 \cdot 10^{-2}$	18,90-189,0	3,0	< 0,00 n
Mn	$1 \cdot 10^{-3}$ - $7 \cdot 10^{-3}$	2,68-18,90	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,08-0,54
Ni	$< 7 \cdot 10^{-4}$ - $7 \cdot 10^{-4}$	< 1,6-1,84	$2 \cdot 10^{-3}$	0,1-0,35
Co	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Ti	$3 \cdot 10^{-3}$ - $1 \cdot 10^{-2}$	8,10-26,8	0,158	0,003-0,06
V	-	-	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Cr	-	-	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Mo	$7 \cdot 10^{-4}$	1,9	$< 1 \cdot 10^{-4}$	7,0-10,0
Zr	$< 7 \cdot 10^{-4}$ - $7 \cdot 10^{-4}$	-	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,1-0,0 n
Cu	$7 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-3}$	1,8-2,7	$2 \cdot 10^{-3}$	0,35-0,5
Pb	-	-	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Ag	$1 \cdot 10^{-4}$ - $2 \cdot 10^{-4}$	0,27-0,53	$<< 1 \cdot 10^{-4}$	1-2 (?)
Zn	-	-	$5 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Be	-	-	$4 \cdot 10^{-4}$	0,0 n
Sc	-	-	$6,0 \cdot 10^{-4}$	0,0 n
Y	-	-	$6 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Yb	-	-	$3,0 \cdot 10^{-4}$	0,0 n
Ga	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	0,0 n
Sn	-	-	$<< 1 \cdot 10^{-4}$	0,0 n
Sr	$< 1 \cdot 10^{-2}$ - $2 \cdot 10^{-2}$	< 26,8-53,6	$3 \cdot 10^2$	0,0 n-0,6
Ba	$< 1 \cdot 10^{-2}$ - $1 \cdot 10^{-2}$	< 26,8-26,8	$6,5 \cdot 10^{-2}$	0,0 n-0,15

Таблица XXV

Микроэлементный состав природных вод субальпийских ландшафтов, вес. %

Элементы	Источник		
	№ 12	№ 13	№ 14
Si	≥ 3	0,3	1,0
Al	0,1	0,3	0,2
Fe	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Mn	$1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ni	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ti	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
V	-	-	$7 \cdot 10^{-4}$
Cr	-	$2 \cdot 10^{-2}$	-
Mo	$7 \cdot 10^{-4}$	-	$7 \cdot 10^{-4}$
Cu	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ag	$3 \cdot 10^{-4}$	-	$1 \cdot 10^{-4}$
Zn	-	$7 \cdot 10^{-3}$	-
Sr	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$
Ba	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$
Сухой остаток	82,0	101,0	151,0

Таблица XXVI. Химический состав источников подземных вод

№ проб	Местонахождение источника	Катионы, мг/л			Сумма катионов
		Na + K	Ca	Mg	
12	Сочленение горного склона и террасы	4,6	17,2	3,6	25,4
13	Флювиогляциальная терраса	10,6	14,2	3,7	29,3
14	Основание террасы	1,61	34,5	8,66	44,77
	Среднее	5,6	22,0	5,32	33,15

Таблица XXVII

Поисковые характеристики потоков рассеяния основных рудных минералов в ландшафтах Центрального Кавказа

Минерал	Химическая формула минерала	Физические особенности минералов в шлихах			
		Размер зерен и агрегатов в шлихах, мм	Форма кристаллов и агрегатов минералов	Степень окатанности минерала	Цвет
1	2	3	4	5	6
Пирит - свежие зерна	$FeS_2$	0,05-0,3	Неизмененные кристаллы кубической, пентагон-додекаэдрической формы и неправильные обломки кристаллов	Не окатан, слабо и средне окатан	Латунно-желтый
Галенит	$PbS$	0,1-0,25	Зерна кубической формы и неправильные крист. агрегаты, спайность совершенная	Не окатан и слабо окатан	Свинцово-серый, белесый
Арсенопирит	$CuAsS$	0,2-0,4	Зерна неправильной формы, иногда сплюснутые призматические кристаллы со штриховкой на гранях	Слабо и средне окатан	Серовато-стальной с поверхности бурая пленка окислов железа

в субальпийских ландшафтах

CO <sub>3</sub>	Анионы, мг/л					Сумма анионов	Сухой остаток	pH	Коэффициент сульфатности
	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>				
-	61,0	1,8	14,0	-	0,7	77,5	82,0	7,5	0,28
-	61,0	3,2	20,6	-	-	84,8	101,0	6,7	0,28
-	119,0	1,4	21,4	-	3,6	145,4	151,0	7,5	0,18
-	77,0	2,13	18,7	-	1,4	102,5	111,5	-	0,25

аллювиальных отложениях горных ручьев и рек высокогорных

Степень устойчивости минерала	Распространенность минерала	Протяженность потоков рассеяния минералов в аллювиальных отложениях горных ручьев	Источники поступления минералов в аллювиальные отложения гидросети
7	8	9	10
Устойчив в нивальных и альпийских ландшафтах, неустойчив в субальпийских и лесных	Очень широко в большинстве районов	500-600	Полиметаллические месторождения, кварцевые жиы
Неустойчив, относительно устойчив в нивальных ландшафтах	От редко распространенного до 100%	400-500 (средн.), 1000 (макс.), до 2500 (прерыв.) галенит покрыт церусситом	Тоже, тонкорассеянный галенит из гранитоидов
Относительно устойчив в нивальных ландшафтах, слабо устойчив в альпийских и лесных	Относительно широко в отдельных районах до 60-70%	200-600 (средн.), 500-1000 (макс.), 250-400 (на участках мышьяк, рудопроявл.)	Мышьяковые, полиметаллические рудопроявления, зоны тектонических нарушений

Таблица XXVII (окончание)

1	2	3	4	5	6
Сфалерит	ZnS	0,05-0,2 редко	Зерна неправильной формы и обломки кристаллов с остроугольными очертаниями	Не окатан	Светло-соломенно-желтый, реже желтый, очень редко - черный и бурый марматит
Пирротин	Fe <sub>1-n</sub> S	0,1-0,2	Слабо измененные кристаллы гексагональной и дипирамидальной формы	Не окатан или очень слабо окатан	Бронзово-желтый с темным и бурым оттенком
Марказит	FeS <sub>2</sub>	0,05-0,1; редко до 0,2	Мелкокристаллические агрегаты неправильной формы	-	Серовато-желтый, реже темноцветный, желтый
Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	До 0,1	Мелкие осколки кристаллов и агрегаты кристаллов неправильной формы	Не окатан	Светло-желтый
Халькозин	Cu <sub>2</sub> S	0,05-0,1; очень редко до 0,2	Мелкие неправильной формы кристаллы и агрегаты с ромбическими очертаниями	Не окатан	Свинцово-серый
Молибденит	MoS <sub>2</sub>	0,1; редко до 0,3-0,5	Мелкие тонколистватые пластиночки	Не окатан и слабо окатан	Свинцово-серый
Кинноварь	HgS	0,2-0,08; редко до 0,1-0,3	Мелкие зерна неправильной формы и осколки кристаллов	Не окатан и средне окатан	Красный, ало-красный, вишнево-красный
Антимонит	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	0,01-0,05, до 0,1	Мелкие зерна, сохраняющие первичную кристаллическую форму (призматическую)	Не окатан	Свинцово-серый
Пентландит	(Fe, Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	0,01-0,05, до 0,1	Очень мелкие кристаллы кубической формы	Очень слабо окатан	Светлый, бронзово-желтый

7	8	9	10
Очень неустойчив во всех типах геохимич. ландшафтов	Очень редко, только вблизи рудных выходов	Потоки очень редки. Прерывистые потоки до 400 м связаны с зонами разломов и рудопроявлений	Полиметаллические рудопроявления и зоны тектонических нарушений
Относительно устойчив в нивальных ландшафтах, неустойчив в альпийских и лесных	Широко, в отдельных районах до 80%	200-300 (в нивальных ландшафтах)	Медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления, кварцевые жилы
Устойчив в нивальных альпийских ландшафтах, менее устойчив в лесных	Широко, в отдельных районах до 80% от общ. количества шликров	200-400; потоки сравн. редки, вместе с пирротином в нивальных и альпийских ландшафтах	При разложении пирротина; из кристаллических горных пород, пропитанных марказитом
Крайне неустойчив во всех типах геохим. ландшафтов	Очень редко	Потоков не образует, в отд. аномальных пробах вместе с другими сульфидами	Полиметаллические рудопроявления и отдельные кварцевые жилы
Исключительно неустойчив во всех высокогорных ландшафтах	Исключительно редко	Потоков не образует	Полиметаллические и медно-пирротиновые рудопроявления
Не устойчив; слабо устойчив в нивальных ландшафтах	Редко, но в отдельных районах до 26%	150-200 (прерывистые потоки)	Скарнированные мраморы, пегматитовые жилы, коренные рудопроявления
Слабо устойчив	Редко	Очень редки единичные потоки до 200 м. В большинстве случаев потоки не образуются	Мышьяково-ртутные и полиметаллические проявления
Устойчив во всех ландшафтах	Исключительно редко	Потоков не образует; в единичных зернах на участках полиметаллических месторожд.	Только из отдельных кварцевых жил на участках полиметаллических месторождений
Неустойчив во всех типах ландшафтов	Исключительно редко	Потоков не образует; в единичных зернах	Сульфидные рудопроявления в парагенезисе с пирротином и халькопиритом

## ПРИМЕР РАСЧЕТА ВЕРОЯТНЫХ ЗАПАСОВ МЕТАЛЛА В ОРЕОЛЕ РАССЕЯНИЯ

Ореол располагается внутри контура рудного поля и представляет интерес в отношении возможности подсчета металла в нем и установления связи с рудным телом. Ореол вытянут поперек склона, поэтому не является смещенным и не может быть связан со скатившимися вниз по склону рудными обломками. Обращает внимание двурадialность изолиний металлов в ореоле. Первая аномальная волна концентраций, отмечаемая всеми профилями, располагается у южной кромки склона и четко оконтуривается. В пределах этого контура все пробы показывают аномальные концентрации свинца (0,03–0,1%), а в некоторых пробах сурьмы (до 0,03%). Вторая более ослабленная радиальная волна концентраций характеризуется повышенными значениями свинца (0,03%). За пределами этого контура содержания свинца – фоновые и близкие к фоновым (0,001–0,003%).

Для оценки перспективности данного ореола произведем количественный подсчет содержания металла по различным сочетаниям ореола, пользуясь известными формулами А.П. Соловова (1959). Прежде всего подсчитаем количество металла по каждому профилю по формуле:

$$M = \Delta x \cdot \sin \omega (\Sigma C_x - n C_0),$$

- где  $M$  – количество металла в ореоле, м%  
 $\Delta x$  – шаг пробоотбора, м  
 $\omega$  – угол между осью ореола и направлением профиля  
 $\Sigma C_x$  – арифметическая сумма всех аномальных содержаний металла в ореоле по данному профилю, %  
 $n$  – число точек (проб), принятых во внимание при подсчете арифметической суммы аномальных содержаний  
 $C_0$  – содержание металла, равное нормальному геохимическому фону, %

Для рассматриваемого участка количество свинца следующее:  
 для профиля I–I:

$$M_I = 25 \cdot 1 (0,61 - 3 \cdot 0,003) = 15,03 \text{ м\%},$$

для профиля II–II:

$$M_{II} = 25 \cdot 1 (0,79 - 6 \cdot 0,003) = 19,3 \text{ м\%},$$

для профиля III–III:

$$M_{III} = 25 \cdot 1 (0,39 - 4 \cdot 0,003) = 8,45 \text{ м\%},$$

тогда в ореоле количество свинца составит:

$$M_{\text{ср.}} = \frac{M_I + M_{II} + M_{III}}{3} = 14,25 \text{ м\%}$$

Для правильного истолкования приведенных расчетов отметим, что вычисленная величина  $M_{\text{ср.}}$  отвечает понятию количества металла, сосредоточен-

ном в рудном теле до начала рассеяния. Но для полной количественной оценки ореола ( $P$ ) необходимо учесть протяженность ореола  $L$ .

Следовательно,  $P = L \cdot M_{\text{ср.}}$ , где количественный показатель  $P$  В.И. Красников (1959) предложил называть продуктивностью ореола, имеющего размерность в  $\text{м}^2\%$ , или в  $\text{км}^2\%$ . Поскольку в нашем случае шаг пробоотбора  $\Delta x$  и расстояние между профилями  $l$  постоянны, продуктивность ореола определяется из выражения:

$$P = \Delta x \cdot l (\sum C_x - n C_0),$$

где  $\sum C_x$  - арифметическая сумма содержаний металла по всем аномальным точкам в пределах ореола, %

$n$  - число этих точек.

Подставив численные значения, получим:

$$P = 25 \cdot 100 (1,79 - 13 \cdot 0,003) = 4377,5 \text{ м}^2\%; P_{\text{Pb}} = 0,004 \text{ км}^2\%.$$

Соответственно для сурьмы количество металла по профилям составит:

$$M_{\text{I}} = \text{Sb отсутствует}$$

$$M_{\text{II}} = 25 \cdot 0,3 \cdot 1 = 7,5 \text{ м}\% \text{ (профиль II-III)}$$

$$M_{\text{III}} = 25 \cdot 0,3 \cdot 1 = 7,5 \text{ м}\% \text{ (профиль III-III)}$$

$$M_{\text{ср.}} = 7,5 : P = 25 \cdot 100 \cdot 0,1 = 0,03 \text{ км}^2\%$$

А.П. Соловов, любезно просмотревший наши расчеты, предложил продолжить их по пути определения ориентировочных запасов металла в предполагаемых на глубине рудных телах. Очевидно, прирост металла на 1 м глубины, исходя из данной продуктивности ореола  $P$ , будет определяться выражением:

$$q = P \cdot h \cdot d \cdot 10^{-2} = \frac{P}{40};$$

где  $q$  - прирост металла, на 1 м глубины

$P$  - продуктивность ореола,  $\text{м}^2\%$

$h$  - 1 м глубины ("углубка" по А.П. Соловову)

$d$  - удельный вес горных пород; для упрощения расчетов с небольшой долей погрешности условно принимаем  $d = 2,5 \text{ г/см}^3$ , или

$$2,5 \text{ т/м}^3$$

$10^{-2}$  - числовой коэффициент для перевода количества металла из процентов в тонны

Значит, в нашем случае для свинца на 1 м глубины (на площади  $20\,000 \text{ м}^2$ )

$$q_{\text{Pb}} = 4377,5 \cdot 1 \cdot 2,5 \cdot 10^{-2} = 110 \text{ т/м}^2 \text{ Pb.}$$

Очевидно, такие расчеты теоретически можно распространять до любой глубины, а практически - соотносясь со структурными и геологическими особенностями рудных тел.

Величина запаса металла ( $Q = q \cdot H$ ) определяет ориентировочные запасы металла в ожидаемом рудном теле на какой-то неизвестной глубине  $H$  (в м) от поверхности выявленного ореола.

Распространяя расчеты до глубины 100 м, получим:

$$Q_{100} \approx 10 \text{ тыс. т Рб.}$$

Значит, чтобы ожидаемое рудное тело (рудная жила или серия жил), образующее лишь один ореол рассеяния на поверхности, могло считаться мелким свинцовым месторождением, оно должно быть выработано с глубин не менее 100–150 м.

Конечно, все эти расчеты носят приближенный характер и пользоваться ими следует только при учете геологических структурных позиций рассматриваемых участков. Конкретно для описываемого свинцового ореола ожидаемым рудным телом (для которого и производились нами расчеты запасов) может быть или крупная кварцевая жила, или серия сближенных более мелких рудных жил. В расчетах не учитывался переходный коэффициент ( $K$ ) между продуктивностью ореола ( $P_{ор}$ ) и продуктивностью рудного тела ( $P_{р.т}$ ), который, очевидно, существует для прямо пропорциональной зависимости:

$$P_{ор} = K \cdot P_{р.т}$$

Коэффициент пропорциональности  $K$  для высокогорий Кавказа точно не определен; в ряде участков колеблется в пределах 0,7–1,0. В высокогорной части Киргизии, по данным А.П. Соловова и Н.Я. Кунина (1960), коэффициент пропорциональности для большинства случаев составляет 0,9–1. По предложению А.П. Соловова, в своих расчетах мы принимаем  $K = 1$  ввиду схожести условий выветривания высокогорных хребтов Киргизии и Северного Кавказа. Но даже меньшее значение  $K$ , которое может оказаться в действительности, не повлияет на порядок ожидаемых цифр.

Приведенные выше расчеты вероятных запасов металла на глубине относятся только к одному ореолу рассеяния, по параметрам и аномальным концентрациям свинца, близким к рассмотренному ореолу рассеяния. Следовательно, ожидаемые запасы свинца в рудных телах, оцененные только по продуктивности обнаруженных нами вторичных ореолов рассеяния, близки к запасам среднего (на глубине 500 м) и мелкого (на глубине около 150 м) свинцовых месторождений (в масштабе кавказских свинцово-цинковых месторождений). Вместе с запасами свинца, сосредоточенными в известных и вновь обнаруженных рудных жилах, описываемый участок может быть оценен как полиметаллическое месторождение среднего масштаба. Поэтому здесь необходимо провести более детальные поисково-разведочные работы.

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Глава I.</b>	
Принципы составления ландшафтно-геохимических карт и общая геохимическая характеристика высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа . . . . .	7
Геохимическая классификация ландшафтов и методика составления ландшафтно-геохимических карт . . . . .	9
Содержание и поисковое значение ландшафтно-геохимических карт	15
Общая геохимическая характеристика . . . . .	18
Краткий геологический очерк . . . . .	18
Влияние живого вещества на миграцию химических элементов .	20
Твердый и растворимый сток . . . . .	24
Геохимические особенности горно-лесных субальпийских и альпийских ландшафтов . . . . .	30
<b>Глава II.</b>	
Ледники и снежники . . . . .	36
Ледники . . . . .	36
Морфология ледников . . . . .	36
Термический режим и осадки . . . . .	40
Геохимическая характеристика льда . . . . .	41
Снежники . . . . .	48
Влияние ледников и снежников на миграцию химических элементов	51
Геохимические барьеры . . . . .	55
<b>Глава III.</b>	
Нивальные и субнивные ландшафты . . . . .	69
Геохимические ландшафты на существенно хлоритовых гнейсах . .	70
Минералого-геохимическая характеристика коренных пород . . .	70
Минералого-геохимическая характеристика нивального мелко-зема . . . . .	71
Водная миграция . . . . .	74
Геохимические ландшафты на хлорит-кварц-полевошпатовых гнейсах и хлорит-серицит-кварцевых сланцах . . . . .	76
Геохимические ландшафты на существенно биотитовых гнейсах и сланцах с пластами мраморов и амфиболитов . . . . .	79
Минералого-геохимическая характеристика коренных пород . . .	79
Минералого-геохимическая характеристика нивального мелко-зема . . . . .	81
Водная миграция . . . . .	81

Геохимические ландшафты на мелкозернистых двусторонних границах . . . . .	89
Минералого-геохимическая характеристика коренных пород . . . . .	89
Минералого-геохимическая характеристика нивального мелкозема . . . . .	94
Водная миграция . . . . .	96

Глава IV.

Применение метода сопряженного геохимического анализа в изучении высокогорных ландшафтов . . . . .	101
--	-----

Опыт исследования геохимического сопряжения ландшафтов на однородном кристаллическом субстрате . . . . .	101
Общие черты водной миграции . . . . .	104
Особенности водной миграции в горно-лесных и субальпийских ландшафтах . . . . .	106
Геохимическое сопряжение ландшафтов зон тектонических нарушений . . . . .	112
Формирование основных типов эпигенеза как результат естественного сопряжения геохимических ландшафтов . . . . .	118

Глава V.

Особенности геохимических поисков рудных месторождений . . . . .	128
Шлиховые поиски . . . . .	128
Литогеохимическая (металлометрическая) съемка . . . . .	134
Потоки рассеяния . . . . .	134
Вторичные ореолы рассеяния . . . . .	141
Гидрогеохимические поиски . . . . .	151
Условия миграции химических элементов . . . . .	153
Гидрогеохимические аномалии . . . . .	155
Образование гидрогеохимических ореолов в ледниках . . . . .	157
Заклучение . . . . .	161
Литература . . . . .	162
Приложения . . . . .	168

АНАТОЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ НАЗАРОВ

**ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ**

Утверждено к печати Институтом агрохимии  
и почвоведения АН СССР

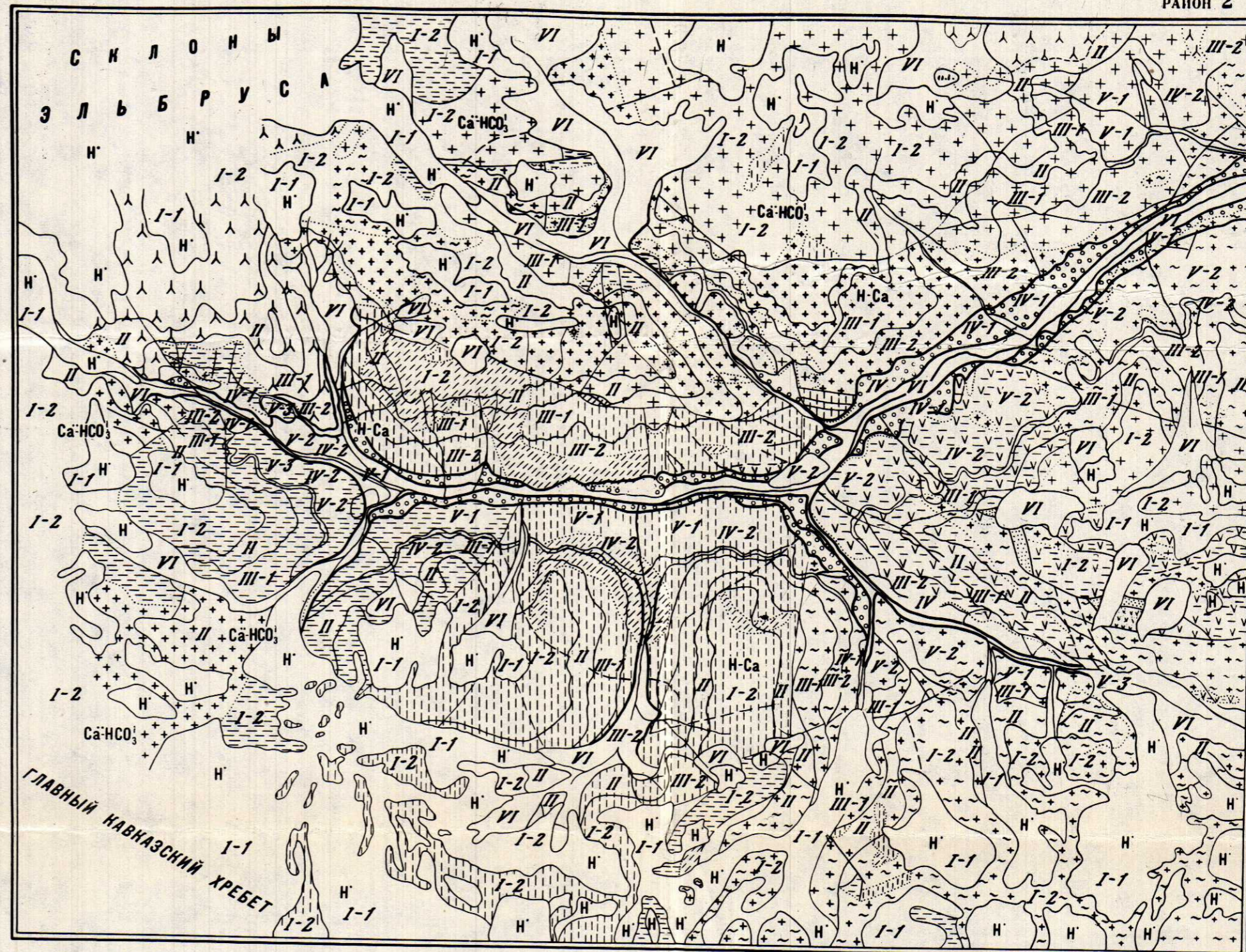
- > Редактор издательства Л.Г. Васютинская  
Обложка художника Л.С. Эрман  
Художественный редактор С.А. Литвак  
Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 31/X-74 г. Т - 18212  
Усл.печ.л. 12,5+Вкл.0,5. Уч.-изд.л. 12,8  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1.  
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 8088  
Цена 1 р. 28 к.

Книга издана офсетным способом  
Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома  
Москва, Волочевская ул., д. 40.



Рис. 2. Ландшафтно-геохимические карты высокогорных районов Центрального Кавказа.  
Составил А.Г. Назаров



ГРУППЫ, ТИПЫ И СЕМЕЙСТВА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

I-1	Ледники
I-2	НИВАЛЬНЫЕ: Скальные гребни и скалы покрытые накипными лишайниками, современные ледниковые отложения и морены, лишённые растительности
II	СУБНИВАЛЬНЫЕ: Участки скал разрушенных горных хребтов, пролювиальных и делювиальных горных склонов, осыпей, морей, обвалных гравитационных накоплений с фрагментарными почвами и примитивной растительностью
III-1	Семейство альпийских ковров с перегнойно-щебенистыми почвами на крутых горных склонах
III-2	АЛЬПИЙСКИЕ: Семейство альпийских лугов с торфянисто-дерновыми горно-луговыми почвами на выложенных горных склонах средней крутизны и флювиогляциальных террасах
IV-1	Неразделенные (высокотравье и стелющиеся кустарники-рододендрон кавказский и можжевельник)
IV-2	СУБАЛЬПИЙСКИЕ: Субальпийское редколесье
V-1	Лесные без подразделения (смешанные сосново-березовые леса)
V-2	Тип хвойных (сосновых) лесов
V-3	Тип лиственных (березовых) лесов
VI	Пойменные ландшафты днищ троговых долин, ледниковых концевых бассейнов, крупных карров, ледниковых цирков и других депрессивных рельефа

КЛАССЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

H'	Кислый
H'-Ca-HCO <sub>3</sub>	Переходный от кислого к нейтральному карбонатному
Ca-HCO <sub>3</sub>	Нейтральный карбонатный

РОДЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

	Сильной физической миграции (совпадает с нижней границей большинства типов и семейств геохимических ландшафтов)
	Слабой физической (механической) миграции на участках перегиба горных склонов и флювиогляциальных террасах

ВИДЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

	Ландшафты на метаморфизованных существенно хлоритовых гнейсах (без кристаллических сланцев)
	Ландшафты на хлорит-кварц-полевошпатовых гнейсах и хлорит-серицит-кварцевых сланцах
	Ландшафты на существенно биотитовых гнейсах и сланцах, с пластами мраморов и амфиболитов
	Ландшафты на слюдяных (преимущественно биотитовых и мусковит-биотитовых) сланцах и гнейсах, местами чередующихся с силлиманитовыми андалузитовыми и гранатовыми сланцами
	Ландшафты на преимущественно мусковитовых (серицитовых, хлоритовых, серицит-хлоритовых) сланцах и гнейсах с многочисленными пластами амфиболитов, переслаивающиеся с роговообманковыми и амфиболовыми сланцами, реже с андалузитовыми и силлиманитовыми сланцами
	Ландшафты на альбитизированных амфиболитах
	Ландшафты на осадочных песчано-глинистых отложениях (юрских филлитовидных глинистых сланцах и песчаниках)
	Ландшафты на лавах андезито-дацитового состава
	Ландшафты на породах ультраосновного и основного состава - э.л. (перидотитах, габбродах, габбро-диоритах, гибридных кварцевых диоритах)
	Ландшафты на кварцевых диоритах, гранодиоритах, гранодиорито-гнейсах
	Ландшафты на плаггиогранитах
	Ландшафты на серых средне- и крупнозернистых существенно биотитовых гранитах-гранодиоритах

	Ландшафты на серых мелко-среднезернистых и порфиридных существенно биотитовых гранитах
	Ландшафты на лейкократовых мелкозернистых и среднезернистых полосчатых двуслюдяных гранитах (типа Уллу-кам)
	Ландшафты на двуслюдяных гранитах с многочисленными ксенолитами кристаллических сланцев и гнейсов (.анатектических гранитах)
	Ландшафты на среднезернистых существенно мусковитовых гранитах - э.л. (элементарные ландшафты)
	Ландшафты на лейкократовых средне- и крупнозернистых существенно микроклиновых гранитах с гранатом (гранитодах аляскитового состава) - э.л.
	Ландшафты на инъекционных мигматитах
	Ландшафты на флювиогляциальных отложениях речных террас различного вещественного состава
	Линейные ландшафты зон тектонических нарушений
	Ландшафты участков развития линейных и площадных геохимических барьеров

ГРАНИЦЫ

	Между группами, типами, семействами и родами геохимических ландшафтов
	Между классами ландшафтов
	Между видами ландшафтов

1 p. 28 к.

1152