

134321
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

764
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА им. В. В. ДОКУЧАЕВА

ТОМ XXXIV

**ВЫВЕТРИВАНИЕ
И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ**

34



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1950 ЛЕНИНГРАД

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1950 ЛЕНИНГРАД

49245

Писать разборчиво

Шифр П-64

Автор

Название Мухоморы и грибы. Доклад

Том 34

Год издания и № 1950

Фамилия

СССР Академия Наук

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

академик Б. Б. Полин

и директор Почвенного института

член-корреспондент АН СССР И. В. Тюрик

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик Л. И. Прасолов (председатель), академик Б. Б. Полин, профессор, доктор с.-х. наук И. И. Антипов-Каратаев (зам. председателя), член-корреспондент АН СССР И. П. Герасимов, профессор, доктор биол. наук М. М. Кононова, профессор, доктор геогр. и с.-х. наук Ю. А. Ливеровский и кандидат геол.-мин. наук Т. Ф. Якубов

49245
Библиотека Книжного
Филиала АН СССР

ОТ РЕДАКЦИИ

В настоящий выпуск «Трудов Почвенного института» вошли работы сотрудников и аспирантов Лаборатории минералогии почв, выполненные в 1947—1949 гг.¹ Необходимо отметить, что уже с первых моментов существования Лаборатории минералогии почв ее исследования не ограничились и не могли ограничиваться только определением почвенных минералов. Своей основной задачей Лаборатория считала освещение вопросов миграции минеральных элементов в биосфере и обмена минеральными элементами между породой, почвой и организмами. Так как в этих процессах почвенные минералы и их превращения под влиянием выветривания и почвообразования приобретают особенно крупную роль и так как для изучения минералов сотрудникам Лаборатории пришлось овладеть новыми специальными методами, то эти обстоятельства сообщили Лаборатории специфический характер и обусловили официальное наименование ее. Но это не помешало, понятно, применять и другие методы, необходимые для решения вопросов миграции и обмена элементов. Работа распределялась таким образом, что научный сотрудник давал законченное решение того или иного частного вопроса, а все работы в совокупности составляли материал для решения более общих вопросов.

Все работы, вошедшие в состав сборника, распределяются на четыре группы. Первая (статья М. А. Бобрицкой) касается исключительно первого момента почвенного цикла, а именно разрушения минералов организмами и поглощения ими минеральных элементов. Вторая группа, включающая три следующие работы (М. А. Глазовской, Е. И. Парфеновой и Е. А. Яриловой), охватывает уже совокупность процессов, под влиянием которых протекают первые стадии превращения породы в почву и формирование примитивных почв в области горных лугов; третья группа (статьи Д. Н. Иванова и К. В. Веригиной) рассматривает миграцию в биосфере меди и железа и роль этих элементов в почвообразовании; последние две работы (И. И. Феофановой) освещают вопросы образования некоторых

¹ Исключение представляет лишь работа К. В. Веригиной, сотрудницы Лаборатории химии почв.

вторичных минералов, формирующихся под влиянием процессов почвообразования.

Следует отметить, что приведенные в настоящем томе работы, посвященные теоретической проблеме почвообразования, имеют как общее значение для дальнейшего развития идей выдающихся советских исследователей — академиков В. И. Вернадского и В. Р. Вильямса, так и практическое значение в связи с конкретной разработкой некоторых частных тем, как, например, использование медных удобрений, и методических вопросов, решение которых важно для поисков полезных ископаемых.

М. А. БОВРИЦКАЯ

ПОГЛОЩЕНИЕ ЛИТОФИЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ МИНЕРАЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Для выяснения генезиса почв и познания процесса образования почвы из бесплодного камня исследования нужно начинать с изучения первых стадий почвообразования, обусловленных, в частности, таким важнейшим фактором, как воздействие литофильной растительности на массивно-кристаллические породы.

Работами Б. Б. Полюнова и сотрудников его лаборатории, на основании наблюдений в лесной области Урала на гранито-гнейсах Ильменского заповедника, в высокогорной области Северного Кавказа на слюдястых сланцах и амфиболитах (Ярилова, 1947), на спенигах (Ассинг, 1949), на базальтах, андезито-дацитах, нефелиновых спенигах Армении (Айдинян, 1949) и в высокогорной и лесной зонах Тянь-Шаня на гранитах (Глазовская, 1950), выяснена неправильность представления о стерильном выветривании горных пород и установлено, что образование рухляка происходит при активном участии организмов. При этом огромная роль в процессах выветривания принадлежит литофильной растительности и, в частности, литофильным лишайникам.

«Их деятельность, характерная для фазы глиптогенеза, готовит материал не только для континентальных отложений, но и для литогенеза в широком смысле этого слова» (Полюнов, 1945).

В своей работе, начатой в 1946 г., мы остановились на вопросе о поглощении первичной литофильной растительностью минеральных элементов.

В 1940 г., изучая первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах Ильменского заповедника, Б. Б. Полюнов со своими сотрудниками применил сопряженный анализ материнской породы (гранито-гнейса), золы поселившегося на ней лишайника из рода *Parmelia*, продуктов различной стадии гумификации этого лишайника и образовавшегося в результате взаимодействия лишайника с породой мелкозема.

В выводах была отмечена способность этого литофильного лишайника к высокому накоплению фосфора, серы и калия, т. е. наиболее существенных абсолютных органофенов минерального происхождения. Очевидно, что эта способность, гарантируя высокое содержание этих элементов в первичных продуктах почвообразования, образующихся на массивно-кристаллических породах, связана с моментом возникновения п л о д о р о д и я, т. е. того основного свойства, которым почва отличается от материнской породы.

Значительно позже С. А. Захаров вместе с А. К. Серебряковым (1949), цитируя указанную работу Б. Б. Полюнова, выразили уверенность в том, что процесс, выявленный в этой работе, является свойством предгорной растительности с довольно континентальным климатом и что, «конечно, нельзя наблюдать аналогичный процесс в высокогорной зоне».

Однако еще ранее работы С. А. Захарова и А. К. Серебрякова появилась оставшаяся, по видимому, неизвестной указанным авторам работа Е. А. Ярловой, вышедшая из лаборатории Б. Б. Полюнова (1947), которая подтвердила свойство литофильных лишайников *Haematomma ventosum*, *Squamaria rubina* и *Gyrophora cylindrica* концентрировать те же органические S, P и в меньшей степени K в условиях высокогорной области Северного Кавказа. Материнскими породами в этом случае являлись слюдястый сланец и амфиболиты.

Наконец, несколько позже, по окончании наших исследований, появилась работа И. А. Асси́нг (1949), в которой та же способность концентрации P, S и K была установлена для литофильных лишайников из родов *Gyrophora* и *Parmelia* на сени́те опять-таки для высокогорной зоны Кавказа.

Материал, накопленный указанными исследованиями Б. Б. Полюнова и его учеников, в том числе Е. А. Ярловой и И. А. Асси́нг, достаточен, чтобы с большой долей вероятности предполагать, что концентрация примитивной литофильной растительностью таких абсолютных органогенов минерального происхождения, как S, P и K, является не частным случаем и не зональным явлением, а общим правилом.

Задачей нашей работы было получить фактический материал, подтверждающий это предположение. Путем ряда аналитических исследований мы стремились: 1) выяснить зольный состав литофильной растительности на других породах и особенно на гранитах, выходы которых составляют не менее 60% выходов всех скальных пород земного шара, и на известняках, выходы которых широко распространены, а химический состав и свойственная им первичная литофильная флора отличаются оригинальными особенностями, и 2) выяснить зольный состав не только скальных лишайников, но и мхов, которые во многих случаях принимают участие в образовании первичных почв.

В процессе выполнения работы мы сразу же столкнулись с недостаточно разработанной методикой зольного анализа и в особенности наших объектов, т. е. литофильной растительности. Это заставило нас уделить в своих исследованиях особое внимание методике анализа.

Методика зольного анализа достаточно полно описана в агрохимической литературе (Прянишников, 1934; Ключковский и Шестаков, 1937), но по зольному анализу литофильной растительности работ чрезвычайно мало. Нам известна лишь работа Л. Н. Александровой (1949). Работа выполнена на кафедре почвоведения Ленинградского университета. Мы познакомились с ее рукописным текстом спустя некоторое время после того, как начали работать с лишайниками.

Зольный анализ растений Л. Н. Александрова разделяет на четыре основных этапа работы: 1) подготовка материала к озоленю, 2) озоление для определения количества золы, 3) определение в золе отдельных элементов и 4) вычисление полученных результатов.

Для отделения примесей от растительного материала, и в частности лишайников, автор испытал два приема: механическое отделение примесей отмучиванием водой и эфиром и химическое отделение примесей по принципу растворения всех зольных элементов за исключением SiO_2

в 5%-ной HCl ¹, а SiO_2 золы — в 5%-ной KOH ; механические примеси этой обработкой не затрагиваются.

При отмучивании примесей водой необходимо учитывать, по мнению автора, общую сумму растворившихся в воде веществ и проводить анализ минеральных веществ, переходящих в раствор, присоединяя их количество к зольным элементам. В случае отмучивания эфиром следует учитывать только общую сумму извлеченных веществ для последующих пересчетов.

При химической обработке Л. Н. Александрова экспериментально установила:

1) 5%-ная KOH при 20-минутном кипячении полностью растворяет аморфную SiO_2 зольной части растения, причем примеси сколько-нибудь заметно обработкой не затрагиваются.

2) При действии 5%-ной HCl на золу кислота способна значительно растворять примеси, главным образом выветрившиеся частички породы. например: гранита — до 16% глинистых продуктов его выветривания; мшиста — до 36% всей массы. Таким образом, результаты зольного анализа будут завышены главным образом за счет SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , т. е. элементов, которые в зольной части растения находятся в небольшом количестве.

Пока не известно, какие формы соединений отдельных элементов образуются при озолении; можно лишь догадываться, что катионы Ca, Mg, K и Na присутствуют в золе в виде сульфатов и главным образом карбонатов, полностью растворяющихся в разбавленной HCl .

SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , если они находятся в золе в форме отдельных гелей и озоление производилось при температуре не выше 500–600°С, исключаящей появление алюмо- и ферросиликатов, также будут растворяться в HCl и KOH .

Для полного анализа золы Л. Н. Александрова предлагает проводить два озоления — сухое озоление, при температуре не выше 400°С, для определения количества чистой золы SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , P_2O_5 и мокрое озоление в HNO_3 и царской водке для определения S, K и Na; с последующим определением элементов независимо друг от друга. CO_2 золы определяется в специальном аппарате; SiO_2 — кипячением с 5%-ной KOH и последующим осаждением; Ca — щавелевокислым методом в объемной модификации; Mg — в горячем состоянии по Шмитцу; Mn — с надсерниокислым аммонием; Al — колориметрически с оксихинолином; Fe — колориметрически в виде роданида; P — молибденовым способом в модификации Розанова, колориметрически; S — осаждением BaCl_2 ; K — кобальто-нитритным методом в модификации Антипова-Каратаева и Мясниковой; Na — по разности из суммы хлорных щелочей; Cl — из отдельной навески по Шестакову и Качеву.

Методические указания Л. Н. Александровой послужили нам при исследованиях отправным пунктом. Но некоторые методические вопросы, возникающие при проведении анализа, оставались неясными, и необходимо было их уточнить. Это касалось как подготовки образца к анализу, сжигания образца, так и определения отдельных элементов золы.

Всякого, кто сталкивается с зольным анализом лишайников, постоянно волнует вопрос, насколько исследователь наблюдает истинную природу лишайника и не являются ли определяемые зольные элементы в большей своей части минеральными примесями горных пород. Чтобы разъяснить

¹ По более поздним исследованиям Е. А. Ярловой, 5% HCl растворяет не полностью все элементы, в частности соединения кальция.

возникающие при исследовании осложнения, припомним некоторые свойства лишайников и условия их существования.

По внешнему виду в лихенологии различают лишайники: кустистые, прикрепляющиеся к субстрату основанием — гомфом; листоватые, прикрепляющиеся к субстрату основанием и имеющие гладкую поверхность листа большего или меньшего размера; накипные (наиболее распространенная группа), тело которых развивается внутри камня на глубине 2—3 см, на поверхности же камня образуется лишь корка.

Естественно, что при таком тесном соприкосновении с горной породой вся нижняя поверхность лишайника или основание его покрыты минералами, а верхняя поверхность — атмосферной пылью.

При химическом анализе лишайника эти минеральные примеси способны исказить истинный результат анализа. Вот почему первоочередной задачей при зольном анализе нам представляется тщательная очистка и подготовка лишайника к анализу.

В результате экспериментальных поисков нами предложено вести подготовку образца к анализу сообразно виду лишайника и степени его загрязнения.

Так, кустистые лишайники (например, *Cetraria islandica*) достаточно очистить щеточкой, осторожно лезвием бритвы срезать основание и, убедившись при помощи бинокулярной лупы, что на поверхности лишайника нет характерного блеска от присутствия минеральных частиц, пускать образец в анализ.

Такой очистке могут подвергаться и некоторые листоватые формы, например род *Gyrophora*. Листоватые формы, более загрязненные пылью, желательно после механической очистки 2—3 раза быстро отмыть в стаканчике с эфиром, всякий раз сливая прочь эфирный раствор, затем высушить образец при 30°C в сушильном шкафу или просто оставить на ночь на фильтровальной бумаге. В обработанном таким образом лишайнике *Gyrophora cylindrica* зольность составляла 0,86% воздушно-сухой навески, в то время как зольность неочищенного аналогичного образца равнялась 2,45%.

Контролируя золу очищенного и неочищенного лишайника при помощи поляризационного микроскопа при увеличении в 80 раз (при скрещенных николях), можно наглядно убедиться в достоверности этих цифр (фиг. 1 и 2).

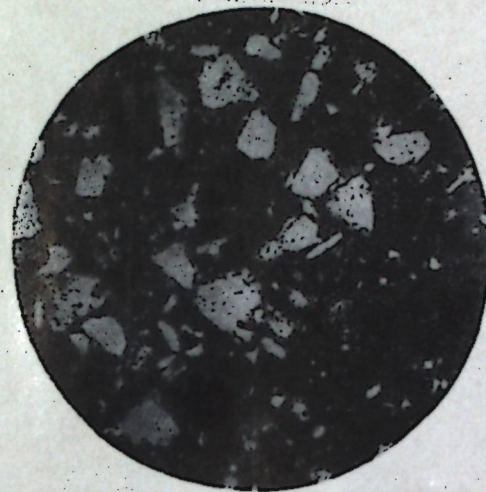
Механическая очистка бритвой под бинокулярной лупой листоватых форм, стелющихся по породе (как, например, роды *Parmelia*, *Squamaria*, *Xanthoria*) с сильно сморщенной поверхностью листа, требует максимального внимания и тщательности.

Для накипных лишайников такой способ очистки, естественно, не пригоден. В этих случаях можно рекомендовать отделение минеральных примесей методом центрифугирования при 10 тыс. об/мин. с бромформом уд. веса 1,8 и промыванием ксилолом, с предварительным растиранием лишайника до размера 0,25 мм в агатовой ступке деревянным пестиком.

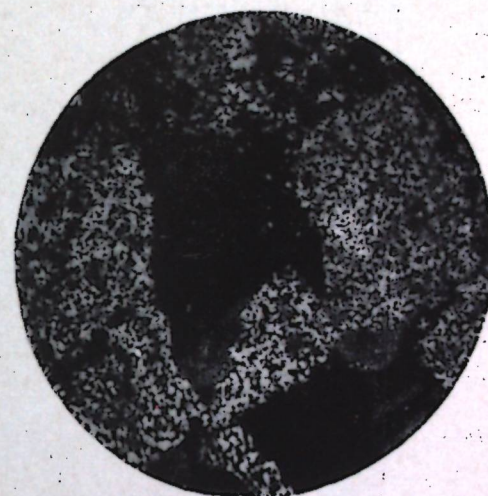
В наших опытах зольность накипного лишайника *Haematomma ventosum* с поверхности диорита до очистки составляла 33,83% на воздушно-сухое вещество, а после центрифугирования — 8,13%.

Приготовленные в канадском бальзаме шлифы очищенного и неочищенного лишайника при увеличении в 80 раз в поляризационном микроскопе (при скрещенных николях) показали резкую разницу препаратов в пользу очищенного образца (фиг. 3 и 4).

Однако полного удаления примесей нам не удалось достигнуть. На поверхности лишайника оставались присыпки мельчайших минеральных



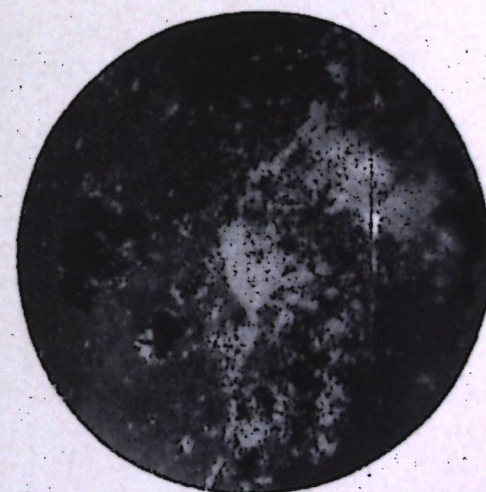
Фиг. 1. Зола лишайника *Gyrophora cylindrica*, неочищенного. Содержит массу минеральных примесей. Хорошо видны крупные минералы. Увел. 80.



Фиг. 2. Зола лишайника *Gyrophora cylindrica*, очищенного. Видны крупные минералы. Увел. 80.



Фиг. 3. Зола лишайника *Haematomma ventosum*, неочищенного. Видны крупные минералы. Увел. 80.



Фиг. 4. Зола лишайника *Haematomma ventosum*, очищенного центрифугированием. Видны сферолиты кальция лишайника. Увел. 80.



Фиг. 5. Выходы гранитов близ Умпырского перевала
Фото А. И. Троицкого



Фиг. 6. Хребет Дженту. Фото А. И. Троицкого

частиц, хорошо заметные по краям. Эти присыпки нужно было каким-то образом отделить от лишайника.

Возникла мысль о введении в бромформ эмульсии мыла, способного понизить поверхностное натяжение бромформа и тем самым увеличить его смачиваемость. Однако применение эмульсии к ожидаемому результату не привело.

Зольность лишайника *Haematomma ventosum* с 33,83 % снизилась лишь до 9,73 %, что не дает основания говорить о преимуществе мыльной эмульсии.

Было бы хорошо продолжить эти опыты и добиться полного отделения примесей при центрифугировании (да и при отделении органической части почвы от минеральной этот способ может иметь существенное значение), но это не относится к непосредственной цели настоящей работы, а потому ограничимся достигнутым.

Специфические морфологические особенности мхов, а именно отсутствие корней, слабое прикрепление к субстрату корневыми волосками-ризоидами и чешуйчатое строение самого растения потребовали при подготовке образца к анализу применения отмывающей жидкости.

Используя для этой цели обычную дистиллированную воду, 50%-ный спирт и эфир, мы получили при обработке хорошо развитых, крупных экземпляров мха *Grimmia* sp. с поверхности диорита следующие результаты: зольность неочищенного мха *Grimmia* sp. составляла 20,53% на сухое вещество; мха, отмытого 50%-ным этиловым спиртом, 10,19%; мха, отмытого дистиллированной водой, 13,06%; мха, отмытого эфиром, 13,42%¹.

Наиболее приемлемой жидкостью для отмывания мха может служить дистиллированная вода. Основное возражение, заключающееся в том, что вода может растворять минеральные элементы, нами учитывалось, но по сравнению с применением эфира эти потери явно незначительны и не в состоянии существенно нарушить зольный состав растения. Вряд ли эти изменения будут играть роль и при сравнении анализов образцов мха с разных пород. Поэтому при проведении зольного анализа мха мы рекомендуем, удалив частички мелкозема с основания при помощи пинцета, отмыть каждую былинку в дистиллированной воде, просушить образец между листами фильтровальной бумаги и просмотреть на чистоту под бинокулярной лупой. Только тогда он будет пригоден для анализа.

Учитывая, что подготовка образца литофильной растительности к зольному анализу оказывает решающее влияние на результаты анализа, мы остановились на этих способах очистки, несмотря на их крайнюю трудность. В день удается очистить под бинокулярной лупой от одного до двух граммов материала, причем эту операцию может с успехом проводить и технический работник.

Прежде чем определять неорганические составные части какого-либо растения, нужно их перевести в раствор, а для этого требуется разрушить органическое вещество.

Методы, применяемые для этой цели, группируются под названиями «сухое озоление» и «мокрое озоление».

При методе сухого озоления проводят сжигание растительного материала в муфеле при температуре 350—400° С. В остатке золы определяют SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO , CO_2 и механические примеси.

¹ Наименьший выход золы получается при отмывании 50%-ным спиртом. Однако известно, что спирт, обладая большой смачивающей способностью, растворяет восковой (кутикулярный) слой на чешуйках мха и тем самым облегчает вымывание зольных элементов.

Наиболее распространенный метод мокрого озоления — сжигание в HNO_3 с прибавлением H_2O_2 — чаще служит только для определения К, Na, P и S, поскольку сера и фосфор при сухом озолении образуют легколетучие окислы. P_2O_5 плавится при 563° , а при более высокой температуре испаряется, а также может восстанавливаться сухим углем до свободного P и улетучивается; при температуре более 600° улетучиваются хлориды щелочей и, что особенно существенно, разлагаются карбонаты.

При сухом озолении можно прокалывать сухой образец или предварительно смоченный H_2SO_4 ; в последнем случае все зольные элементы определяются в виде сульфатов (особенно рекомендуется для спектрального анализа, так как сульфаты — наиболее удобные соли для возбуждения спектра в электрической дуге).

Прокалывание может производиться также с добавлением основных веществ — извести (при определении хлора) или ацетатов и нитратов кальция и магния. В этом случае не происходит потери фосфора даже при 800° . Для определения бора в растительном материале рекомендуется перед озолением добавлять NaOH для предупреждения потери борной кислоты.

Сухое озоление должно проводиться всегда при низкой температуре ($300\text{--}400^\circ$) и медленно. Чтобы получить хорошую золу, свободную от присутствия частичек угля, требуется большой навык в работе и терпение. При повышении температуры не исключена возможность потери некоторых элементов, образования комплексных силикатов, трудно растворимых в HCl даже при длительной обработке, а также плавления некоторых солей золы, вследствие чего расплавленные соли окружают частички угля и препятствуют его сгоранию. Быстрое озоление ведет к излишнему местному перегреву, даже взрыву и раскалыванию массы добела. Как бы аккуратно ни проводилось сухое озоление, силикатный остаток, после обработки золы HCl, всегда содержит небольшие количества некоторых составных частей, а кроме того, в зависимости от осторожности и искусства аналитика, растительная зола всегда будет содержать то или иное количество остаточного угля.

Нельзя забывать и того, что содержание карбонатов в растительных золах различно и зависит от их природы. В одних они содержатся в значительном количестве, в других почти совсем отсутствуют, и основания остаются в виде силикатов или окислов. Карбонаты при озолении могут в значительной мере начать разлагаться от небольших колебаний температуры ($400\text{--}600^\circ$) и характера других условий озоления (перемешивание, продолжительность и др.).

Разумеется, нельзя не признать, что, при соответствующем навыке и терпении, методом сухого озоления можно добиться надежных результатов как по определению отдельных составных частей золы, так и общей суммы.

Тот, кто получал растительную золу сухим способом, вероятно, согласится с нами, что очень трудно предугадать время сжигания образца (иногда сжигание длится до 25—30 дней) и получить золу с наименьшим количеством остатка угля. Поэтому свое внимание мы сосредоточили на методах, несомненно более удобных, имеющих ряд преимуществ, — на методах мокрого озоления.

Мокрое озоление проводится обычно в растворах H_2SO_4 (температура кипения 338°) + HNO_3 ($120,5^\circ$); HNO_3 + H_2O_2 (для определения SO_4); H_2SO_4 + HNO_3 и HClO_4 и др. Устойчивая температура сгорания определяется точкой кипения кислоты или смеси и исключается возможность образования комплекса нерастворимых силикатов; в случае применения H_2SO_4 и HClO_4 происходит полная дегидратация кремнекислоты. Мокрое

озоление происходит быстро, без потерь и может проводиться с большим числом образцов одновременно.

В своих опытах мы решили испытать хлорную кислоту — HClO_4 .

Попытки применить хлорную кислоту для мокрого озоления растительного материала были известны и раньше, однако бурная реакция кислоты с органическим веществом, непрерывное всучивание, выброс материала, в особо неблагоприятных случаях — взрыв, постоянно вынуждали отказаться к этому реактиву с большим опасением и часто приводили к отказу от применения его в зольном анализе и обращению к более спокойным окислителям: HNO_3 , H_2O_2 , H_2SO_4 .

В нашей работе для мокрого озоления применялась 30%-ная HClO_4 удельного веса 1,20. Нами установлено, что при этой концентрации кислоты озоление протекает быстро, полно, не вызывая взрывов.

Растертая в агатовой ступке навеска растительного материала в количестве 5 г, помещенная в колбу Кьельдаля на 100 мл, заливается 20 мл 30%-ной HClO_4 (уд. веса 1,20). За ночь хлорная кислота впитывается растительной массой и в некоторой степени реагирует с ней. На следующий день ведется нагревание в вытяжном шкафу на электрической плитке (или газовой горелке) с асбестовой сеткой, при внимательном наблюдении за поведением содержимого в колбе и регулировании подачи тепла асбестом. В первый же час озоления, по достижении в колбе температуры 130° , растительное вещество теряет свою структурность, раствор становится зеленовато-коричневым и выделяется белый дым — HClO_4 начинает разлагаться. По мере выпаривания раствора хлорную кислоту следует добавлять, предварительно охладив колбу, но 10 мл до конца сжигания.

При 40 мл HClO_4 содержимое колбы приобретает темную окраску (обугливается), при 125° начинается кипеть, становится черным, пенится, пучится. Для более равномерного хода озоления при всучивании колбочку рекомендуется отстранять от источника нагревания и содержимое ее перемешивать. Через некоторое время черный цвет переходит в бурно-вишневый, раствор сильно пучится, температура возрастает до 140° .

При добавлении последующих количеств HClO_4 раствор светлеет, становится красновато-вишневым, сильно пенится, температура повышается на 1° и достигает 141° . Пена вскоре исчезает, раствор приобретает красновато-бурый цвет, температура доходит до 142° , с выделением большого количества хлопьевидной SiO_2 .

Дальнейшее кипячение в течение одного часа проходит равномерно, с большим выделением белого дыма, и приводит к переходу окраски в соломенно-желтую. При температуре 196° раствор обесцвечивается — сжигание окончено. Озоление длится шесть часов. Общее количество 30%-ной HClO_4 (уд. вес 1,20), необходимое для озоления при навеске растительного материала до 5 г, равняется 60 мл. Максимальное окисляющее действие HClO_4 проявляется в конце сжигания при 196° .

Благоприятный ход озоления, по нашему мнению, достигается снижением скорости реакции озоления, главным образом вследствие уменьшения концентрации применяемой кислоты (до 30%), что, повидимому, играет положительную роль на первых стадиях озоления, а также вследствие регулирования температуры нагревания в момент наиболее бурного разрушения органического вещества, соответствующей $125\text{--}140^\circ$. По нашим наблюдениям, при 125 и 141° разрушается основная масса органического вещества лишаишника, что сопровождается сильным всучиванием содержимого в колбе. Повидимому, в этот момент и могут произойти все неблагоприятные последствия (выброс содержимого колбы, взрыв). Этот

момент при озолении мы считаем самым ответственным, требующим максимального внимания.

После окисления основной части органического вещества дальнейшее кипячение при повышении температуры до 196° происходит равномерно и приводит к полному озолению лишайника.

Сравнение результатов определения отдельных зольных элементов лишайника *Cetraria islandica* и *Gyrophora* sp. с поверхности гранита показало преимущества применения HClO_4 перед HNO_3 и H_2O_2 (на сжигание 5 г лишайника, длившееся пять дней, потребовалось 125 мл HNO_3 и 10 мл H_2O_2).

В подтверждение сказанного приведем некоторые данные (табл. 1).

Таблица 1

Сравнение результатов озоления лишайников в $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$ и HClO_4

Лишайник	Реагент	Содержание элементов, мг на 100 г сухого вещества лишайника без примесей					Примеси на сухую навеску, %
		Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	SO_4	
<i>Cetraria islandica</i> . .	$\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$	63,10	72,83	1128,00	26,73	160,00	0,11
<i>Cetraria islandica</i> . .	HClO_4	71,00	72,24	1055,00	22,00	151,30	0,21
<i>Gyrophora</i> sp. . . .	$\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$	59,76	143,40	64,00	31,93	361,20	0,23
<i>Gyrophora</i> sp. . . .	HClO_4	55,65	111,10	70,00	38,73	315,00	0,18

Из сравнения величин видно, что, несмотря на некоторые отклонения значений в ту или иную сторону, величины получены одного порядка. При пересчете в процентах на золу лишайника расхождения между параллельными анализами сглаживаются.

Мы видим, что HClO_4 не уступает по качеству другим окислителям, сохраняя за собой указанные выше преимущества.

Полученный в результате озоления HClO_4 раствор (после отделения SiO_2 и примесей в виде остатка на фильтре) в объеме 250 мл служит для определения Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , SO_3 .

1. Кремнекислота извлекается кипячением 5%-ной NaOH из прокаленного при 400° и взвешенного остатка на фильтре. Оставшиеся после извлечения SiO_2 примеси вновь прокаливаются при 400° до постоянного веса. Разность между весом остатка золы до и после обработки пятипроцентной NaOH дает количество SiO_2 в золе.

2. Железо определяется колориметрически в виде роданида по образцовому раствору, приготовленному из чистой перекристаллизованной соли Мора. На определение расходуется 10 мл анализируемого раствора.

3. Алюминий определяется по методу А. А. Роде, колориметрически с оксихинолином. Сущность метода заключается в получении осадка оксихинолина алюминия (после предварительного отделения роданида железа смесью эфира и изоамилового спирта) и в колориметрическом определении оксихинолина по шкале, приготовленной из алюино-калиевых квасцов.

Преимуществом метода, по мнению А. А. Роде, является то, что применяемый реактив — оксихинолин — дает с алюминием стехиометрическое соединение. Расходуется 10 мл испытуемого раствора.

4. Фосфор определяется молибденовым способом. Он основан на реакции восстановления хлористым оловом молибденовой кислоты в окисел молибдена, окрашенный в голубой цвет, исчезающий в кислой среде. Однако присутствие фосфорно-молибденовокислого аммония вызывает в слабокислой среде устойчивый голубой цвет (нейтрализация с β -ди-нитрофенолом, $\text{pH} = 4,4$). Образуется устойчивый фосфорно-молибденовый комплекс: $(\text{MoO}_2 \cdot 4\text{MoO}_3)_2 \cdot \text{H}_3\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Результат фиксируется электрофотокolorиметром. Стандартная кривая готовится по раствору KH_2PO_4 .

Для определения берется 2 мл (при малом количестве фосфора 10—20 мл) испытуемого раствора в мерную колбочку на 50 мл, добавляется 20 мл дистиллированной воды, и раствор нейтрализуется, с одной каплей β -ди-нитрофенола в качестве индикатора, NH_4OH и HCl . При добавлении к испытуемому раствору одной капли индикатора раствор остается бесцветным. С прибавлением одной капли NH_4OH (крепкого) он становится желтоватым. От одной капли HCl (1 : 1) раствор вновь обесцвечивается. Нейтрализация окончена. В колбочку вносятся 2 мл молибденовой жидкости, и дистиллированной водой количество содержащегося доводится до 50 мл. Перед определением добавляются три капли свежеприготовленного хлористого олова (SnCl_2). Раствор перемешивается и приобретает голубой цвет; через пять минут он сравнивается в колориметре с установленным контролем.

При работе с электрофотокolorиметром бесполезны будут следующие указания. Прежде всего устанавливается нулевая точка — положение, при котором стрелка гальванометра не должна давать отклонений. Левый барабан фотокolorиметра устанавливается на нуль, нониус — на 10. Нулевая точка устанавливается правым барабаном при дистиллированной воде в кюветах.

После того как нулевая точка установлена, левая кювета остается с водой для сравнения, а в правую помещается испытуемый раствор. Отклонения гальванометра регулируются левым барабаном, и отсчет производится по нему же. Чем выше содержание P_2O_5 , тем отсчет меньше. По специально изготовленной шкале раствора KH_2PO_4 высчитывается количество P_2O_5 в испытуемом растворе.

Необходимые реактивы

а) Молибденовая жидкость: 25 г молибденовокислого аммония растворяют в 200 мл дистиллированной воды, нагретой до 60°; раствор фильтруют. 280 мл концентрированной H_2SO_4 , свободной от мышьяка и фосфора, разводят водой до 800 мл; после охлаждения растворов медленно, при взбалтывании, в серную кислоту вливают раствор молибденовокислого аммония; при охлаждении смеси объем доводят водой до литра.

б) Олово готовится непосредственно перед определением. 0,25 г SnCl_2 обрабатываются в пробирке 10% HCl . Пробирку помещают в стакан с кипящей водой. После 30-минутного кипячения реактив готов.

5. Кальций определяется объемным методом с предварительным осаждением его в виде щавелевокислого кальция (Гедройц, 1935).

6. Магний определяется весовым методом осаждения в виде двойной соли магниий-аммоний-фосфата и последующим прокаливанием.

На определение кальция и магния расходуется 50 мл испытуемого раствора. Следует заметить, что обычно в зольном анализе при определении кальция и магния перед осаждением полуторных окислов рекомендуется к раствору добавлять небольшое количество (3—5 мл) 0,05 н. раствора FeCl_3 для лучшего осаждения R_2O_3 и связывания фосфорной кислоты, чтобы исключить всякую возможность задерживания кальция и магния

полуторными окислами в виде фосфорнокислых солей. Л. Н. Александрова нашла — без дополнительного внесения FeCl_3 : CaO — 0,911 г на 100 г сухой массы лишайника, MgO — 0,184 г; с добавлением FeCl_3 : CaO — 0,956 г, MgO — 0,223 г.

Повидимому, нет необходимости во всех случаях прибегать к добавлению FeCl_3 . Чаще в лишайниках очень много кальция и незначительное содержание алюминия и железа, но, как правило, превышающее количество P_2O_5 . Поэтому введение хотя и небольшого количества постороннего реактива не вызывается крайней необходимостью. Если и захватывается небольшое количество кальция (или магния), то при пересчете на процентное содержание элемента поправка существенного значения иметь не будет. С другой стороны, сумма полуторных окислов, определенная по осаждению чистым аммиаком, дает интересный материал для проверки самостоятельно определенного алюминия. При наших исследованиях в нескольких анализах мы получали весьма сходные результаты.

7. **Марганец** определяется колориметрическим методом с ди-серноокислым аммонием. Сущность метода заключается в следующем: серноокислый раствор марганца окисляется при помощи персульфата аммония в присутствии катализатора — азотнокислого серебра — в марганцевую кислоту. Полученный раствор сравнивается в колориметре с образцовым раствором, приготовленным из 0,05 н. KMnO_4 с точно установленным титром (Иллиминская, 1936). На определение требуется не менее 75 мл испытуемого раствора.

8. **Сера** определяется весовым методом в виде серноокислого бария. Количество раствора для определения — не менее 50 мл.

9. **Хлор**. В литофильных лишайниках хлора очень мало — сотые и тысячные доли процента. Так, например, *Parmelia centrifuga* с амфиболита содержала 0,05% Cl на сухую навеску (озоление с HNO_3); в *Gyrophora cylindrica* с гранита хлора не обнаружено; в *Cetraria islandica* с гранита найдено 0,009% Cl на сухую навеску.

Определение хлора из отдельной навески по методу Шестакова и Качеева затруднено для лишайников еще и тем, что вытяжка HNO_3 (уд. вес 1,4) получается окрашенной и титрование избытка AgNO_3 0,02 н. раствором NH_4CNS (KCNS) в присутствии железо-аммиачных квасцов производится с большими условностями.

В случае крайней необходимости определения хлора в литофильной растительности его нужно проводить микрометодом.

В своей работе мы определения хлора не проводили.

Определения калия и натрия, как известно, требуют специальной подготовки раствора. В испытуемом растворе осаждают баритовой водой и углекислым аммонием, в присутствии аммиака, все элементы, за исключением калия и натрия.

Проверив на чистоту отделения всех элементов (повторной обработкой углекислым аммонием в присутствии аммиака), выпарив раствор и удалив прокаливанием (300—350°) аммонийные соли, растворяют углекислые калий и натрий в горячей воде и фильтруют в мерную колбочку. В фильтрате определяют натрий и калий.

10. **Натрий**. При наличии уксуснокислого или азотнокислого уранила можно определять Na методом уксуснокислого цинк-уранила.

Испытуемый раствор (примерно 5—10 мл), содержащий не более 8 мг натрия, переносят в фарфоровую чашку, упаривают на водяной бане до 1 мл, после чего к нему прибавляют 10 мл реактива № 1 (см. ниже), исходя из расчета, что для осаждения 1 мг натрия требуется 1 мл этого реактива. При добавлении реактива № 1 раствор нужно тщательно мешать стеклян-

ной палочкой; при этом выпадает желтый кристаллический осадок. Чашки с осадком оставляют при комнатной температуре на 1—2 часа. Осадок перемешивают в чашке и переносят во взвешенный тигель Нуча № 4, после чего отсасывают насухо. Осадок промывают 5—6 порциями, по 5—6 мл, насыщенного раствора этилового спирта (реактив № 2, см. ниже); не давая осадку высохнуть, приливают примерно 20 мл эфира в двух порциях. Затем эфир отсасывают, тигель с осадком сушат при 60—70° в течение полу-часа и после охлаждения в эксикаторе взвешивают.

Привес, умноженный на коэффициент 0,01495, дает вес натрия в граммах во взятом объеме фильтрата. Вес осадка, умноженный на коэффициент 0,01787, дает величину Na_2O .

Необходимые реактивы

а) Раствор А: уксуснокислого уранила 16 г, уксусной 30%-ной кислоты 6 мл, дистиллированной воды до 100 мл.

Раствор Б: уксуснокислого цинка 30 г, уксусной 30%-ной кислоты 3 мл, дистиллированной воды до 100 мл.

Путем нагревания растворяют «А» и «Б» отдельно и затем смешивают их, после чего смесь оставляют стоять на 24 часа. По истечении этого срока жидкость необходимо отфильтровать и фильтрат, т. е. реактив, хранить в темной склянке (реактив № 1).

б) Приготовление раствора спирта, насыщенного цинк-уран-натрием-ацетатом.

К литру 95—96%-ного этилового спирта прибавляют 0,2—1 г цинк-уранил-натрий-ацетата. Смесь оставляют стоять до следующего дня, затем фильтруют; фильтрат должен быть обязательно прозрачным, без опалесценции (реактив № 2).

в) Эфир.

11. **Калий**. Несколько подробнее остановимся на определении этого элемента.

Для определения калия прежде всего был использован кобальто-нитритный метод в модификации Антипова-Каратаева и Мясниковой, испытанный при зольных анализах лишайников нашими предшественниками.

Принцип этого метода заключается в том, что калий осаждается азотистокислым натрием-кобальтом $[\text{Na}_2\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ в виде труднорастворимой тройной азотистокислой соли калия, натрия и кобальта $[\text{K}_2\text{NaCo}(\text{NO}_2)_6]$.

Однако количественный состав выпадающего очень сложного соединения находится в зависимости от специфических условий осаждения, от концентрации реактива, относительных количеств его и калия в осаждаемом растворе и т. п. Поэтому кобальто-нитритный метод, несмотря на всю свою привлекательность, снискал себе славу капризного метода.

Этот недостаток не замедлил выявиться и в наших определениях. Значения для K_2O получились крайне завышенными. Возможно, что остатки хлорной кислоты, сильная загрязненность ее натрием делают этот метод неточным. В поисках более пригодного метода и учитывая, что в лишайниках могут присутствовать большие количества калия, мы обратились к определению калия весовым методом с хлорной кислотой.

В наших определениях полученный осадок HClO_4 был неустойчив и на глазах растворялся при промывании его спиртом, насыщенным хлорной кислотой.

Это может происходить в том случае, если хлорная кислота содержит хлорноватую кислоту (HClO_3), что, повидимому, было и у нас.

Не имея возможности долго задерживаться на уточнении методов определения калия, мы обратились к помощи чрезвычайно точного метода спектрального анализа.

Анализы были выполнены (Д. Н. Ивановым) непосредственно из общего испытуемого раствора, полученного в результате мокрого озонения хлорной кислотой и сухого сжигания лишайника.

Во всех случаях спектральный метод оправдал себя (см. таблицы 2 и 3).

Таблица 2

Определение калия спектральным и кобальто-нитритным методами (K_2O в % на золу лишайника)

Лишайник с диорита	Спектральный метод		Кобальто-нитритный метод, сухое озонение
	озонение $HClO_4$	сухое озонение	
<i>Parmelia centrifuga</i>	1,61	1,52	1,45
<i>Gyrophora decussata</i>	25,11	25,30	—
<i>Cetraria islandica</i>	3,56	3,31	—

Таблица 3

Определение натрия спектральным и цинк-ураниловым методами (Na_2O в % на золу лишайника)

Лишайник	Спектральный метод, сухое озонение	Цинк-ураниловый метод, озонение $HClO_4$
<i>Parmelia</i> с диорита	0,45	0,58
<i>Acarospora</i> с мраморизованного известняка	0,13	0,12
<i>Lecanora crassa</i> с мраморизованного известняка	0,096	0,09

Преимущества спектрального метода при определении щелочей общеизвестны. Это определение производится очень точно, быстро, не требует отделения других элементов и, при отсутствии таких реактивов, как платиново-хлористо-водородная кислота или ураниловые соли, является весьма желательным методом.

В качестве контроля зольного анализа и для определения процентного содержания золы небольшая навеска лишайника в 1—2 г озонилась в муфеле при температуре 300—400°.

Полученная зола используется для определения CO_2 в аппарате Кюппа. Разложение производится 5%-ной HCl при 10-минутном кипячении. Выделившаяся углекислота улавливается аскаритом (натронным асбестом) в поглотительных трубочках. Привес поглотительных трубочек по окончании анализа относится за счет CO_2 . Пересчет на процентное содержание CO_2 в навеске золы крайне прост.

Зола разных лишайников реагирует на обработку соляной кислотой по-разному. Обычно золы лишайников *Parmelia* и *Cetraria islandica*, содержащие большое количество кальция, сильно вскипают при действии соляной кислоты, зола же лишайника *Gyrophora* реагирует еле уловимо.

Интересно было провести параллельно определения элементов в золе, полученной в результате сухого и мокрого (в $HClO_4$) озонения. В отношении калия и натрия нам представилась возможность это осуществить, причем, как это видно из табл. 2 и 3, были получены вполне удовлетворительные результаты.

Провести полный зольный анализ по двум способам озонения — как правило, в двух повторностях — нам уже не позволяли ни оставшиеся образцы лишайников, ни время.

Да и вряд ли мы получили бы на примерах таких специфических организмов, какими являются лишайники, ясное представление по этому вопросу. Степень развития лишайников, наличие примесей и практическое отсутствие средней пробы осложняют методические исследования.

Обычно предполагают, что количества SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO будут в случае мокрого озонения преувеличены за счет примесей. В наших анализах этого не наблюдалось: при мокром озонении $HClO_4$ *Parmelia centrifuga* с диорита показала 0,48% примесей на сухую навеску, при сухом — 0,49%; *Gyrophora decussata* (также с диорита) дала при мокром озонении 0,21% примесей, при сухом — 0,14%.

Возможные расхождения обуславливаются, по-видимому, способом сжигания образца, т. е. получения различных форм соединений элементов после озонения и последующего растворения их.

Обратимся к непосредственному предмету нашей работы — к вопросу поглощения литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород.

В составе Кавказской экспедиции Почвенного института АН СССР, руководимой Б. Б. Полюновым, нам удалось в 1946—1947 гг. побывать в трех высокогорных пунктах северного склона Большого Кавказа на водоразделе рек Большой и Малой Лабы: в районе Умпырского перевала, на хребте Магишо и на хребте Дженту. Это альпийские высокогорные хребты со скалистыми формами рельефа, со следами древнего оледенения (кары, карлинги, каровые озера).

Известняки, обнажающиеся в хребте Дженту, мраморовидны и по возрасту относятся к среднекембрийским.

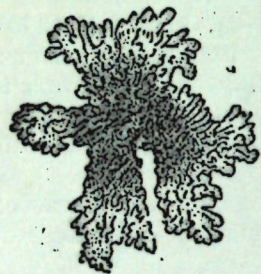
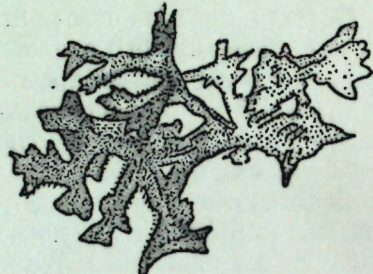
До высоты примерно 2000 м над ур. моря значительная часть территории этих альпийских высокогорных хребтов покрыта мощными лесными массивами, состоящими из зонально расположенных лиственных и хвойных лесов. Среди хвойных преобладает кавказская пихта, а широколиственные представлены буком, дубом, кленом и др. Верхняя граница леса северных склонов очерчена рододендромом, сменяющимся обширными по площади зарослями субальпийского разнотравья, а ближе к перевалам — альпийскими лугами.

На скалистых выходах горных массивов, ниже границы вечных снегов, в местах, где какой-либо привнос минеральных элементов невозможен, т. е. в условиях строго элювиальных, были собраны материалы для работы по выяснению роли растительных организмов в поглощении минеральных элементов. С одной из наиболее высоких точек хребта Магишо, на высоте около 3000 м над ур. моря, к югу от перевала через хребет, на склоне северной экспозиции, с обнажений коренных пород — диоритов были собраны образцы литофильной растительности: лишайники из родов *Parmelia*, *Gyrophora* и *Cetraria islandica* и мох *Grimmia* sp. из щелей и трещинок, а также образцы породы диорита.

Второй пункт, связанный с выходами гранитов, был выбран в зоне перехода горнолесных почв в субальпийские горнолуговые, на высоте 2400 м над ур. моря (фиг. 5).

Здесь были собраны образцы литофильной растительности из лишайников, представители тех же родов *Parmelia*, *Gyrophora* и *Cetraria islandica*, а также мох *Grimmia* sp. и образцы породы — гранита.

В третьем пункте исследований — у южного конца хребта Дженту, на высоте примерно 2500 м над ур. моря (фиг. 6), на обнажении скалистого обрыва, под которым простирается шлейф осыпей известняка, были взяты образцы породы мраморизованного известняка и характерные для него лишайники: представители рода *Acarospora*, лишайники *Lecanora crassa* и *Xanthoria parietina*, и мох *Timmia*, который по своим вегетативным органам не отличим от мха рода *Grimmia*. Различие их можно установить лишь по плодonoшению и по свойству *Timmia* селиться на известняках.

Фиг. 7. *Parmelia*Фиг. 8. *Gyrophora*Фиг. 9. *Cetraria islandica*

Образцы литофильной растительности на диорите и граните принадлежали к одному роду, но различались по видам. Это были:

1) листовато-пластинчатый, темносерый к основанию, с коричневыми апотециями лишайник — представитель рода *Parmelia*, голубой при дожде и хорошо соскабливающийся ножом (фиг. 7);

2) розетки темносерого с черными апотециями лишайника, представителя рода *Gyrophora*, с пучками ризоидов и розовой окраской нижней стороны пластинки, обращенной к субстрату (фиг. 8);

3) лишайник *Cetraria islandica*, светлокоричневые скрученные кустики которого обычно поселяются на отмерших остатках первых двух видов лишайников среди моховой ассоциации (фиг. 9);

4) подушечки мха *Grimmia* sp. с яркозеленой окраской растущей верхней части и темнокоричневым основанием, спрятанным в мелкозем.

Литофильная растительность с диорита по своему развитию заметно уступала пышно развитой флоре с гранита. Однако это различие едва ли обуславливается свойствами пород, а скорее зависит от суровых климатических условий вершин хребта Магишо.

Высота хребта Магишо, с которой были собраны образцы, более 3000 м над ур. моря. Постоянные плотные, молочно-белые, непропускаемые для глаза туманы, в которых покоится вершина хребта Магишо; облака, задерживающие солнечную инсоляцию; свирепые ветры, оледенение и снеговой покров, не исчезающий даже в июле, в значительной мере тормозят развитие литофильной флоры горного массива Магишо.

Рассмотрим состав пород, с которых были взяты образцы первичной литофильной растительности.

Кварцевый диорит с хребта Магишо представляет собой по внешнему виду мелкозернистую породу серого цвета. В шлифе он имеет структуру, приближающуюся к панидиоморфной.

Состав породы: идиоморфный плагиоклаз (от № 30 до № 36), зеленая роговая обманка $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{12}]_2 (\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5 (\text{OH})_2$, в небольшом

количестве биотит — магнезиально-железистая слюда $\text{KH}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3 (\text{Al}, \text{Fe}) \text{Si}_3\text{O}_{12}$ и немного кварца, который образует также пегматитовые вроски в плагиоклазе.

Из минералов примеси замечены апатит $[\text{PO}_4]_3\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, рудные зерна, из вторичных — эпидот $\text{H}_2\text{Ca}_4(\text{Al}, \text{Fe})_6\text{Si}_6\text{O}_{26}$ (Варданиянц, 1935).

Гранит — по внешнему виду бело-розовый, крупнозернистый, с большим количеством полевых шпатов.

Состав породы: кварц 25%; плагиоклазы 21, 20%, микроклин 51, 71%, мусковит — $\text{KH}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ 1,84%; минералы тяжелой фракции: магнетит — $\text{Fe}_2\text{O}_4\text{Fe}$, гранат — $[\text{SiO}_4]_3\text{R}_2\text{R}_3$, эпидот — $\text{H}_2\text{Ca}_4(\text{Al}, \text{Fe})_6\text{Si}_6\text{O}_{26}$, окислы железа 0,25% (Парфенова, в настоящем сборнике).

Мраморизованный известняк представляет собой тонкокристаллическую породу, равномерно окрашенную в серый цвет.

Порода состоит из тонких зерен кальцита, плотно соприкасающихся друг с другом. Существенных примесей других минералов не обнаружено.

Исключительно интересным по химическому составу (см. табл. 4) оказался образец мраморизованного известняка. Это почти чистый CaCO_3 с едва уловимым содержанием, следами других элементов. Магний не был уловлен анализом, однако некоторое количество его, несомненно, содержится в породе, так как иначе он не мог бы попасть в состав лишайников, растущих на известняке.

Перейдем к рассмотрению результатов зольного анализа лишайников с диорита (табл. 5) и гранита (табл. 6) и проследим, в какой мере зольный состав лишайника зависит от родовых особенностей организма и от породы, на которой он растет. Воспользуемся для этого также опубликованными данными по составу золы лишайников — представителей родов *Parmelia* и *Gyrophora* (табл. 7).

Из приведенной таблицы видно, что на одной породе род *Parmelia* дает во всех случаях большее количество золы, чем роды *Gyrophora* и *Cetraria*.

По анализу И. А. Ассинг (1949) высокое содержание золы показал род *Parmelia*, также и с сиенита. Однако *Parmelia*, по анализу Л. Н. Александровой (привожу по работе Полюнова, 1945), показала на гранито-гнейсе содержание золы 3,71%, т. е. существенно не отличалась от количества золы других лишайников.

Необходимо однако заметить, что *Parmelia* с гранито-гнейса была собрана в условиях лесостепной зоны, тогда как все другие лишайники этого рода собраны в высокогорной зоне¹.

Представители рода *Parmelia* во всех случаях отличаются наибольшим содержанием кальция в золе. Этот признак, очевидно, является существенным свойством представителей рода *Parmelia*. Наоборот, виды рода *Gyrophora* отличаются от других лишайников явно повышенным содержанием в золе калия и малым содержанием кальция. Лишайник *Cetraria islandica* отличается высоким содержанием кальция.

Особенности зольного состава этих организмов повторяются на различных породах. Как же влияют свойства породы на зольный состав лишайников? Абсолютное содержание кальция в *Parmelia* с диорита значительно выше, чем с гранита, что вполне естественно, поскольку диорит является более основной породой и сам содержит значительно больше кальция, чем

¹ По ранним работам Э. Вольфа (Wolff, 1871), зольность *Parmelia scruposa* 10,50% на сухое вещество; *Gyrophora pustulata* 2,93%; *Cetraria islandica* 0,74%.

Таблица 4

Вазовой анализ днорита, гранита и мраморизованного известняка

Порода	% на сухую навеску		Содержание элементов в 100 весовых единицах породы, %										Сумма
	гигр. влага	потери от прокалки ваналя	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
Днорит	0,20	3,41	—	51,02	19,11	8,46	0,14	8,40	3,28	2,97	2,56	0,30	0,59
Гранит	0,57	0,83	—	76,19	15,28	0,51	Нет	2,47	0,25	3,44	2,95	0,07	0,48
Мраморизованный известняк	0,091	43,97	43,34	0,10	Следы	Следы	»	56,15	Нет	0,07	0,05	Следы	Нет
													100,93
													101,93
													100,46

Таблица 5

Состав золы лишайников с днорита

Лишайник и порода	% на сухую навеску				Содержание элементов в 100 весовых единицах золы (или породы), %									
	гигр. влага	потери от прокалки ваналя	при-меси	зола без примесей	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
<i>Parmelia centrifuga</i> . .	9,64	—	0,48	16,12	3,02	1,78	1,17	Ясные следы	40,09	1,07	1,61	0,45	0,96	1,32
<i>Gyrophora decussata</i> . .	13,40	—	0,21	0,87	17,83	3,58	3,20	Еле уловимые следы	6,99	8,76	25,11	1,13	13,08	4,38
<i>Cetraria islandica</i> . . .	12,17	—	0,18	5,17	2,42	2,23	0,79	То же	42,44	4,08	3,56	1,32	1,29	6,21
Днорит	0,20	3,41	—	—	51,02	19,11	8,46	0,14	8,40	3,28	2,97	2,56	0,30	0,59

Таблица 6

Состав золы лишайников с гранита

Лишайник и порода	% на сухую навеску				Содержание элементов в 100 весовых единицах золы (или породы), %									
	гигр. влага	потери от прокалки ваналя	при-меси	зола без примесей	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
<i>Parmelia</i> sp.	10,60	—	0,40	10,40	8,13	4,05	1,50	Ясные следы	25,69	1,99	3,67	0,44	2,41	1,77
<i>Gyrophora cylindrica</i> . .	13,59	—	0,22	2,69	14,69	7,08	4,61	Слабые следы	0,45	3,54	15,98	1,08	9,48	9,99
<i>Cetraria islandica</i> . . .	9,78	—	0,04	2,90	10,73	2,16	1,19	Следы	28,03	2,45	9,07	1,85	4,49	8,51
Гранит	0,57	0,83	—	—	79,19	15,28	0,51	Нет	2,47	0,25	3,44	2,95	0,07	0,48

Таблица 7

Опубликованные данные по зольному составу лишайников из родов *Parmelia* и *Gyrophora*

Лишайник	Порода	Зола, %	Содержание элементов в 100 весовых единицах золы, %										Аналитик
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	
<i>Parmelia</i>	Гранитогнейс .	3,71	15,70	2,50	5,50	0,16	22,10	4,80	18,00	6,80	9,30	12,10	Л. Н. Александрова
<i>Parmelia saxatilis</i> .	Сленит	7,56	18,15	5,11	9,82	0,20	28,50	4,31	18,17	3,29	6,28	6,17	
<i>Gyrophora</i>	Сленит	2,60	21,04	7,29	13,00	Следы	8,26	4,23	26,69	4,38	6,82	8,34	И. Л. Ассинг
<i>Gyrophora cylindrica</i>	Слюдистый сланец	1,29	12,83	2,17	2,81	0,34	5,12	5,93	24,00	10,70	15,55	18,00	
<i>Gyrophora cylindrica</i>	Амфиболит . .	1,60	18,77	0,29	4,55	0,30	5,44	4,16	27,23	13,67	9,00	16,21	Е. А. Ярлова

из данных весьма несовершенного зольного анализа и так как самый состав золы не является абсолютно постоянным для вида, то мы довольствуемся разделением элементов лишь на категории по порядку величин поглощения, а именно: интенсивно поглощаемых, отличающихся средним поглощением и слабо поглощаемых элементов. Каждую из этих категорий в нижеследующих рядах мы отделяем двумя вертикальными чертами. Более или менее заметное различие внутри каждой группы отмечается одной вертикальной чертой.

Ряд 1. Для лишайника *Parmelia* с разных пород

<i>Parmelia centrifuga</i> с диорита	Ca PS K Mg Na Fe Al SiO ₂
<i>Parmelia</i> sp. с гранита	P Ca Mg S Fe K Al Na SiO ₂
<i>Parmelia</i> sp. с гранито-гнейса (Б. Б. По- лынов)	S P Ca Mg K Mn Na Fe SiO ₂ Al
<i>Parmelia saxatilis</i> с сиенита (И. А. Ас- синг)	S P K Ca Na Mg Al SiO ₂ Fe

Ряд 2. Для лишайника *Gyrophora* с разных пород

<i>Gyrophora decussata</i> с диорита	P K S Mg Ca Na Fe SiO ₂ Al
<i>Gyrophora cylindrica</i> с гранита	P S Mg Fe K Al Na SiO ₂ Ca
<i>Gyrophora cylindrica</i> со слюдястого сланца (Е. А. Ярилова)	S P K Mg Mn Na Ca Fe SiO ₂ Al
<i>Gyrophora cylindrica</i> с амфиболита (Е. А. Ярилова)	S P K Na Mg Mn Ca SiO ₂ Fe Al
<i>Gyrophora</i> sp. с сиенита (И. А. Ассинг)	S K P Ca Al Mg SiO ₂ Fe

Ряд 3. Для лишайника *Cetraria islandica*

С диорита	S Ca P Mg K Na Al Fe SiO ₂
С гранита	PS Ca Mg K Fe Na Al SiO ₂

Ряд 4. Для лишайников с известняка

<i>Acarospora</i>	S P SiO ₂ K Na (Al, Fe) Ca
<i>Lecanora crassa</i>	S P K Na (Al, Fe) SiO ₂ Ca
<i>Xanthoria parietina</i>	S P K SiO ₂ (Al, Fe) Na Ca

Рассматривая эти ряды, мы обнаруживаем, что во всех случаях интенсивное поглощение распространяется прежде всего на такие абсолютные органогены, как сера и фосфор. Кроме того, почти всегда в категории энергично поглощаемых элементов оказывается и калий¹.

Мы, таким образом, убеждаемся, что литофильные лишайники, концентрируя такие важные органогены, как фосфор, сера, калий, обуславливают естественное плодородие первичных почв, гумус которых формируется за счет органических остатков литофильных лишайников.

Следовательно, взгляды В. Р. Вильямса о развитии плодородия в почвах как существенного признака отличия почвы от массивных пород не только получают подтверждение, но вскрывается и самая сущность этого процесса.

Магний — тоже абсолютный органоген — выдвигается в разряд энергично поглощаемых элементов также почти для всех лишайников. В рядах биологического поглощения для лишайников с известняка магний не отмечен, так как принятым методом он в породе не был обнаружен. Однако уже то обстоятельство, что при неувеличенном содержании в породе следы

¹ Такие же результаты получил и Ф. И. Левин (1949).

его оказались во всех лишайниках, собранных с известняков, указывает на явную способность лишайников концентрировать этот элемент из рассеянного состояния.

Магний отодвигается на второе место лишь в тех случаях, когда его слишком много в породе. Это обстоятельство отмечается пониженной величиной относительного поглощения его, хотя абсолютное может быть даже выше, чем на других породах (см. амфиболит).

Кремнезем, алюминий и железо обычно занимают последние места.

Сравнивая эти ряды интенсивности биологического поглощения для представителей одного и того же рода лишайников на разных породах, мы констатируем, что род *Parmelia* характеризуется интенсивным поглощением кальция наряду с серой и фосфором. Наоборот, в роде *Gyrophora* интенсивность поглощения распространяется на калий, в то время как кальций отодвигается на второстепенное место. Лишайник *Cetraria islandica* в этом отношении близок к *Parmelia*.

В лишайниках на известняках, естественно, понижается интенсивность поглощения кальция, в изобилии содержащегося в породе, что указывает на свойство этих организмов ограничивать поглощение избыточно предоставляемого материала.

В остальных отношениях они весьма сходны между собой, сохраняя способность к интенсивной концентрации абсолютных органогенов — серы, фосфора и к энергичному поглощению калия.

Перейдем к рядам интенсивности биологического поглощения скальных мхов.

Ряды биологического поглощения для мхов

<i>Grimmia</i> sp. с диорита	P S Ca Mg Fe Mn K Al Na SiO ₂
<i>Grimmia</i> sp. с гранита	P Mg Fe Ca S K Al Na SiO ₂
<i>Grimmia</i> sp. с базальта * (Р. Х. Айди- нан)	P Ca K Mg Mn Fe Al Ti SiO ₂ Na
Мох с сиенита ** (не опред. вид) (И. А. Ассинг)	S P K Ca Na SiO ₂ Mg Fe Al
<i>Timmia</i> с мраморизованного известняка	S P SiO ₂ (Al, Fe) K Na Ca

Мы видим, что скальные мхи обладают явной способностью концентрации абсолютных органогенов P, S и K. Кроме того, мхи, растущие на кислых и средних породах, концентрируют железо и магний, а растущие на всех остальных магматических породах — кальций.

Необходимо напомнить, что мхи поглощают элементы, по существу не непосредственно из породы, а из материала, подготовленного уже деятельностью их предшественников — лишайников.

Настоящая работа завершает ряд исследований, проведенных в этом направлении; данные, полученные нами в совокупности с результатами предшествующих работ, позволяют рассматривать нижеприведенные выводы не как частные положения, обусловленные специфическими условиями зоны или провинции, а как проявление общего закона формирования примитивных почв на скальных породах.

1. Первичная литофильная растительность, доступная наблюдению невооруженным глазом, представлена лишайниками и мхами, причем в заселении ее на поверхности камня существует, повидимому, известная последовательность. Прежде всего появляются накипные лишайники, на

* Состав базальта: SiO₂ 60,21%; TiO₂ 0,96%; Al₂O₃ 17,38%; Fe₂O₃ 6,66%; MnO 0,14%; CaO 5,94%; MgO 3,77%; Na₂O 1,82%; K₂O 2,14%; P₂O₅ 0,41%.

** Состав сиенита: SiO₂ 46,12%; Fe₂O₃ 13,36%; Al₂O₃ 20,14%; P₂O₅ 0,46%; CaO 8,16%; MgO 6,53%; K₂O 1,68%; Na₂O 1,85%; MnO 0,20%; SO₃ Следы.

подготовленной ими поверхности селятся листоватые и кустистые лишайники, а вслед за ними, преимущественно в углублениях поверхности камня, выпербленных при участии лишайников, поселяются скальные мхи.

2. Характер горных пород оказывает заметное влияние на видовой, а иногда и родовой состав литофильной первичной растительности. В этом отношении особенно отличаются известняки, обладающие специфической первичной флорой. Так, лишайники *Acarospora* и *Lecanora crassa* свойственны только известнякам.

Заметно отличаются в этом отношении между собой кислые и основные силикатные породы.

Представители широко распространенного рода лишайников *Parmelia* предпочитают, повидимому, кислые и средние породы. Лишайник же *Xanthoria parietina* встречается на основных силикатных породах и известняках.

3. Все представители первичной литофильной флоры отмечены способностью к высокой концентрации Р и S. Калий поглощается ими в количествах, не меньших его пропорционального содержания в породах, но иногда, как, например, у лишайников из рода *Gyrophora* и у мхов, наблюдается и явная концентрация калия.

4. Отличия между отдельными представителями первичной литофильной растительности в поглощении ими минеральных элементов обнаруживаются главным образом в их отношении к кальцию, калию, магнию и железу.

5. Свойственные кислым силикатным породам литофильные мхи обладают способностью концентрации железа и магния.

6. Первичная литофильная растительность является материалом, из которого складывается органическая часть первичной почвы. В процессе минерализации этой части, согласно учению В. Р. Вильямса, освобождаются элементы минерального питания высших растений. Отсюда следует, что способность первичных почв, возникающих на скальных породах, заселяться высшими растениями обуславливается зольным составом первичной литофильной растительности. Именно этот состав, как мы видели, обеспечивает и высокое содержание таких абсолютных органогенов, как Р, S и K, и присутствие в достаточном количестве других элементов зольного питания (Ca, Mg, Fe), необходимых для высших растений.

7. Таким образом, первичная литофильная растительность обуславливает присутствие важнейших элементов плодородия примитивных почв. Момент же накопления мелкозема, обогащенного остатками первичной литофильной растительности, определяет превращение породы в почву.

ЛИТЕРАТУРА

- Айдинян Р. X. Обмен веществ и образование минеральных коллоидов в первых стадиях почвообразования на массивно-кристаллических породах. ДАН СССР, 1949, т. 67, № 4.
- Александрова Л. И. Методика зольного анализа. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Аснинг И. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии северо-западного Кавказа, 1935.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Сельхозгиз, 1947.
- Вольф Е.—Wolff E.—Aschenanalysen etc. Berlin Bd I, 1871; Bd II, 1889.
- Гедройц К. К. Химический анализ почв. 1935.

- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе центрального Тянь-Шаня. 1950. (В настоящем томе.)
- Захаров С. А. и Серебряков А. К. Первые стадии почвообразования в высокогорной зоне Юго-Осетии. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Иванов Д. Н. Применение электронного умножителя для определения щелочных элементов. «Почвоведение», 1938, № 7.
- Иллиминская В. Т. Колориметрическое определение марганца. Пробл. сов. почвовед., вып. 1, 1936.
- Каган Е.—Kahane E.—L'action de l'acide perchlorique I, II. Actualites scientifiques et industrielles, 167, 168. Expose de chimie analytique, Paris, 1934.
- Клечковский В. М. и Шестаков А. Г. Руководство к практическим занятиям по агрохимии. Сельхозгиз, 1937.
- Курсанов Л. И. и Комарицкий Н. А. Курс высших растений. 1946.
- Левин Ф. И. Роль лишайников в выветривании известняков и диоритов. Вестн. Моск. ун-та, 1949, № 9 и 10.
- Парфенова Е. И. Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магико (Северный Кавказ). (В настоящем томе.)
- Пайпер—Piper C. S.—Soil and plant analysis, 1942.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. 1934.
- Полынов Б. Б. Валовой почвенный анализ и его толкование. «Почвоведение», 1944, № 10.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. «Почвоведение», 1945, № 7.
- Полынов Б. Б. Руководящие идеи современного учения об образовании почв. «Почвоведение», 1948а, № 1.
- Полынов Б. Б. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. «Почвоведение», 1948б, № 10.
- Полынов Б. Б. Роль В. В. Докучаева и В. Р. Вильямса в естествознании и сельском хозяйстве. Вестн. АН СССР, 1949, № 2.
- Прянишников Д. Н. и Демьянов И. Я. Общие приемы анализа растительных веществ. 1934.
- Робинсон В. Н. Международный XVII геологический конгресс. Через Главный хребет и Государственный заповедник. (Экспедиция по Кавказу.) 1937.
- Роде А. А. Колориметрическое определение алюминия. Пробл. сов. почвовед., сб. 6, 1938.
- Троицкий А. И. Обмен минеральных элементов между почвой и растительностью. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород. «Почвоведение», 1947, № 9.

М. А. ГЛАЗОВСКАЯ

ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В НИВАЛЬНОМ ПОЯСЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ВВЕДЕНИЕ

Представления об абиотическом выветривании горных пород как первой, подготовительной стадии к выветриванию биологическому (или почвообразованию) все более и более вытесняются иными идеями, развитыми и обоснованными русской школой геохимиков и почвоведов.

В основе этих идей лежит учение о биосфере как особой оболочке земного шара, где все процессы совершаются при активном участии живого вещества. Многочисленные изыскания, проведенные в этой области в течение последних десятилетий геохимиками, почвоведом и микробиологами, убеждают нас в справедливости высказанных положений.

Несомненно, что процессы миграции и аккумуляции химических элементов в зоне гипергенеза (химический состав коры выветривания, почв, природных вод; газовый состав атмосферы) в той или иной степени, прямо или косвенно связаны с процессами жизни.

Возникает иной вопрос: какова степень участия живого вещества в круговороте веществ в различных частях биосферы? Плотность жизни на поверхности суши, в океане, а также в различных частях воздушной оболочки далеко не одинакова.

Наиболее «безжизненные» ландшафты на земле — это покрытые снегами и ледниками вершины гор, арктические и тропические пустыни; эти области приводятся обычно как наиболее яркий пример нераздельного господства физических процессов. Термическое разрушение горных пород, действие ветра, механическое действие воды и льда — вот те агенты, которые определяют здесь направление процессов выветривания и приводят к накоплению масс грубообломочного, не затронутого химическими и биологическими процессами материала. Однако факты говорят иное.

В середине прошлого столетия Эренберг (Ehrenberg, 1854) впервые обнаружил присутствие живых организмов на поверхности обнаженных скал: в восточных Гималаях, на абсолютной высоте около 2700 м, он нашел на выходах гранитов, все же иногда увлажняемых осадками и стекающими водами, разнообразную микрофлору диатомовых водорослей.

Из работ Мюнтца (1890) в Альпах, В. О. Калинин (1932) и В. П. Таусона (1948) на Памире нам известно, что поверхность голых и, казалось бы, безжизненных скал в нивальном поясе (на абсолютной высоте 4500—5000 м), а также фирн и глетчерный лед населены нитрифицирующими микроорганизмами, зелеными и синезелеными водорослями, способствующими разрушению горных пород.

В слизи синезеленых водорослей Одинцовой и Таусоном обнаружены живущие в симбиозе с водорослями азотфиксирующие бактерии.

Детальное исследование Д. М. Новогрудского (1950) образцов выветривающихся гранитов из нивального, горнолугового и горнолесного поясов хребта Терской-Алатау (центральный Тянь-Шань) показывает, что на обнажениях гранитных скал присутствуют одноклеточные синезеленые и зеленые водоросли (из родов *Chlorococcum* и *Scenedesmus*). Им сопутствует ряд гетеротрофных микроорганизмов; здесь живут микобактерии (*Mycobacterium album*, *Mycobacterium luteum*) и грибы (преимущественно из родов *Penicillium* и *Alternaria*). На голых скалах численность микроорганизмов небольшая, но с поселением лишайников их количество и разнообразие значительно увеличиваются. Сильно разрушенный и потемневший слой гранита под лишайниками, по подсчетам Д. М. Новогрудского, дал около 72 млн. грибных гифов и 13 млн. бактериальных группировок в одном грамме породы.

В последнее время Н. А. Красильниковым (1949) проведены микробиологические исследования поверхностных слоев горных пород (базальтов, туфов, гранитов и известняков) из Армении, как заросших лишайниками, так и свободных от них. Им установлено, что в поверхностном слое горных пород обитает много микроорганизмов, главным образом бактерий и микобактерий, и значительно меньше грибов и актиномицетов. По биологическим свойствам бактерии скальных пород олигонитрофильны и развиваются на безазотистых средах и на средах, содержащих минеральный азот.

В слоевищах лишайников Н. А. Красильников (1949) обнаружил обильную микрофлору олигонитрофильных бактерий из родов *Bacterium* и *Pseudomonas*, довольно много актиномицетов и несколько меньше грибов. Число микроорганизмов в лишайниках колеблется в пределах от 5 до 50 млн. на грамм вещества.

Таким образом, наблюдения в природе показывают, что поверхности голых скал, а особенно скал, покрытых лишайниками, несут разнообразную микрофлору.

Ряд исследователей отмечает не только присутствие микроорганизмов на поверхности скал, но и их разрушающее действие на горные породы, особенно заметное на известняках.

Ниже мы приводим результаты наших наблюдений в области изучения процессов выветривания, совершающихся при участии низших организмов, населяющих поверхность скал нивального пояса центрального Тянь-Шаня¹.

ТИПЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ НАСКАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИВАЛЬНОЙ
ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На основании наших наблюдений в хребтах Терской-Алатау, Боркской и Кок-Шаал, в пределах нивальной зоны центрального Тянь-Шаня можно выделить два пояса. Нижний пояс лежит на абсолютной высоте 3800—4200 м. Здесь поверхность скал частично покрыта накипными и пластинчатыми лишайниками, а в местах скопления мелкозема в трещинах и углублениях пород встречаются единичные цветковые растения и мхи.

¹ Микробиологические наблюдения проведены при консультации и помощи Д. М. Новогрудского. Весьма кропотливые и требующие большой тщательности химические анализы продуктов выветривания проделаны В. С. Сухенко. Определение некоторых грибов и водорослей произведено С. Р. Шварцман. Указанным лицам приносим искреннюю благодарность.

Верхний пояс располагается выше 4200 м. Видимая жизнь здесь исчезает, поверхность скал обнаженная, покрытая различными по цвету и плотности пленками высокогорного загара.

Здесь можно различить три главных типа поверхностных образований. Они характерны как для изверженных, так и для осадочных пород. Первый и самый распространенный тип характеризует поверхности скал, находящихся преимущественно в элювиальных условиях. Здесь образуется рыхлый, сильно выветренный, осветленный слой породы мощностью в 1,0—2,0 см; переполненный зелеными, а местами буряющими пятнышками. Это — колонии водорослей. Они встречаются также во всех трещинках породы и на нижней поверхности десквамационных корок, в виде зеленых или красно-бурых налетов. Поверхность рыхлой светлой корочки обычно затянута тончайшей желтой или красновато-желтой пленкой «загара».

Второй тип поверхностных образований — это иссиня-черные, блестящие, подобно лаку, прочные корочки толщиной до 1,0—1,5 мм, покрывающие слой неизменной породы. Они образуются на поверхностях, периодически увлажняемых водами, стекающими со скал или фильтрующимися сквозь толщину рыхлых накоплений. Черный лак покрывает обломки пород в сухих руслах у ледников плоских вершин Терской-Алатау, у берегов периодически изменяющих свой уровень ледниковых озерков, а также поверхность скал у древних каров и временных снежников. Здесь, по видимому, происходит аккумуляция подвижных продуктов выветривания.

Третий тип поверхностных образований формируется в местах более или менее постоянных водотоков. Это черные матовые пленки, образующие полосы и потоки на скалах. Во влажном состоянии эти пленки сильно набухают. Они сплошь состоят из клеток водорослей, значительная часть которых разложилась и дала темное органическое вещество.

Все эти формы поверхностных образований на скалах типичны не только для верхнего водорослевого пояса, но часто встречаются и в нижнем лишайниковом поясе. Здесь они приурочены к не заросшим лишайниками обнажениям пород. Поверхности, покрытые рыхлыми выветрелыми элювиальными корочками с тонкими пленками загара, постепенно заселяются лишайниками. Поверхности скал, покрытые темным плотным лаком, совершенно голы.

Образцы, представляющие различные типы поверхностных скальных образований из хребтов Терсей-Алатау и Кок-Шаал, собраны в верхнем водорослевом и нижнем лишайниковом поясах инвальной зоны, в пределах абсолютных высот от 3850 до 4350 м, на гранитах, гранодиоритах и известняках (фиг. 1).

Собранные образцы подвергались анализам — химическому и микроскопическому. Для ряда образцов было проведено определение группового состава микроорганизмов методом непосредственного подсчета микробных тел в образцах, окрашенных эритрозином.

1. Элювиальные рыхлые корочки выветривания

Приводим краткое описание собранных для анализа образцов.

1. Хребет Терсей-Алатау, район ледника Берга; абсолютная высота 4350 м; выходы гранитов у края ледника:

- а) серый среднезернистый гранит с глубины 5—15 см от поверхности;
- б) там же, светлая выветрелая корочка на граните мощностью в 1,0 см с легким охристым налетом на поверхности.



Фиг. 1.

1: а — серый-среднезернистый гранит; б — элювиальная осветленная корочка, 2 — черная лаковая корочка на граните; 3 — иссиня-черная матовая пленка на гранодиорите; 4 — черные налеты водорослей на граните.

2. Хребет Терской-Алатау, район ледника Ашутер; левый борт ледника; абсолютная высота 4100 м; выходы серых среднезернистых гранитов:

а) серый среднезернистый гранит с глубины 5—10 см от поверхности;

б) там же, гранит слегка осветленный, с глубины 3—5 см от поверхности;

в) там же, светлая рыхлая корочка выветривания мощностью в 1,0—1,5 см, покрытая тонкой оранжево-красной пленкой.

3. Хребет Кок-Шаал, район ледника Комарова; абсолютная высота 4100 м; выходы гранито-порфиров:

а) значительно затронутый выветриванием гранито-порфир с глубины 3—5 см от поверхности;

б) там же, светлая рыхлая корочка на гранито-порфире мощностью в 1,5—2,0 см, затянутая с поверхности тонкой ржавой пленкой.

В табл. 1 приведены анализы минералогического состава пород и продуктов их выветривания. По сравнению с породой в продуктах выветривания уменьшается содержание полевых шпатов, биотита и роговых обманок. Относительно увеличивается количество эпидота, появляется много кальцита, вторичных глинистых минералов и бурых изотропных агрегатов. Во всех выветрелых корках обнаружен в небольшом количестве опал.

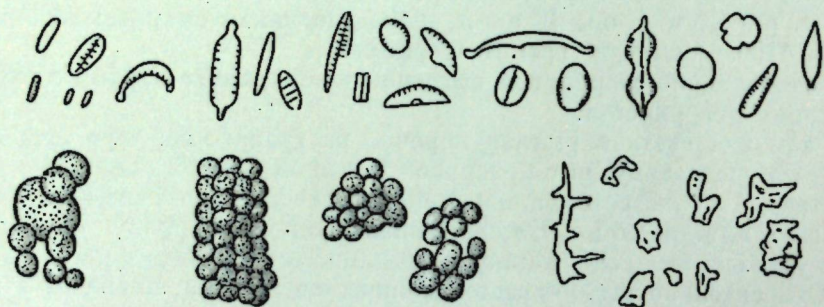
Таблица 1

Минералогический состав пород и продуктов их выветривания

№ образца	Описание образца	Кварц	Полевые шпаты		Мусковит	Биотит	Роговая обманка	Магнетит	Эпидот	Апатит	Циркон	Кальцит	Глинистые минералы	Бурые агрегаты	Опал
			свежие	выветрелые											
1а	Гранит с глубины 5—15 см	27,0	36,0	30,0	1,5	1,5	0,5	1,0	0,5	0,2	0,05	0,1	—	—	—
1б	Выветрелая корочка с глубины 0,1 см	34,0	—	33,0	2,0	0,5	0,1	—	1,2	0,4	0,1	4,5	17,0	3,5	0,1
2а	Гранит с глубины 5—10 см	29,5	55,0	11,0	0,3	1,2	0,6	0,8	0,3	0,1	0,02	0,1	—	—	—
2б	Выветрелый гранит с глубины 3—5 см	30,1	45,0	16,5	0,8	1,3	0,7	0,2	0,3	0,2	0,02	0,5	3,0	0,2	—
2в	Выветрелая корочка с глубины 0—1 см	33,0	20,0	20,5	1,6	1,0	0,5	0,1	0,5	0,1	0,08	1,3	8,9	3,0	1,0
3а	Гранито-порфир с глубины 3—5 см	28,4	27,0	34,5	0,3	0,4	0,3	0,1	0,8	0,2	0,04	0,8	5,5	1,5	—
3б	Выветрелая корочка с глубины 0—1 см	30,3	—	36,3	2,1	0,5	0,2	—	1,9	0,2	0,06	5,4	16,5	5,3	0,8

Полевые шпаты в выветрелых корках изменены и частично покрыты плотными, в отраженном свете— белыми пленками. Местами на зернах полевых шпатов появляются мелкие листочки серицита (или мусковита) вместе с агрегатами кальцита и мелкими кристалликами вторичных эпидотов.

Рыхлый материал корочек выветривания состоит из смеси кальцита и разных вторичных слюдоподобных минералов. Определение показателей преломления и окрашивание агрегатов различными органическими красителями (по методу В. Т. Белоусовой) показали, что глинные минералы представлены как промежуточными продуктами выветривания первичных алюмосиликатов (серицит, гидрослюды), так и продуктами синтеза вторичных алюмосиликатов (бейделлит, монтмориллонит, монотермит¹). Все



Фиг. 2. Диатомовые водоросли и фитолидарии в выветрелых корках

вторичные алюмосиликаты корочки выветривания имеют отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ более узкие, чем в первичных полевых шпатах (отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в бейделлите 3, в монотермите 2, в монтмориллоните 3—4).

Обнаруженный в продуктах выветривания аморфный кремнезем представлен, главным образом, скелетами диатомовых водорослей родов *Pinnularia*, *Eunotia*, *Navicula*, *Meridion*, *Cocconeis*, *Ceratoneis* (фиг. 2). Диатомовые распределены в пределах корочек выветривания неравномерно. Можно просмотреть ряд препаратов и найти лишь единичные скелеты водорослей, а иногда в препарате из того же самого образца в одном поле зрения можно насчитать до 10—15 экземпляров диатомей. Часто попадаются скопления очень мелких диатомовых водорослей, приуроченных к скоплениям гидратов окислов железа. Бурые округлые изотропные агрегаты, похожие на гидраты окислов железа, встречаются в большом количестве во всех выветрелых корках.

Микрохимические реакции подтверждают присутствие в них железа. Эти агрегаты интенсивно окрашиваются фуксином и эритрозином, что говорит о наличии в них также и органических веществ. В некоторых бурых агрегатах можно различить окрашенные в оранжево-красный цвет округлые клетки, похожие на клетки водорослей (фиг. 3,а). Реже внутри округлых агрегатов и по краям их тянутся окрашенные в красновато-оранжевый цвет тонкие ветвящиеся нити, похожие на грибные гифы (фиг. 3,б).

Тонкие красновато-оранжевые пленки на поверхности выветрелых корочек также представляют собою скопления подобных органожелезистых агрегатов. В некоторых препаратах в этих пленках обнаруживаются хорошо сохранившиеся клетки водорослей.

Во всех выветрелых корочках обнаружено много кальцита. Как правило, скопления его приурочены к многочисленным переполняющим корочки выветривания колониям зеленых и синезеленых водорослей. Местами кальцит встречается в виде довольно крупных зерен с хорошо выраженной

¹ Состав глинных минералов в корочках выветривания нельзя считать точно установленным, так как методы только минералогического анализа в применении к минералам глин мы считаем недостаточными.

Таблица 2

Состав глинных минералов в корочках выветривания гранитов

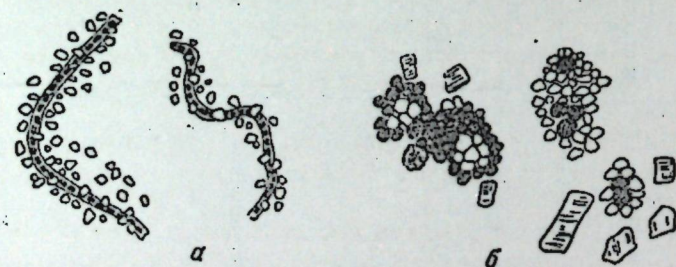
№ образца	Описание образца	Окраска от малахитовой зелени	Окраска от патен-блэу; водный раствор	Окраска от патен-блэу; спиртовый раствор	Показатель преломления	Название минерала	Содержание в образце
16	Выветрелая корочка с гранита у ледника Берга	Синяя	Синяя	Синяя	1,410	Опал	Мало
		»	Нет	»	1,543	Бейделлит, монтмориллонит	»
		»	»	Нет	1,552—1,561	Бейделлит	Много
		»	»	»	1,561—1,575	Гидрослюды	»
2в	Выветрелая корочка с гранита у ледника Ашутер	Синяя	Синяя	Синяя	1,400	Опал	Мало
		»	Нет	»	1,543—1,549	Бейделлит, монтмориллонит(?)	Средне
		»	»	Нет	1,552—1,565	Монотермит, гидрослюды (?)	Много
		Зеленая	»	»	1,563	Серицит	Мало
36	Выветрелая корочка с гранито-порфира у ледника Комарова	Синяя	Синяя	Синяя	1,390	Опал	Единично
		»	Нет	Нет	1,555—1,563	Бейделлит, гидрослюды	Много
		Зеленая	»	»	1,565	Серицит	Мало
		»	»	»	»	»	»

спайностью, но чаще образует оолиты или мелкочешуйчатые агрегаты, обильно инкрустирующие колонии водорослей (фиг. 4, б).



Фиг. 3. Стяжения гидратов окислов железа в корочках выветривания в пленках загара

Часто нитчатые синезеленые водоросли заключены как бы в панцырь из мелких кристалликов кальцита (фиг. 4, а). Их нити хорошо видны при окрашивании препаратов эритрозином.



Фиг. 4. Новообразования кальцита вокруг нитей синезеленых водорослей (а) и в колониях зеленых водорослей (б).

Непосредственные наблюдения под микроскопом, а также посеы на среду Гейтлера показали, что в корочках выветривания присутствуют главным образом зеленые водоросли *Chlorococcum* и *Chlorella*, одноклеточные синезеленые водоросли *Croococcum* и нитчатые синезеленые водоросли.

Окрашивание эритрозином стерильно взятых образцов пород и продуктов выветривания показало, что здесь, кроме водорослей, в значительном количестве присутствуют бактерии и грибы.

Результаты непосредственного подсчета микроорганизмов в окрашенных эритрозином препаратах приведены в табл. 3.

Таблица 3

Состав микроорганизмов в породах и продуктах их выветривания в нивальном поясе центрального Тянь-Шаня

№ образца	Описание образца	Абсолютная высота, м	Содержание в 1 г породы			Состав водорослей		
			бактерии	грибы	водоросли	зеленые	синезеленые	диатомовые
1а	Гранит с глубины 5—10 см	4350	$1,0 \times 10^3$	$8,0 \times 10^2$	$8,0 \times 10^2$	Мало	Нет	Нет
1б	Выветрелая корочка на граните	4350	$8,0 \times 10^5$	$1,5 \times 10^4$	$3,5 \times 10^5$	Много	Средне	Мало
2а	Гранит с глубины 15 см	4100	$4,0 \times 10^2$	$1,0 \times 10^2$	Нет	—	—	—
2б	То же, с глубины 3—5 см от поверхности	4100	$2,0 \times 10^3$	$6,0 \times 10^2$	„	—	—	—
2в	То же, выветрелая корочка	4100	$3,0 \times 10^5$	$3,0 \times 10^4$	$2,0 \times 10^5$	Много	Много	Много
3а	Гранито-порфир с глубины 5—7 см	3900	$6,0 \times 10^3$	$2,0 \times 10^3$	$2,4 \times 10^3$	Мало	Мало	Нет
3б	То же, корочка на гранито-порфире	3900	$6,0 \times 10^5$	$3,6 \times 10^4$	$1,6 \times 10^5$	Много	Много	Средне

Несмотря на всю приблизительность подобного подсчета, видно, насколько обильно населены микроорганизмами выветрелые корочки. Даже и на глубине 3—5 и 10 см от поверхности встречаются изредка гифы грибов и клетки бактерий. В составе микроорганизмов выветрелых корочек преобладают водоросли и бактерии. Возможно, что количество бактерий несколько преувеличено, так как мы считали за бактериальные скопления все окрашенные эритрозином пленочки на поверхности минералов, иногда без видимых бактериальных клеток. Возможно, что частично эти органические вещества представляют собой продукт жизнедеятельности и разложения грибов и водорослей. К обсуждению этого вопроса мы вернемся ниже.

В составе водорослей, как правило, преобладает группа одноклеточных зеленых водорослей. В меньшем количестве встречаются синезеленые и диатомовые водоросли.

При подсчете грибных гифов и бактериальных клеток под микроскопом мы обратили внимание, что скопления микроорганизмов приурочены, главным образом, к сильно выветрелым зернам полевых шпатов, бурых слюд и роговых обманок. Зерна кварца, как правило, были стерильными. Чтобы проверить это наблюдение, мы произвели следующий опыт.

Под бинокулярной лупой были отобраны из выветрелого гранита 100 зерен кварца, 100 зерен полевых шпатов и 100 зерен биотита. Отобранные минералы высевались по методу, предложенному Д. М. Новогрудским (1946), в чашки Петри с агаризованной водой (каждый минерал в особую чашку). При таком способе посева микроорганизмы, присутствующие на

поверхности минералов, получают для своего развития очень мало элементов из питательной среды. Они могут развиваться лишь за счет питательных веществ, которые находятся на поверхности самих минералов.

Через 10 дней после посева был произведен микроскопический подсчет зерен минералов, на которых развились микроорганизмы. Опыт был поставлен в двукратной повторности; результаты его приведены в табл. 4.

Таблица 4

Рост микроорганизмов на минералах из корки выветривания гранита при посевах на агаризованную воду

Минерал	1-й опыт		2-й опыт		Описание микроорганизма
	число подсчитанных зерен	число зерен с микроорганизмами	число подсчитанных зерен	число зерен с микроорганизмами	
Кварц	100	4	100	1	Едва заметная беловатая бактериальная слизь с кокковидными бактериями
Полевые шпаты	100	81	100	76	Обильная беловатая бактериальная слизь; лучистые колонии кокковидной бактерии
Биотит	100	60	100	85	Обильные крупные колонии кокковидной бактерии

Данные таблицы подтверждают наши наблюдения над расселением микроорганизмов на различных минералах: зерна кварца почти все оказались стерильными, в то время как около 80 % зерен полевых шпатов и биотита дали рост беловатых колоний мелкой кокковидной бактерии.

Этот же опыт был повторен в несколько иных условиях. Зерна различных минералов, отобранные из выветрелых корочек гранита, равномерно распределялись на стерильных предметных стеклах. Стекля с минералами помещались в простерилизованные эксикаторы (в атмосферу, насыщенную водяными парами). Зерна минералов адсорбировали на поверхности гигроскопическую воду. В этих жестких условиях могла развиваться только наиболее неприхотливая грибная микрофлора.

Результаты наблюдений над ростом грибов на различных минералах приведены в табл. 5. Развитие грибов наблюдалось лишь на выветрелых зернах полевых шпатов и биотита. Кварц, эпидот, циркон, магнетит, а также свежие полевые шпаты и биотит оказались стерильными.

Определения грибов, произведенные С. Р. Шварцман, показали, что на выветрелых биотитах развились грибы родов *Penicillium* и *Alternaria*, а на полевых шпатах, кроме указанных грибов, еще и *Cephalosporium*.

Таким образом, выветрелые корочки на поверхности пород и даже частично прилегающая, менее выветрелая порода обнаруживают разнообразную микрофлору. Разрушение первичных минералов и синтез вторичных новообразований происходят в зоне, обильно населенной микроорганизмами.

В табл. 6 мы приводим результаты валовых анализов гранитов и образующихся на них осветленных выветрелых корочек. При сравнении анали-

Таблица 5

Расселение и рост грибов на различных минералах выветривающихся гранитов

Объект	Дата наблюдений	Рост микроорганизмов				эпидот	циркон	магнетит
		кварц	полевые шпаты	полевые шпаты рельефе	биотит			
Корка с загаром на гранитах у ледника Колпаковского, абс. высота 4200 м	Через 10 дней после посева	Нет	Нет	Нет	Нет	На большинство зерен появились тонкие грибы; спор нет	Нет	Нет
То же	Через месяц после посева	»	»	На зернах, покрытых буроватым налетом, спороносные грибы грибов из рода <i>Cephalosporium</i>	»	Все зерна оплетены паутиной грибов гифов, обильно споросающих, из рода <i>Penicillium</i> ; на одном зерне гифы <i>Alternaria</i>	»	»
Корка выветрелого гранита с налипшими лишайниками у Тянь-шаньской обсерватории; абс. высота 3700 м	Через 10 дней после посева	»	»	Редкие зерна дали многочисленные гифы грибов	»	Большинство зерен дали гифы грибов <i>Penicillium</i>	»	»
То же	Через месяц после посева	»	»	Почти все зерна, покрытые чешуйками с ризидитами и кристалликами кальция, дали рост грибов: <i>Cephalosporium</i> , <i>Penicillium</i> , <i>Alternaria</i>	»	Почти все зерна дали рост гриба из рода <i>Penicillium</i>	»	»

Таблица 6

Валовые анализы пород и элювиальных корочек
(в % на прокаленное вещество)

Название ледника	№ образца	Описание образца	Потери при прокаливании	N	SiO ₂	R ₂ O ₃ + P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	MnO	SO ₂	CaO	MgO	K ₂ O
Ледник Берга	1а	Гранит	1,20	0,025*	69,90	21,50	1,80	0,07	19,03	0,14	0,65	1,22	0,17	2,00
	1б	Светлая корочка выветривания	3,60	0,058	68,27	22,25	1,60	0,75	19,90	0,14	0,34	2,00	0,46	2,40
Ледник Ашутер	2а	Гранит	0,50	0,020*	74,84	16,83	2,00	0,61	14,22	0,27	0,37	1,11	0,18	2,92
	2б	Выветрелый гранит	0,40	0,026	74,51	18,10	1,90	0,75	15,45	0,40	0,27	1,00	0,10	2,24
Ледник Комарова	3а	Светлая корочка выветривания	2,00	0,045	73,94	18,54	2,20	0,78	15,56	0,07	0,35	1,22	2,20	3,00
	3б	Гранито-порфир выветрелый	1,00	0,033*	73,57	18,52	2,42	0,19	15,91	0,27	0,17	1,21	0,27	2,24
	3в	Светлая корочка выветрелая	4,80	0,045	67,34	22,75	2,45	0,19	20,11	0,20	0,25	2,40	0,26	2,29

* Среднее из восьми определений.

зов пород и продуктов выветривания обнаруживается значительное увеличение величины потери от прокаливания в выветрелых корках. Это увеличение может происходить за счет гидратной воды, углекислоты карбонатов кальция и магния и органического вещества. Об увеличении органического вещества в корочках выветривания говорят цифры содержания валового азота. В корочках выветривания азота в два раза больше, чем в породах. Присутствие некоторого количества азота в слое пород, лежащих на глубине 10—15 см от поверхности, повидимому, связано с присутствием там микроорганизмов или, возможно, продуктов их жизнедеятельности, проникающих в глубь породы, по волосным трещинкам, из верхнего, обильно населенного микроорганизмами, слоя.

По сравнению с породой во всех корочках выветривания наблюдается уменьшение содержания кремнезема и относительное увеличение окислов алюминия. Из катионов в корочках выветривания в заметных количествах накапливаются кальций и в некоторых случаях — магний.

Аккумуляция кальция в выветрелых корках происходит, повидимому, в результате жизнедеятельности водорослей или иных сопутствующих водорослям микроорганизмов, переводящих воднорастворимый кальций в кальцит, который мы и обнаруживаем при микроскопических исследованиях.

Состав глинистых минералов в корках выветривания, относительно бедных кремнием и содержащих в некоторых случаях магний, подтверждает данные о выносе кремнезема и накоплении магния. Малая подвижность калия, дающего при выветривании легко растворимые в воде соли, повидимому, связана с частичным поглощением его микроорганизмами, населяющими выветрелые корки, с накоплением его в форме серицита, а также с нахождением в форме стойкого против процессов выветривания минерала — микроклина.

Относительно слабый вынос, а в некоторых случаях и относительное накопление железа (образцы 2в, 3б), повидимому, обусловлены его аккумуляцией в виде органоминеральных соединений, скопления которых обнаруживаются в корочках выветривания. Мы попытались ближе подойти к выяснению природы этих органоминеральных образований.

При выборе методики исследования мы исходили из предположения, что в процессе жизнедеятельности микроорганизмов и после их отмирания в выветрелых корочках могут образовываться вещества, подобные гуминовым веществам почв.

При непосредственной обработке образцов выветрелых корочек 0,1 н. NaOH, в щелочном растворе не обнаружилось органических веществ; следовательно, гуминовые кислоты или подобные им соединения в продуктах выветривания гранитов отсутствуют.

Для выделения органических веществ, связанных с железом и, возможно, с другими полуторными окислами, был произведен непосредственный гидролиз материала корочек выветривания 1,0 н. H₂SO₄ при часовом нагревании в водяной бане, как это рекомендуется в методике фракционного анализа органического вещества почв И. В. Тюрина (1932).

Сернокислые вытяжки из корочек были окрашены в соломенно-желтый цвет.

При нейтрализации кислого фильтрата (с растворенными полуторными окислами и органическими кислотами) начал появляться еще в кислой среде (рН около 5,3) обильный желто-бурый осадок. По свидетельству В. В. Пономаревой (1947); при этих условиях происходит совместное осаждение фульвокислот и полуторных окислов. Определение углерода в выпавших осадках подтвердило присутствие здесь органического вещества.

Приводим цифры углерода, переходящего в раствор при гидролизе и осаждаемого полуторными окислами при $pH=5,3$ в процентах от веса сухого вещества: в обр. 16 — 0,128; в обр. 26 — 0,350 и в обр. 36 — 0,212.

Таким образом, органожелезистые образования, обнаруженные нами при микроскопическом исследовании материала выветрелых корочек, представляют собой осадок, содержащий вещества, подобные фульвокислотам.

Совместное осаждение фульвокислот и полуторных окислов, как показали исследования В. В. Пономаревой, происходит лишь при определенных значениях pH среды и концентрации растворов.

Наши анализы также показывают, что из выветрелых корок часть окислов железа и окислов марганца выносятся. Мы их находим в областях местных аккумуляций нивального пояса. Здесь они образуют особый тип поверхностных образований — плотные иссиня-черные или темнокоричневые лаки высокогорного загара.

2. Натечные глянцевитые корочки высокогорного загара

Образцы иссиня-черных лакированных поверхностных образований были собраны в тех же пунктах, что и образцы рыхлых осветленных элювиальных корочек. Ранее мы указывали, что лаки покрывают поверхность скал, периодически увлажняемых стекающими по поверхности пород водами, или поверхности скал, которые увлажнялись ранее, а в настоящее время сухи.

Приводим описание собранных образцов:

- 1) иссиня-черная лаковая корочка на поверхности гранита в сухом русле у ледника Берга; абс. высота 4200 м;
- 2) иссиня-черная лаковая поверхность гранита у основания гранитных скал у ледника Берга; абс. высота 4300 м;
- 3) темнокоричневая глянцевитая поверхность гранита на сглаженных скалах над ледником Колпаковского; абс. высота 4100 м;
- 4) иссиня-черная глянцевитая корочка на известковом щебне среди полигонов у ледника Колпаковского; абс. высота 4100 м;
- 5) глянцевитая иссиня-черная поверхность хлоритизированных известняков на стенках древних каров в верховьях р. Сары-Джас; абс. высота 3850 м;
- 6) глянцевитая иссиня-черная поверхность гранодиорита, борт ледника Саватер; абс. высота 3600 м;
- 7) иссиня-черная глянцевитая корочка на валунах гранодиорита в морене ледника Саватер; абс. высота 3550 м;
- 8) иссиня-черная глянцевитая корочка на валунах гранита у ледникового озера среди незаросших морен ледника Саватер; абс. высота 3500 м;
- 9) матовая черная поверхность валунов в понижениях среди молодых морен ледника Петрова; абс. высота 3850 м;
- 10) глянцевитые корочки у основания гранитных скал в борту ледника Ашутер; абс. высота 3900 м.

Темные лаковые корочки осторожно соскабливались с поверхности пород и обрабатывались крепкой серной кислотой. В растворах определялись окислы железа и окислы марганца.

Результаты анализов приведены в табл. 7.

Окислы железа и окислы марганца обнаружены в значительных количествах во всех исследованных корках. Содержание этих окислов в отдельных образцах сильно варьирует.

Таблица 7

Содержание Fe_2O_3 и MnO в корочках загара
(в % на воздушно-сухое вещество)

№ образ- ца	Порода	Fe_2O_3	MnO	$\frac{Fe_2O_3}{MnO}$	№ образ- ца	Порода	Fe_2O_3	MnO	$\frac{Fe_2O_3}{MnO}$
1	Гранит	7,50	1,35	5,6	6	Гранодиорит	6,50	0,72	9,0
2	»	5,06	0,57	8,9	7	Гранодиорит	10,30	4,50	2,3
3	»	34,00	2,00	17,0	8	Гранит	41,50	34,00	1,2
4	Известняк мраморизованный	10,00	8,00	1,2	9	»	17,20	1,60	1,2
5	Известняк хлоритизированный	6,69	3,95	1,7	10	»	19,00	13,2	1,4

Процентное содержание Fe_2O_3 и MnO в корочках загара не имеет абсолютного значения, так как в соскабливаемый анализируемый материал попадали не только пленки загара, но и частично лежащая под ними порода. Чем пленка загара была толще, тем соскабливаемый материал был более «чистым», без включений породы. В этих образцах и обнаружилось наибольшее содержание Fe_2O_3 и MnO , в то время как в тонких пленках абсолютное содержание этих окислов оказалось значительно ниже, так как в анализируемые образцы частично попадали кусочки породы (но во всех случаях содержание Fe_2O_3 и MnO в корочках значительно выше, чем в самих породах).

Гораздо более интересны отношения между окислами железа и марганца в различных корках загара.

На одной и той же породе эти отношения сильно изменяются. Так, в корочках загара на граните отношение $Fe_2O_3 : MnO$ варьирует от 17,0 до 1,2; на гранодиорите от 9,0 до 2,3. Разные породы часто имеют близкие отношения $Fe_2O_3 : MnO$. Так, известняки (№ 4 и 5), сильно отличающиеся по минералогическому и химическому составу (один из них сильно хлоритизирован, другой же мраморизован), дали почти одинаковые отношения $Fe_2O_3 : MnO$ (1,2—1,7). Такие же отношения $Fe_2O_3 : MnO$ (равные 1,2) имеют некоторые образцы гранитов (№ 8 и 9).

Таким образом, относительное содержание окислов железа и марганца в корочках загара не связано с составом той породы, на поверхности которой образуется корка. Это обстоятельство подтверждает наши предположения о натечном, аккумулятивном характере лаковых корочек высокогорного загара.

Небольшое число проанализированных нами образцов не позволяет ответить определенно на вопрос о причинах изменения относительного содержания Fe_2O_3 и MnO в лаковых корках.

Разделение окислов железа и марганца происходит, повидимому, в процессе их миграции. Выделению их из растворов могут способствовать изменения pH среды, изменение концентрации и химического состава растворов. Весьма вероятно также и роль живых организмов в извлечении и осаждении этих окислов.

Исследования материала корок загара под микроскопом показали, что они состоят из темнубурых, местами почти черных, изотропных агре-

гатов с высоким показателем преломления (1,65—1,70); форма их разнообразна. Некоторые, наиболее светлые из них, представляют собою плотные пластинки (ровные, прямые), иногда слабо анизотропные. Чаще встречаются темнубурые, непрозрачные агрегаты с неровными краями (фиг. 1, е); они состоят из округлых и удлиненных небольших зерен.

В образце загара на хлоритизированном известняке скопления бурых агрегатов имеют почковидную форму (фиг. 1, е) и похожи на скопления клеток водорослей.

В образце загара с гранита (№ 1) преобладают мелкозернистые агрегаты, местами слабо анизотропные. Темный цвет корок загара не позволил применить методы окрашивания для непосредственного подсчета имеющихся в них микроорганизмов.

Посевы материала лаковых корок на агаризованную воду (по методу Д. М. Новогрудского) и на среду Гейтлера показали (табл. 8), что во всех корках присутствуют водоросли зеленые и синезеленые, грибы, бактерии и актиномицеты.

Таблица 8

Рост микроорганизмов из корок загара, выселенных на агаризованную воду

Описание образца	Грибы	Бактерии	Актиномицеты	На среде Гейтлера водоросли
Загар на граните	++	+++	++	++++
Загар на гранодиорите	+	+	+	+++
Загар на хлоритизированном известняке	+++	++	+	+++
Загар на известняке	+++	++	—	+++

Примечание: ++++ очень много; +++ много; ++ среднее; + мало; — нет.

Среди присутствующих в корках микроорганизмов мы обнаружили грибы родов *Penicillium* и *Alternaria*.

Нам не известно, какое участие все эти микроорганизмы принимают в образовании железо-марганцевых корок. Возможно, что среди них есть специфические микроорганизмы, фиксирующие железо и марганец. В растворах, стекающих по поверхности скал, железо и марганец могут находиться, главным образом, в форме хорошо окисленных соединений, так как скалы омываются насыщенными кислородом снеговыми и дождевыми водами. Это могут быть устойчивые в щелочной среде кремнекислые или фосфорнокислые соли железа и, возможно, какие-либо органо-железистые или органо-марганцевые соединения.

Исследования В. О. Калиненко (1946) показали, что для развития железофиксирующих бактерий не обязательны закисные формы железа. Мало того, железо не играет никакой существенной роли в их физиологии и привлекается микроорганизмами из растворов лишь в связи с потреблением тех органических веществ, с которыми железо связано. Текучесть природных вод компенсирует ничтожные дозы органических веществ и создает ресурсы для гетеротрофного питания микроорганизмов.

Возможно, что и в наших условиях извлечение железа и марганца из растворов происходит подобным же путем.

Вполне вероятно, что в этом процессе участвует не какой-либо специфический железофиксатор, а целый комплекс микроорганизмов, приспособившихся к суровым условиям существования в нивальной зоне, где растворы содержат лишь ничтожные дозы органического вещества.

Наши анализы вод (в девяти пробах) из нивального пояса показали, что воды, стекающие по поверхности скал и ледников, содержат от 3,0 до 8,0 мг углерода в литре. Состав органической части вод более подробно нами не изучался.

Ионы закисного железа, а также окисное железо в ионной форме в водах не обнаружены.

Решение вопроса об образовании железо-марганцевых корок требует более тщательных исследований видового состава и физиологии микроорганизмов, населяющих корки загара, и химического состава вод, омывающих поверхность скал. Выяснению этого вопроса может помочь также исследование железо-марганцевых корок в различных стадиях их формирования.

В связи с этим мы рассмотрим третий тип поверхностных образований на скалах, образующийся в настоящее время в местах более или менее постоянных водотоков.

3. Водорослевые налеты на поверхности скал нивального пояса

Третий тип поверхностных образований на скалах нивального пояса — черные матовые полосы, отмечающие места постоянных водотоков. Поверхность скал здесь влажна и покрыта набухшей, легко соскабливающейся мягкой черной пленкой.

Для исследования были взяты три образца: один — с поверхности гранитов в левом борте ледника Ашутер, на абсолютной высоте 4100 м; другой — с поверхности гранодиоритов в правом борте ледника Саватер, на абсолютной высоте 3650 м; третий — с поверхности хлоритизированных известняков на абсолютной высоте в 3800 м. Микроскопические исследования показали одинаковый характер всех трех образцов. При рассмотрении в бинокулярную лупу они представляют собой черные, матовые, подобные накипи, пленки, концентрирующиеся в углублениях породы. На образцах гранита из черной массы выступают лишь наиболее выпуклые зерна кварца, окрашенного с поверхности в желтоватый цвет. В отдельных участках на поверхности черных пленок видны тонкие бесцветные нити. При рассмотрении черных пленок в микроскоп обнаружилось, что они состоят из колоний одноклеточных зеленых и синезеленых водорослей. В меньшем количестве здесь встречаются нитчатые синезеленые водоросли. Многие клетки водорослей значительно изменены, приобрели черную или темнубурю окраску и потеряли отчетливое строение. Местами они обратились в сплошное черное вещество, среди которого можно различить лишь остатки водорослевых клеток.

При обработке 0,1 н раствором NaOH кусочков породы, покрытых темными водорослевыми налетами, вытяжки были заметно окрашены органическим веществом. Фракционный состав органического вещества, перешедшего в щелочную вытяжку, приведен в табл. 9 и выражен в миллиграммах перешедшего в раствор углерода. Для определения отношения общих углерода и азота в водорослевых налетах водоросли соскабливались и в полученном материале определялись валовые углерод и азот. Они рас-

считаны в процентах от веса полученного при соскабливании материала, содержащего и минеральные частицы породы. Поэтому интересны не столько абсолютные величины C и N, сколько отношения между ними, постоянные для водорослевых налетов на гранитах и на известняке.

Таблица 9

Состав органического вещества в водорослевых налетах

Название породы, с которой соскоблен налет	C общий, %	N общий, %	C/N	Углерод, переходящий в 0,1 н. NaOH, мг	Углерод, осаждаемый 1,0 н. H ₂ SO ₄ (гуминовые кислоты), мг	Углерод не осаждаемый 1,0 н. H ₂ SO ₄ (фульвокислоты), мг	C фульво-кислот	C, переходящий в 0,1 н. H ₂ SO ₄ , мг
							C гуминовых кислот	
Гранит	5,60	0,38	14,0	5,3	3,0	2,3	0,77	3,2
Гранодиорит	—	—	—	17,0	0,6	16,4	27,0	10,3
Известняк	4,48	0,31	14,4	2,3	1,2	1,1	0,92	2,1

Таким образом, темный цвет водорослевых налетов объясняется идущими в них процессами гумификации и образованием гуминовых кислот и фульвокислот, аналогичных по своему поведению гуминовым веществам почв.

В двух образцах отношения гуминовых и фульвокислот близки к единице. В образце гранодиорита значительно преобладает фракция фульвокислот.

Непосредственный кислый гидролиз также дал значительное растворение органических веществ из водорослевых налетов. Обилие фульвокислот в гумифицированном веществе водорослевых налетов может способствовать удержанию здесь полуторных окислов.

Для выяснения вопроса, происходит ли в водорослевых налетах фиксация окислов железа и марганца, в двух образцах водорослевых налетов, осторожно соскобленных с гранита и гранодиорита и сожженных в крепкой серной кислоте, были определены железо и марганец. Результаты получились следующие: 1) в водоросли с гранита содержится (в процентах от веса сухого органического вещества) Fe₂O₃ 2,08; MnO 0,57; 2) в водоросли с гранодиорита — Fe₂O₃ 0,665; MnO — следы.

Если бы можно было цифры содержания окислов железа и марганца рассчитать не к весу сухого вещества, а к весу зольного остатка, величина их значительно возросла бы.

Но и в таком виде эти данные подтверждают фиксацию железа, а в некоторых случаях марганца, в водорослевых налетах на скалах.

Причины, вызывающие накопление здесь полуторных окислов, не ясны. Возможно, что в фиксации железа участвуют не только сами водоросли, но и какие-либо сопутствующие им микроорганизмы.

В водорослевых налетах следует ожидать развития обильной и разнообразной микрофлоры. Здесь достаточно влаги, много органических веществ; в темной массе полурасложившихся органических остатков микроорганизмы могут найти укрытие от прямых солнечных лучей, а темный цвет водорослевых налетов и идущие там процессы разложения органи-

ческих веществ способствуют их лучшему прогреванию. Фиксация полуторных окислов в водорослевых корках возможна и без участия живых организмов. Осаждение железа и марганца из растворов возможно при встрече их с продуктами распада микробных тел — веществами, близкими по своей природе фульвокислотам.

При любом способе фиксации полуторных окислов мы склонны рассматривать водорослевые налеты на современных водотоках как одну из стадий формирования железо-марганцевых корочек высокогорного загара. Превращение водорослевых налетов в плотные иссиня-черные лаки происходит, по видимому, после высыхания ранее действовавших водотоков и почти полной минерализации органических остатков.

Определение углерода, переходящего в раствор при гидролизе лаковых корок, показало, что в них всегда содержится некоторое количество органического вещества.

ИСТОЧНИКИ УГЛЕРОДА И АЗОТА В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НИВАЛЬНОГО ПОЯСА

В элювиальных корочках выветривания и в различных натечных образованиях нивального пояса обнаружены заметные количества органических углерода и азота. Кроме того, значительное количество углерода накапливается в продуктах выветривания в виде карбонатов.

В продуктах выветривания углерод появляется главным образом в результате деятельности диатомовых, зеленых и синезеленых водорослей — микроорганизмов, прототрофных по углеродному питанию и обильно населяющих поверхность и выветрелые части горных пород. Разложение их остатков служит источником углерода для других групп микроорганизмов, потребляющих готовое органическое вещество.

Источником азота в продуктах выветривания могут быть азотсодержащие соединения, попадающие на поверхность скал вместе с осадками. Этот источник поступления азота весьма вероятен, так как грозы в Тянь-Шане очень часты. Определение доли участия такого азота в питании микроорганизмов требует постановки специальных исследований.

Другим источником азота может быть азот, фиксируемый самими микроорганизмами. Этот путь тоже вероятен. Исследованиями В. П. Таусона (1948) на Памире установлено присутствие на поверхности скал азотобактерий. Н. А. Красильников (1949) отмечает наличие азотфиксирующих микроорганизмов на обнажениях горных пород в Армении.

В образцах выветрелых горных пород из центрального Тянь-Шаня, исследованных Д. М. Новогрудским, азотобактер не обнаружен. Но это не исключает возможности присутствия на поверхности пород каких-либо других микроорганизмов, усваивающих атмосферный азот.

Третьим источником органических углерода и азота может быть атмосферная пыль. Исследование состава атмосферной пыли из Индии и Средней Азии, проведенное Макгореном (1851, цитируем по Эренбергу), показали, что в составе пыли находится много органических веществ. В пыли были обнаружены пестрые волокна, напоминающие кусочки древесины, много фитолитарий, пыльца бабочек и шесть видов диатомовых водорослей.

По рекомендации Д. М. Новогрудского мы провели наблюдения над составом пыли, оседающей на поверхность скал в нивальном поясе центрального Тянь-Шаня. Для этого на поверхность скал и льда в различных пунктах были положены предметные стекла. Чтобы частицы пыли

приклеивались, поверхность стекол была смазана тонким слоем глицерина. Стекла раскладывались попарно. После суточного лежания каждая пара стекол собиралась отдельно и складывалась вместе смазанными глицерином поверхностями с приклеившимися частицами пыли. В таком виде стекла транспортировались. Было просмотрено под микроскопом десять пар стекол.

Исследование состава пыли показало, что она состоит преимущественно из мелких минеральных частиц, близких по своим оптическим свойствам к монотермиту или бейделлиту. Здесь же встречаются более крупные пластинки биотита и мусковита. Реже попадаются мелкие зернышки кальцита. Состав минеральной части пыли во всех случаях был почти одинаков и близок к составу минералов, образующихся при выветривании пород в нивальном поясе. Преобладали минералы пластинчатой формы, легкие и имеющие большую поверхность, легко переносимые ветром. Наряду с минералами в составе пыли на всех образцах были обнаружены органические частицы.

Результаты исследований органической пыли приведены в табл. 10.

Таблица 10

Состав органической пыли

№ стекла	Место лежания стекла	Пыльца растений	Споры	Зеленые и синезеленые водоросли	Диатомовые водоросли	Бурые нити (гифы)	Ткани растений
1	Боковая морена ледника Ашутер; абс. высота 3800 м . . .	++	—	++	—	+	—
2	Ледник Ашутер, ледопад вблизи фирновых полей; абс. высота 3900 м . . .	++	++	++	+++	+	—
3	Ледник Ашутер, скалы правого борта; абс. высота 3900 м	—	+	+++	+++	—	+
4	Ледник Ашутер, фирн; абс. высота 3950 м	—	++	++	+++	+	+
5	Язык ледника Ашутер; абс. высота 3700 м	++	++	++	++	+	—
6	Левый борт ледника Ашутер; абс. высота 4000 м	+++	++	+	+	—	—
7	Ледник Саватер, язык; абс. высота 3700 м	—	+	+++	+++	++	—
8	Ледник Кара-Баткак вблизи ледопада .	—	+	+	++	++	—

Примечание: +++ много; ++ средне; + мало; — нет.

В органической части пыли отмечена пыльца растений, в том числе ели, много спор мхов и лишайников, очень много зеленых, синезеленых и диатомовых водорослей, аналогичных обитающим на поверхности скал. Единично попадаются бурые нити, похожие на гифы и кусочки тканей растений (фиг. 5).



Фиг. 5. Органическая пыль

1 — 6 — номера стекол; а — споры; б — водоросли зеленые и синезеленые; в — пыльца; г — гифы грибов; д — диатомовые водоросли; е — ткани растений

Таким образом, часть органической пыли имеет местное происхождение. Клетки зеленых, синезеленых и диатомовых водорослей переносятся при высыхании скал и оседают на соседних поверхностях. Эти процессы переноса способствуют широкому расселению водорослей в пределах нивального пояса, и действительно, как показывают исследования, они

встречаются повсеместно. Такое же местное происхождение имеют споры мхов и лишайников (скалы населены ими до высоты 4100—4200 м). Часть же органической пыли приносится из более далеких, нижележащих поясов. Это пыльца высших растений.

Органическая пыль состоит главным образом из генеративных клеток, способных к размножению. Попадая в благоприятные условия, они начинают развиваться и постепенно завоевывают поверхность обнаженных горных пород. В случае, если условия их существования неблагоприятны, они могут служить источником органической пищи для других групп микроорганизмов, обильно населяющих поверхность скал и рыхлые продукты выветривания нивального пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В нивальном поясе центрального Тянь-Шаня, наряду с термическим выветриванием, происходят процессы глубокого изменения минералогического и химического состава выветривающихся пород.

2. Процессы выветривания горных пород и миграция подвижных продуктов выветривания совершаются в присутствии и при участии комплекса микроорганизмов: зеленых и синезеленых водорослей, диатомовых водорослей, бактерий, грибов и актиномицетов.

3. Наиболее активная роль в процессах аккумуляции подвижных продуктов выветривания принадлежит водорослям. Зеленые и синезеленые водоросли в процессе жизни способствуют выделению из растворов углекислого кальция и образованию различных форм кальцита. Некоторые зеленые водоросли аккумулируют в своих телах железо и способствуют, по видимому, образованию железо-марганцевых корок высокогорного загара.

4. В процессе выветривания пород идет аккумуляция в продуктах выветривания органических веществ, представленных телами микроорганизмов и продуктами их жизнедеятельности и разложения. Последние представляют собой органические вещества, аналогичные по некоторым свойствам фракциям гуминовой и фульвокислот почвенного гумуса. Органические вещества, подобные фульвокислотам, образуют в продуктах выветривания комплексные соединения с гидратами окислов железа.

5. Насыщение продуктов выветривания органическими углеродом и азотом происходит главным образом вследствие развития прототрофных микроорганизмов. Часть органического вещества приносится в виде спор и пыльцы растений с атмосферной пылью.

ЛИТЕРАТУРА

- Калиненко В. О. К вопросу о происхождении селитры на Памире. Сб. Тр: Памирско-Тадж. экспедиции АН СССР, 1932.
- Калиненко В. О. О железобактериях в «безжелезистых» водах. «Микробиология», 1946, т. XV, в. 1.
- Красильников Н. А. Существует ли азотобактер в лишайниках. «Микробиология», 1949а, т. XVIII, в. 1.
- Красильников Н. А. Роль микроорганизмов в выветривании горных пород. «Микробиология», 1949б, т. XVIII, в. 4.
- Новогрудский Д. М. Микрофлора выветривающихся горных пород и неполных почв Терской-Алатау. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1940.
- Новогрудский Д. М. Микробиологические процессы в почвах полупустынь. 1. Почвенные микроорганизмы и гигроскопическая почвенная влага. «Микробиология», 1946, т. XV, в. 3.
- Пономарева В. В. О методах выделения и химической природе фульвокислот. «Почвоведение», 1947, № 12.
- Таусон В. П. Великие дела маленьких существ. Изд-во АН СССР, 1948.
- Тюрин И. В. Органическое вещество почв. М.—Л., Сельхозгиз, 1932.
- Ehrenberg C. G. Mikrogeologie. Leipzig, 1854.

Е. И. ПАРФЕНОВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИМИТИВНЫХ ГОРНОЛУГОВЫХ ПОЧВ НА ДИОРИТАХ ХРЕБТА МАГИШО (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Широко известные работы Б. Б. Полюнова, посвященные генезису почв, преследуют основную цель: разъяснить вопрос о ведущей роли организмов в почвообразовании и проследить процесс почвообразования от самого начала превращения первичной породы в почву до формирования законченного профиля.

Первые стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах при участии первичной литофильной растительности уже освещены в работах Б. Б. Полюнова и его учеников.

Настоящее исследование служит непосредственным продолжением этих работ и касается последующей стадии формирования почв на материале, подготовленном первичной литофильной растительностью. Объектом исследования нам послужили примитивные горнолуговые почвы, представляющие образование, в котором обособлен еще только один дерновый почвенный горизонт, лежащий непосредственно на твердой кристаллической породе.

Идея постановки этих исследований и руководство ими принадлежат Борису Борисовичу Полюнову, которому я приношу свою глубокую благодарность.

Пользуюсь случаем также поблагодарить научного консультанта Почвенного института проф. П. П. Авдусина за его помощь и то внимание, которое он проявлял к нашим темам.

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

В литературе, вышедшей из печати до 1945 г., вопросу исследования первичных стадий образования почв уделяется сравнительно мало внимания. Наиболее пространно этот вопрос трактуется в курсе «Почвоведение» В. Р. Вильямса (1938), при разъяснении нового, даваемого им определения почвы, согласно которому основным отличительным признаком почвы от горной породы является ее плодородие.

Б. Б. Полюнов указывает, что «в превращении породы в почву есть определенный момент, в который количество переходит в качество. Камень, одетый низшей литофильной растительностью, не является почвой, но, несомненно, представляет собой уже эмбрион почвы, показывая зачатки плодородия. Но когда он распадается в дресву и обогащается минерализующимися остатками тех же литофильных организмов, он уже

превращается в примитивную почву, способную заселяться высшими растениями» (1949, стр. 32).

В схеме накопления элементов плодородия в первые стадии образования почв выступает и основная идея В. Р. Вильямса о руководящей роли биологического фактора в процессе почвообразования, развитие которой стоит в центре внимания современного почвоведения.

Что касается других общепринятых учебников: К. Д. Глинки (1931), С. П. Кравкова (1930), С. А. Захарова (1931), а также большинства специальных статей, то первичные почвы рассматриваются там очень кратко, чаще в связи с описанием почв горных стран, где они составляют неотъемлемую часть ландшафта.

Названия, под которыми они фигурируют в литературе, очень разнообразны: почвы неполного профиля, неразвитые, дерново-щебенчатые, фрагментные, примитивные и т. п., отражающие, в основном, два их качества — укороченность профиля и присутствие в большом количестве обломочного каменного материала.

Как правило, при исследовании таких почв ограничиваются описанием морфологических признаков, на основании которых и строится их классификация.

В отдельных случаях химические анализы производятся для характеристики относительно развитых первичных почв, в которых морфологически выражены два-три горизонта, но нам не известны случаи углубленного исследования примитивных дернин.

Сравнительно подробные описания почв укороченного профиля имеются у С. А. Захарова, проводившего в течение многих лет исследования в горах Кавказа. Они описываются как в его обширной монографии «К характеристике высокогорных почв Кавказа» (1914), так и в ряде журнальных статей (1934, 1949), но и здесь наиболее примитивные формы упоминаются редко.

Более детальное исследование скальных почв было проведено К. П. Богатыревым (1940) в Ильменском заповеднике. Изучавшиеся им почвы относятся к ортоэлювиальному почвообразованию и, таким образом, ближе стоят к исследованным нами, но опять-таки и в данном случае автор ставил перед собой задачу изучения генезиса сравнительно более развитых почв. Почвы же, подобные нашим дернинам, рассматриваются лишь в очень сжатом общем виде; химический анализ их также отсутствует.

В предложенной К. П. Богатыревым классификационной схеме они отнесены в группу примитивных «фрагментных» почв, или «фрагментных» почв начальной стадии развития.

Они образуются из мелкозема, созданного в результате переработки твердой породы низшими растительными организмами, на котором в дальнейшем начинает селиться травянистая растительность, а часто и древесная. При этом происходит интенсивное накопление органического вещества, приводящее к появлению примитивного аккумулятивного горизонта почвы, в котором органическое вещество представлено плохо разложившимися растительными остатками. Данным описанием их характеристика исчерпывается, и дальнейшее изложение посвящается следующим двум стадиям развития «фрагментных» почв, в которые последовательно обособляются горизонты А, В₁, В₂, С.

Здесь будет уместно напомнить указание Б. Б. Полюнова о том, что формирование подобных профилей почв на склонах в условиях горного или холмистого рельефа, и даже в условиях микрорельефа, «происходит главным образом за счет погребения обломков и щебня тонким мелкоземистым материалом, смесенным (смытым) с поверхности скал и окрестных

камней, на которых он создается неизменной и неуклонной работой литофильной растительности и ее мертвыми остатками. Очевидно, что мощность верхнего мелкоземистого горизонта определяется, с одной стороны, временем, с другой же — подробностями в конфигурации и микрорельефе склона» (1945, стр. 330).

Мы не имеем возможности останавливаться подробно на работе К. П. Богатырева, так как тема его исследований выходит за рамки рассматриваемого нами вопроса, но некоторые его выводы следует отметить.

Автор считает возможным утверждать, что развитие «фрагментных» почв (принципиально) во всех горных и каменных странах имеет много общего со стороны морфологии и химизма. По мере развития почв постепенно утрачивается преобладающее влияние материнской породы.

Устанавливается чрезвычайное богатство верхних горизонтов этих почв органическим веществом, накопление которого особенно сильно во вторую стадию их развития (как указывалось выше, почвы первой стадии развития не подвергались химическому анализу), а также активная биологическая переработка материала первичной породы при неисчерпаемом запасе минеральных питательных веществ.

Существенным является замечание автора о том, что своеобразие почвенных процессов, протекающих в «фрагментных» почвах, требует для их изучения соответствующей методики, в которой главное место должно быть отведено всестороннему изучению материнской породы, водно-воздушного режима и биологической жизни почвы. Автор приводит данные минералогического анализа горных пород и мелкозема верхних горизонтов почв, но эти данные им мало использованы.

Специальные исследования, посвященные вопросам первых стадий почвообразования, были произведены также С. А. Захаровым в высокогорных районах южной Осетии. Их результаты изложены в статье С. А. Захарова и А. К. Серебрякова (1949), где описываются первые растительные группировки — от лишайников и мхов до злаков и двудольных, — заселяющие поверхность валунов, и возникающие под их воздействием зачатки почвы в виде незначительных скоплений мелкозема, а затем в виде примитивных почвенных горизонтов. Подробные и интересные описания таких микроландшафтов, к сожалению, не сопровождаются химической характеристикой. Некоторым химическим анализам подвергались образцы описанных здесь же примитивных и слабо развитых почв с мергелистой и андезитовой осыпей, по которым в работе даны два микропрофиля, включающие один — 13, а другой — 11 почвенных разрезов и соответствующую им растительность. Но эти почвы представляют иное образование, чем исследованные нами дернины, и выводы авторов имеют значение при разъяснении уже иного процесса, связанного со сносом первичного материала и его дальнейшей трансформацией.

Авторы отмечают, что почвообразование на делювиальном рыхлом субстрате внешне выражается в постепенном потемнении и побурении окраски верхней части профиля; в увеличении мощности почв и постепенной дифференциации сначала на два, потом на три горизонта; в приобретении структурности, сначала на участках, примыкающих к корневой системе одиночных растений, а затем во всей массе горизонтов, пронизанных обильными корнями сомкнутого травостоя; в некоторой корешковатости и торфянистости верхних горизонтов.

Параллельно изменениям в морфологическом облике почвы совершается изменение ее состава: увеличивается количество перегноя; понижается значение pH в связи с выщелачиванием углекислой извести; на поздних

стадиях почвообразования наблюдается некоторое увеличение железа в верхнем горизонте, связанное с биологическим накоплением, а также, как указано в статье, быть может, с более энергичным воздействием ультрафиолетовых лучей. Отмечается влияние литологического состава породы на скорость почвообразовательного процесса и его направление.

Некоторые замечания по поводу этой статьи мы сделаем ниже.

Перейдем к рассмотрению группы работ, стоящей в методологическом отношении несколько особо от проводимых ранее. Я имею в виду работы Б. Б. Полюнова и его сотрудников, с которыми наши исследования непосредственно связаны как тематикой, так и общностью приемов исследования.

За последнее десятилетие Б. Б. Полюновым и его сотрудниками были проведены работы по исследованию первых стадий почвообразования на массивно-кристаллических породах в различных горных странах Советского Союза: на Урале в Ильменском заповеднике, в высокогорных районах Северного Кавказа, в Армении, в Тянь-Шане, с применением предложенного несколько ранее Б. Б. Полюновым метода сопряженного исследования почв и растительности.

Этот метод и построенные на его основе ряды биологического поглощения и ряды миграционной способности элементов были впервые использованы А. И. Троицким (1949) при изучении красноцветных почв черноморского побережья Аджарии. Исследование показало, что сопряженный анализ почвы и растений позволяет значительно полнее вскрыть физико-географические особенности того или иного ландшафта и по-новому решить некоторые вопросы генезиса почв.

Б. Б. Полюнов счел необходимым применить новый метод сопряженного анализа к изучению первичных почв и установлению основных законов их развития в эмбриональную стадию почвообразования.

Естественно, что в качестве объекта исследования были выбраны первичные почвы, развивающиеся в условиях ортоэлювия и представляющие собой наиболее благоприятный материал в том отношении, что здесь материнская порода заведомо не содержит вадозных минералов. С другой стороны, природные условия почвообразования таковы, что исключается возможность привноса того или иного постороннего материала извне (кроме как с воздуха) и, таким образом, обстановка исследования сравнительно менее осложнена. И, наконец, углубленное исследование этих почв является необходимым потому, что все остальные типы почв, как пара- и неоэлювиальных, так и супераккумулятивных и субаккумулятивных, в конечном счете являются производными от ортоэлювиальных.

Б. Б. Полюнов (1947) указывает, что в элювиальных почвах «неизменно протекающие процессы почвенного цикла, а именно: разрушение первичных минералов, поглощение их элементами организмами, возвращению этих элементов почве и синтез новых минералов, органоминеральных и органических соединений почвы, — все эти процессы столь же неизбежно и неизменно сопровождаются выносом материала из сферы почвообразования. Именно этот материал, начиная от крупных каменных обломков и кончая молекулярными растворами, и служит в дальнейшем для образования наносов и осадочных пород. В одних случаях, особенно характерных для горных стран, вынос проявляется, по преимуществу, в механической работе удаления и передвижения грубых продуктов выветривания. В этих случаях почвообразование прерывается на первых стадиях — выносятся относительно свежие, неизмененные обломки первичных пород. В других случаях, в условиях уже сглаженного рельефа, выносятся водой лишь растворенные и тонко распыленные про-

дукты выветривания. Реальные случаи представляют собой бесконечный ряд промежуточных между этими двумя крайними» (1947, стр. 210).

Таковыми реальными образованиями, стоящими в начале этого ряда, и являются первичные ортоэлювиальные почвы, в отношении которых в 1940 г. Б. Б. Полюновым и его сотрудниками были предприняты исследования эмбриональной стадии развития на конкретном примере почв Ильменского заповедника. Основные выводы этой работы изложены в статье Б. Б. Полюнова (1945).

Мы позволим себе остановиться на них более подробно, так как последующие работы в этом направлении служат лишь их подтверждением, полученным на материале из других местностей.

С одной стороны, они, как указывает автор, представляют частные выводы, касающиеся местного почвообразования в условиях Ильменского заповедника, с другой — имеют общее значение в развитии учения о коре выветривания в целом. Как будет видно из дальнейшего, эти частные выводы оказываются справедливыми и для многих других «местных» объектов исследования и приобретают, таким образом, уже общее значение при разъяснении процессов, происходящих на кристаллических породах в первые стадии почвообразования. Правда, некоторые из них уже самим Б. Б. Полюновым включаются во второй и третий пункты его общих выводов.

Общие выводы, в том виде как они сформулированы автором, сводятся к следующему:

«1. Следует отказаться от представлений о стерильном выветривании. Можно и должно различать механические и химические эффекты выветривания, но едва ли правильно разграничивать процессы выветривания на механические, химические и органические. Можно утверждать, что в природе не существует изолированного механического выветривания, не связанного с химическими изменениями, и, тем более, наоборот. Существование стерильного выветривания сомнительно даже для пустыни.

2. Литофильной растительности и, в частности, литофильным лишайникам принадлежит крупная геологическая роль. Они являются прямыми и непременными агентами денудации. Их деятельность, характерная для фазы глиптогенеза, готовит материал не только для континентальных отложений, но и для литогенеза в широком смысле этого слова.

3. Выясняется большая вероятность биогенного происхождения синтетических глин. В том или ином участии организмов в глинообразовании можно было не сомневаться и раньше, но в данном случае речь идет о примерно таком же биогенном происхождении, какое является несомненным для известняков, т. е. о синтезе элементов, находившихся в составе живого вещества» (1945, стр. 338).

Частные выводы статьи Б. Б. Полюнова (1, 2 и 3-й пункты) отмечают, что «первые стадии почвообразования на кристаллических породах Ильменского заповедника обусловлены деятельностью первичных литофильных организмов и особенно литофильных лишайников. Эта деятельность выражается как в механическом разрушении породы, так и в биохимической переработке ее минералов, причем процессы эти протекают одновременно и в тесном синхроничном взаимодействии. В результате этой деятельности образуется мелкоземистый органоминеральный материал, из которого слагаются верхние (активные) горизонты первичных неполных почв» (1945, стр. 337). В основе этих выводов лежат как данные лабораторных исследований, так и наблюдения над различными развивающимися на скалах «микроландшафтами», внимательный осмотр которых позволил выяснить следующую вероятную последовательность в расселении растительности и смене одного микроландшафта другим.

«Первыми заметными простым глазом поселенцами являются накипные лишайники. Не исключается возможность смены одних из них другими. На подготовленном ими субстрате развиваются лишайники с листоватыми пластинками, под которыми всегда имеется некоторый, хотя и ничтожный, слой темного порошкообразного вещества — «мелкозема под лишайниками». Опять-таки далее возможна смена одних видов пластинчатых лишайников другими. Следующими появляются скальные мхи, уже на «трупах» лишайников, и под ними обнаруживается более заметный слой темного мелкозема. Темный порошкообразный материал, заполняющий трещины в породе, представляет собой смесь продуктов гумификации и минерализации лишайников и мхов с остаточными элементами породы после разрушения ее поверхности лишайниками и мхами и усвоения ими изъятых из породы минеральной «пищи». Он служит субстратом для расселения высшей растительности и участвует в формировании неполных обломочных почв, располагающихся ниже по склонам» (Полынов, 1945, стр. 328).

Ниже будут приведены наши наблюдения над заселением литофильной растительностью скальных выходов диорита в альпийской зоне хребта Магишо, где отмечается существование, уже в иных природных условиях, указанных стадий перехода.

Подобные же микроландшафты на сиенитах г. Закан Северного Кавказа описываются И. А. Ассиным (1949).

В упомянутой выше статье С. А. Захарова и А. К. Серебрякова отмечаются характерные особенности микроландшафтов на обнаженных скалах и распространение тех или других растительных сообществ в зависимости от освещения и увлажнения. Эти описания также служат яркой иллюстрацией к схеме Б. Б. Полынова, хотя в статье авторы указывают, что «мы не могли проследить смену семейств лишайников во времени, а только наблюдали ее в пространстве и в зависимости от условий увлажнения. Точно так же мы не наблюдали под лишайниками скопления мелкозема, а только почвенную пленку» (1949, стр. 35). Надо сказать, что ни наблюдения Б. Б. Полынова, ни последующие наши также не носили характера стационарных, и мы не могли видеть смену семейств лишайников во времени; но различные стадии перехода могли быть все же обнаружены. Так, например, на более свежих разломах породы и на крупных обломках породы в осыпях мы постоянно встречали только накипные формы лишайников (см. фиг. 3). Далее, мы никогда не наблюдали развития накипных лишайников на листоватых, и, наоборот, обычные случаи поселения листоватых форм на накипных, что ясно показано на приводимых ниже фотографиях (фиг. 4 и 5). Дальнейшее поселение мха на лишайниках демонстрирует фиг. 6.

Что же касается отсутствия скопления мелкозема под лишайниками и наличия «лишь почвенной пленки» в указанном С. А. Захаровым случае, то это, возможно, зависит (как и указывается в статье) от более плотной структуры породы. Во всяком случае, нам приходилось и наблюдать и собирать мелкозем такого рода; он же, в количестве, достаточном для химического анализа, был собран в Ильменском заповеднике.

Подтверждением изложенного служит чрезвычайно интересная работа Зенфта (цитирую по А. А. Ярилову, 1937), в которой приводится описание 60-летних последовательных наблюдений над сменой одних растительных группировок другими при заселении поверхности известняковой горы близ Эйзенаха. Автор наблюдал, как на покрытых почти одним щебнем террасах южного склона этой горы вначале можно было видеть только пленки лишайников; позднее к ним стали присоединяться подушки из мхов. Через

несколько лет появилась *Festuca ovina*, которая далее была вытеснена другими травянистыми растениями, а через 60 лет, в результате сложной совокупной деятельности растительности и животных, нижняя часть склона была покрыта главным образом лесами, а треть ее — кустарниками.

Зенфт считает, что пионерами растительной жизни на мертвой горной породе могут быть только растения, обладающие способностью прочно прикрепляться всем своим телом к поверхности скал, и относит к ним такие чрезвычайно малые организмы, как водоросли, грибы и лишайники. Особое значение в разрушении горной породы он придает лишайникам и детально описывает преемственную последовательность в смене одних видов лишайников другими. Первые, наиболее непритязательные и наименее нуждающиеся в минеральном питании виды разрыхляют скалу и покрывают ее трещинами. За ними поселяются другие, под влиянием жизнедеятельности которых разложение скал подвигается еще дальше, и уже появляется тонкая пленка почвы, на которой селятся третьи представители лишайников; вслед за последними появляются виды, более требовательные к влажному листоватому субстрату. Далее поселяются мхи, также с последовательной сменой одних видов другими.

Зенфт особо подчеркивает тот факт, что «каждое семейство лишайников работает для другого, пока, наконец, не создается на изгрызенной ими поверхности скал тонкий слой почвы, состоящий из минеральной земли и лишайникового перегноя, предоставляющий уже возможность для поселения также и растениям из семейства мхов» и далее: «...таким путем каждое растительное поселение само себе вырывает могилу, но в то же время подготавливает удобное местообитание для других генераций растительности».

Как будто бы нарушает указанную выше схему и следующее положение статьи С. А. Захарова и А. К. Серебрякова. При описании освоения растительностью осыпей подчеркивается «тот интересный факт, что осыпь «завоеывается» здесь сравнительно крупными представителями субальпийского высокогорья (*Cephalaria caucasica*, *Polygonum alpinum*, *Leontodon alpinum* и др.) наряду с плотнокустовыми злаками, как *Festuca varia*. Но из-за многочисленных обломков эта растительность образует редкий травостой. Таким образом, литосфера здесь сразу же завоеывается представителями довольно высоко организованного фитоценоза, но сильно разреженного» (1949, стр. 47, подчеркнуто нами. — Е. П.).

Но в этом случае необходимо принять во внимание, что порода не сразу завоеывается высшими растениями, а растения поселяются на подготовленном уже субстрате, так как снесенный по склону мелкозем является не чем иным, как продуктом переработки твердого каменного материала представителями более низших форм растительности — теми же лишайниками и мхами, и, таким образом, порядок смены растений на первых стадиях почвообразования сохраняется тот же.

По вопросу о роли литофильной растительности в процессах выветривания имеется статья Н. Н. Дзене-Литовской (1948), в которой ставится под сомнение вопрос о том, «могут ли лишайники считаться действительными и необходимыми подготовителями условий для существования более сложных растительных организмов». Но на рассмотрении этой работы мы не будем останавливаться, так как она носит чисто умозрительный характер и не подтверждена никаким конкретным материалом.

Что касается той части выводов Б. Б. Полынова, где речь идет о биохимической переработке лишайниками минералов породы, то они

основываются на построенных им так называемых «рядах биологического поглощения». В первый порядок такого ряда попадает наиболее энергично поглощаемый фосфор (возможно, и сера¹); во второй — кальций, магний и калий; в третий — натрий, железо и кремнезем и в последний — алюминий.

Источником фосфора в исследованном гранито-гнейсе мог быть только апатит — минерал достаточно устойчивый, что свидетельствует о высокой способности лишайника разрушать подобные прочные соединения.

Энергичное поглощение калия рассматривается как свойство, вообще присущее растительному организму, в котором и проявляется его избирательная способность. Более высокое поглощение кальция по сравнению с натрием находится в полном согласии с большей устойчивостью кислых плагиоклазов по сравнению с основными и с легким выделением кальция из его изоморфных примесей к магнезиальным минералам. Легкое механическое разрушение биотитов облегчает и химическое выделение из них магния, который в некотором количестве также должен «избираться» растением (см. Полюнов, 1945, стр. 333).

Вообще поглощение лишайниками тех или иных элементов зависит от их общего содержания в породе, от формы соединения, в которой данный элемент находится в породе, и от избирательной способности лишайника по отношению к отдельным элементам.

Установленное Б. Б. Полюновым положение повторяется и в последующих работах Е. А. Яриловой (1947), И. А. Ассинг (1949), Р. Х. Айдиняна (1949); отмечается, кроме того, высокое содержание кальция у накипных форм некоторых лишайников (Ярилова, 1947).

Пункты 4, 5 и 6 частных выводов Б. Б. Полюнова заключаются в установлении того факта, что «наиболее активная (коллоидная и предколлоидная) часть мелкоземистого органоминерального материала, слагающего верхние горизонты первичных почв, обогащена, по сравнению с остальной частью, органическим веществом и соединениями фосфора, магния, глинозема и (в меньшей степени) железа. Она в наибольшей и основной части состоит из продуктов гумификации и минерализации органических остатков литофильной растительности. В этой части в процессе минерализации происходит и синтез новых вадозных минералов, в частности вадозного кварца и алюмосиликатов типа глин, причем наиболее вероятным исходным материалом для последних являются органоминеральные соединения алюминия и «зольный» кремнезем, не успевший кристаллизироваться.

Значительная часть магния, скопляющегося в активной части мелкозема, принадлежит не обменной, а более прочной форме его связи. Возможно, что, помимо органоминеральных соединений, часть его связана в глине монтмориллонитового типа в кремнеглиноземном ядре, где магний замещает алюминий» (Полюнов, 1945, стр. 337—38).

Подтверждение этих выводов на других объектах мы находим в тех же работах И. А. Ассинг и Р. Х. Айдиняна.

И. А. Ассинг, определив химический состав породы — сненита, состав золы мха и состав образующегося под ним мелкозема, с отдельным определением коллоидной фракции, нашла, что мелкозем занимает промежуточное положение по составу между золой мха и сненитом, а состав его коллоидной фракции приближается к составу золы мха.

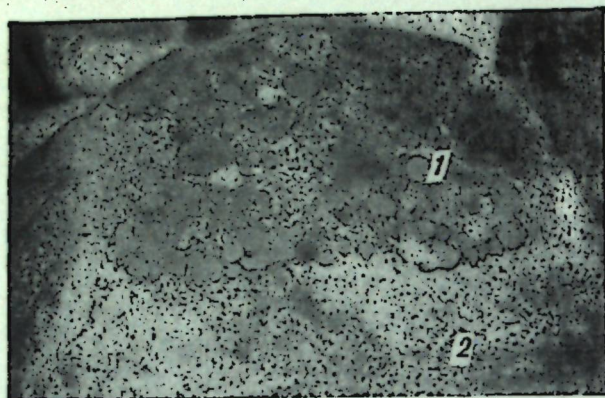
¹ Энергичное поглощение серы лишайниками подтверждено более поздними работами Е. А. Яриловой (1947) и М. А. Бобрицкой (в настоящем томе).



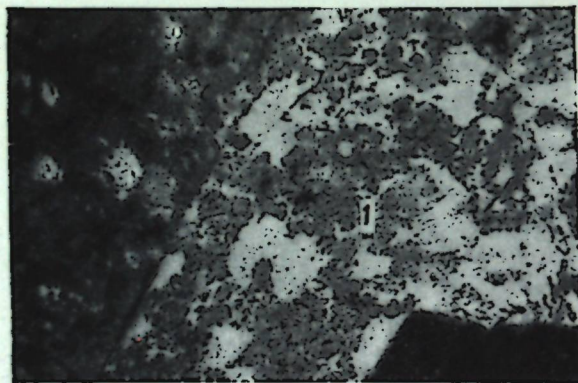
Фиг. 1. Общий вид хребта Магишо. Фото А. И. Троицкого



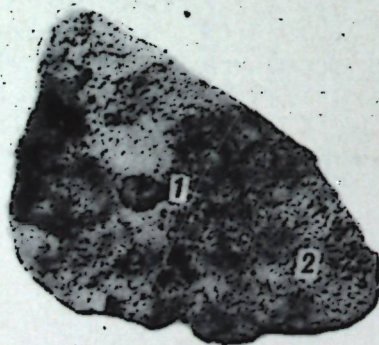
Фиг. 2. Выходы диорита близ вершины хребта Магишо. Фото А. И. Троицкого



Фиг. 3. Накипные лишайники на поверхности
- камней и осыпи
1 — *Rhizocarpon geographicum*; 2 — мелкие накипные лишайники



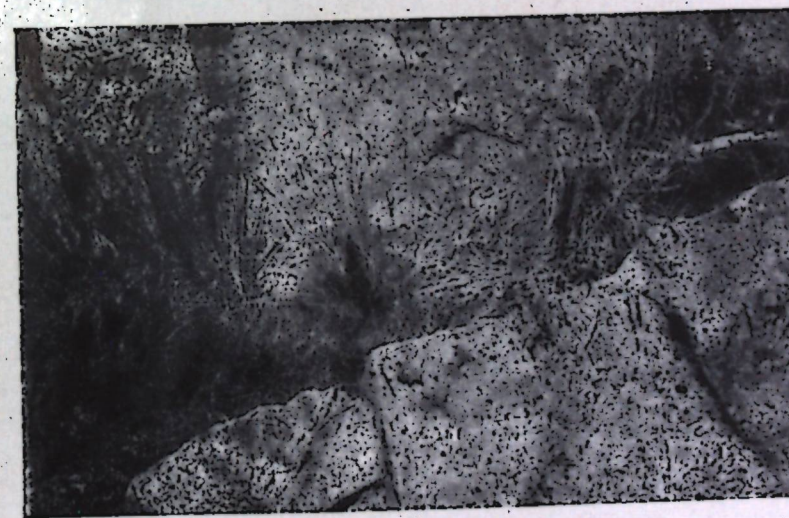
Фиг. 4. Развитие листоватых лишайников по накипным их формам на поверхности скал
1 — *Gyrophora cylindrica* (черные)



Фиг. 5. Обломок диорита с листоватыми лишайниками, поселившимися на накипных. Фото А. И. Троицкого
1 — *Gyrophora cylindrica*; 2 — *Parmelia centrifuga*



Фиг. 6. Смена лишайников мхами
1 — мох *Grimmia* на лишайнике *Parmelia*



Фиг. 7. Скальная злаково-разнотравная растительность в трещине, обогащенной мелкоземом. Фото А. И. Троицкого

Таким образом, если на всем мелкоземе в целом отмечается влияние породы, то состав тонкой фракции в значительной мере обусловлен высоким содержанием в ней зольных элементов.

Р. Х. Айдинян (1949), из сравнения молекулярных отношений $\text{SiO}_2 : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в породе, в коллоидах мелкозема и золе лишайников и мха, полученных в результате химических анализов, устанавливает однотипность этих величин для коллоидов и зола литофильных растений. На этом основании он приходит к выводу, что скальная растительность создает и регулирует химический состав коллоидов мелкозема и что большинство химических элементов, входящих в состав вторичных (вадных) минералов коллоидных фракций, могло появиться в мелкоземе не иначе, как после прохождения их через тело лишайников.

Как выводы И. А. Ассинг, так и Р. Х. Айдиняна полностью обосновываются положением Б. Б. Полюнова о том, что «количество захватываемых живыми организмами или возвращаемых в каждый отдельный момент элементов никогда не бывает пропорциональным содержанию их в среде жизни организмов» (1947), из которого со всей очевидностью вытекает представление и о той огромной роли, которую играет растительность в переработке материала свежей горной породы.

Рассмотренные работы представляют основные литературные материалы, имеющие отношение к нашей теме. Некоторые другие, касающиеся преимущественно минералогической части, будут приведены далее в соответствующих разделах.

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Хребет Магишо, на вершине которого были сосредоточены наши исследования, расположен в западной высокогорной части Северного Кавказа, на территории Кавказского государственного заповедника.

Он служит водоразделом рек Большой и Малой Лабы в верхней части их течения и среди других горных образований этого района занимает господствующее по высоте положение, достигая свыше 3000 м над уровнем моря. Общий вид хребта Магишо представлен на фиг. 1.

В районе наших работ, близ перевала, по данным Л. А. Варданянца (1935), хребет сложен комплексом несинтезаций анортитового гранита, кварцевого диорита и кварцевого габбро в контактовый роговик. Тесная приуроченность указанных пород к небольшой площади и постепенный переход одних в другие позволяет Л. А. Варданянцу считать их разновозрастными, предположительно посленижнеюрскими. Выходы диоритов у вершины, на которой велись наши исследования, показаны на фиг. 2.

Характер пород обуславливает резкие формы рельефа хребта Магишо: узкие, скалистые, конусообразной и зубчатой формы вершины; склоны в верхней части крутые, местами обрывистые, с неровными скальными выступами; широко распространенные осыпи, образующие в нижней части склонов нагромождение крупных глыбистых обломков, выполняющих переход к шлейфу, сложенному более мелким кластическим материалом.

Далее, через ряд то крутых, то пологих перегибов, изобилующих скальными выходами, обломками, осыпями, а на выровненных поверхностях — болотами, дающими начало ряду ручьев и рек, склоны понижаются, и в ландшафт альпийской зоны постепенно проникают черты, свойственные субальпийским лугам.

Климатические условия в высокогорной части альпийской зоны очень суровы, и хотя вечные льды на хребте Магишо отсутствуют, однако на

теневых северных склонах крупные снежинки иногда не успевают растаять за короткое и прохладное лето. Обычно морозы здесь начинаются в сентябре, а весной задерживаются до июня; в сентябре снег ложится уже на зиму и лежит до апреля — мая, а в отдельных точках сохраняется круглый год. Влажность воздуха летом высокая и связана с наличием насыщенных парами восходящих воздушных токов, притекающих с более теплых предгорных равнин; поэтому нередко вершины гор закрыты облаками, а густые туманы держатся по нескольку дней. Весна здесь холоднее осени, так как много тепла теряется на таяние снега. Температурный максимум приходится на конец июля — начало августа, но, несмотря на это, во время наших работ на Магишо и в августе снег выпадал неоднократно; маршруты по снегу очень затрудняли работу, а резкие ветры при низкой температуре и большой влажности заставляли прекращать ее. Был случай, когда (4/VIII) 17 часов подряд продолжалась сильная пурга; все обволокло плотным густобелым туманом, спустившимся с гор; начался град, снег, поднялся ветер, температура резко упала, и мы вынуждены были оставаться в палатке в спальных мешках, пережидая вьюгу. Лишь к полудню следующего дня облака стали разрываться, и когда туман рассеялся, кругом был зимний пейзаж. На следующий день снег начал таять, но температура все же сохранялась низкой.

Специфической особенностью климата высокогорий является большая амплитуда суточного изменения припочвенного воздуха: в ясную погоду, при малой плотности воздуха и его чрезвычайной чистоте, поверхность скал сильно нагревается днем и охлаждается ночью — факт, объясняющий одну из причин растрескивания скал и содействующий проникновению организмов (начиная от микроорганизмов до высших растений) в твердый субстрат.

Все эти условия определяют своеобразный характер высокогорной растительности, представленной как альпийским низкотравьем, так и литофильными формами накипных и листоватых лишайников, обильно покрывающих поверхность скал и их обломков. Среди многочисленных видов лишайников наибольшим распространением пользуются *Rhizocarpon geographicum*, *Haematomma ventosum*, *Gyrophora cylindrica*, *Squamaria rubina*, богатая видами *Parmelia*, с преобладанием *P. centrifuga*, *P. saxatilis* и др. Они являются первыми в и д и м ы м и п р о с т ы м г л а з о м, поселяющимися на скалах организмами, которым принадлежит роль образвателей первичного гумифицированного мелкозема (см. Полюнов, 1945).

Прилагаемые фотографии иллюстрируют некоторые стадии заселения обнаженных поверхностей скал литофильными растениями.

На фиг. 3 зеленый накипный лишайник *Rhizocarpon geographicum* покрывает крупный оторженец в осыпи; его боковую поверхность заселяют еще более примитивные виды других накипных лишайников (на фотографии выступают в виде мелких серых пятен).

Фиг. 4 показывает поселение темносерого листоватого лишайника *Gyrophora cylindrica* на накипных светлосерых лишайниках, фиг. 5 — распространение по накипным формам того же лишайника *Gyrophora cylindrica* совместно с *Parmelia centrifuga* и др.

По слабо намечающимся трещинам породы, где создается хотя бы малейшая возможность скопления образованного лишайниками мелкозема, появляются округлые подушечки яркозеленых или серовато-зеленых мхов (*Grimmia*), четко обозначающих своим линейным расположением ходы трещин. Под ними мелкозем появляется в значительно большем количестве, чем под лишайниками, и представляет собою тонкую землистую массу светлорычжевого цвета, мягкую на ощупь.

На первых стадиях образования моховых дернин часто можно наблюдать, как листоватые лишайники обрастают низкорослым мхом и затем вытесняются последним.

Такой случай непосредственного поселения мхов на листоватых лишайниках хорошо виден на фиг. 6.

Сплошные, сравнительно богатые мелкоземом дернины уже иных мхов (главным образом *Polytrichum*) приурочены к затененным нишам и разного рода углублениям в скалах. Иногда они прорастают былинками злаков и отдельными экземплярами двудольных трав.

Более широкие и глубокие трещины заняты дернинами злаков: низкорослыми на открытых местах и выбивающимися пышными пучками там, где они защищены от ветра; в обоих случаях они развивают мощную корневую систему, далеко проникающую в расщелины. К злакам примешиваются в небольшом количестве двудольные травянистые растения. На фиг. 7 дан снимок трещины в скале, где мелкозем накопился в количестве, обеспечивающем поселение злаков. Прилегающие поверхности скал заселены различными лишайниками и мхами.

Среди скальных выходов обычно находятся и небольшие площади с ровной поверхностью, куда сносится мелкозем из-под заселяющих эти скалы литофильных лишайников и мхов. На таких выровненных площадках развиваются отдельными разрозненными куртинками дернины из злаков и альпийского разнотравья. Хотя эти растения образуют здесь и очень маломощную дернину, едва-едва достигающую 5—10 см, однако они сильно разрушают породу своей корневой системой. Обычно под дерниной обнажается порода, разъединенная вертикальными трещинками на отдельные плитки, примыкающие друг к другу, с крепко зажатым между ними корневым войлоком и некоторым количеством мелкозема. Эти плитки можно легко вынуть руками и обнаружить на их поверхности прочно приставшие (вросшие) тонкие волоски корней.

По видовому составу растительность вершины хребта Магишо не отличается большим разнообразием. Злаки здесь представлены видами: *Alopecurus arvensis*, *Festuca ovina*, *Koeleria caucasica*, *Poa alpinum*, *Phleum alpinum*, *Avena versicolor*, *Deschampsia flexuosa* (ед.) с преобладанием двух первых. В разнотравье преобладают *Alhimilla retinervis*, *Minuartia oreina*, *M. caucasica* и к ним в незначительной мере примешиваются *Campanula tridentata*, *Plantago saxatilis*, *Cerastium caucasicum*, *Polygonum carneum*, *Sempervivum pumilum*, *Myosotis* и другие, а также осока — *Carex tristis*.

Все растения здесь низкорослы; они как бы стелятся, прижимаются к поверхности, чтобы упрочить свое существование.

Растрескивание скал, поселение на них микроорганизмов, лишайников, мхов, дальнейшее появление высших растений с их мощной корневой системой и, наконец, воздействие диких животных, посещающих вершины как поодиночке, так и стадами в 50—100 и больше голов, — все это создает условия к интенсивному разрушению твердой породы.

Эффекты такого разрушения обнаруживаются в громадных скоплениях обломков у подножия скал, в транспорте раздробленного и растворенного материала в прилегающие области, в образовании мощных осыпей, шлейфов и аккумулятивных равнин. А с этим неизбежно связано обнажение все новых поверхностей и новое заселение их организмами, вновь и вновь вовлекающими породу в процессы взаимодействия с ними.

Обратимся к объекту нашего исследования — примитивным горнолуговым почвам.

Выбранные нами точки исследования приурочены к той наиболее высокой части хребта Магишо, где почвообразующей породой служат

зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые диориты, инфицированные в контактовый роговик. Свежих, совершенно не затронутых выветриванием диоритов нам не удалось обнаружить. Образцы, взятые с возможно большей глубины, все же отличались некоторым побурением, выступающим на разломе по мелким трещинкам; участки породы, выходящие непосредственно на дневную поверхность, покрыты сплошной темнокоричневой корочкой выветривания.

Стремясь к тому, чтобы исследуемые точки находились на господствующей высоте в элювиальных условиях, исключаящих привнос постороннего материала путем твердого стока, мы собирали наши образцы на островерших, узких (2—3 м шириной) горных вершинах.

На самой вершине острого пика, на сравнительно ровной площадке размером около 1 м², лежащей среди отдельных скальных выходов, местами возвышающихся над нею не больше чем на полметра и покрытых кое-где литофильными лишайниками и мхами, и была взята для исследования дернинка обр. 2.

Сплошного почвенного покрова здесь нет; развиты лишь маломощные разрозненные дернинки почвы, по величине занимаемой площади едва достигающие 15—25 см². Для их начального образования мог послужить снесенный с вышележащих скальных выступов мелкоземистый материал, созданный литофилами.

Дернинка, послужившая в качестве образца, мощностью 4—7 см, образована главным образом злаками — *Alopecurus arvensis* и *Festuca ovina* в сочетании с манжеткой — *Alchimilla retinervis*; к ним примешаны одиночные экземпляры гвоздички — *Minuartia oreina*, колокольчика — *Campanula tridentata*, подорожника — *Plantago saxatilis* и осоки — *Carex trisetis*. Дернина плотная, несколько оторфована, состоит из обильно разросшихся тонких живых корней растений, их перегнивших остатков, гумифицированного мелкозема, интенсивно окрашенного в темноту, и включений обломков породы самого разнообразного размера. По механическому составу в ней преобладают фракции > 2 мм (свыше 60%). Дернина непосредственно подстилается каменным ложем, еще достаточно монолитным, не расчлененным на заметные простым глазом трещины.

Другая дернина — обр. 5 — взята метров на шесть ниже, на боковом северо-западном выступе того же пика. Площадь этого выступа, равная 22—30 см², полностью покрыта дерниной, составленной злаками и манжеткой. По мощности она достигает 6—10 см, торфяниста и обильно пронизана корнями трав, однако содержит уже значительно меньшее количество грубых частиц, величиною > 2 мм, и большее — мелкоземистой массы. Кроме того, подстилающая порода здесь разрушена в большей степени: она разбита на отдельные плитки очень узкими, не достигающими и полусантиметра, вертикальными трещинами, уходящими в глубь породы. В эти трещины плотно врастают тонкие корни трав, и там же скапливается некоторое количество буровато-коричневого мелкозема и мелких каменных частиц.

Наконец, третья дернина — обр. 3, образованная главным образом мхом *Polytrichum*, небольшим количеством *Minuartia caucasica* и единичными былинками злаков (*Deschampsia flexuosa*), была взята близ вершины с северной стороны склона из ниши, над которой нависла глыба породы. Мох в дернине разросся плотной щеткой, в которой параллельно расположенные стебли и ризоиды тесно прижаты друг к другу.

Часть моховой подушки, обращенная внутрь ниши, достигает 8 см мощности, обращенная к краю — лишь 5—6 см. Размер дернинки 16 × 20 см². Крупных обломков в ней меньше, чем в дернине обр. № 2, но боль-

ше, чем в обр. № 5; мелкозем существенно отличается от мелкозема злаковых дернин: он более светлого коричневого цвета, мягкий, тонкий, пушистый. Под дерниной залегает растрескавшаяся порода; трещины идут вглубь под небольшим углом к поверхности, и порода вынимается узкими плитками, толщиной в 2—3 см, между которыми как бы спрессован тонкий войлок ризоидов мха и корней трав с коричневым мелкоземом.

Таким образом, основное различие условий почвообразования исследованных дернин сводится к следующему. Хотя в составе всех трех дернин может присутствовать мелкозем из-под лишайников и первичного мха *Grimmia*, поступающий с прилегающих скальных выходов, однако в дернинах обр. 2 и 5 процесс идет с преимущественным участием злаково-разнотравной растительности, а в дернине обр. 3 — мха *Polytrichum*. Другим отличием является то, что порода под дерниной обр. 2 не имеет заметных для глаза трещин, и, таким образом, мигрировать из нее могут только растворы, тогда как присутствие растрескавшейся породы под дернинами обр. 3 и 5 позволяет допускать миграцию из них в трещины и растворы, и механических частиц, что отражается на минералогическом и химическом составе почв.

Как это удалось выяснить при разделении образцов на ситах, не подвергая их измельчению в ступке, дернины примитивных почв в своем строении обладают рядом присущих им особенностей. В них обособляются: 1) корешки травянистых растений; 2) обломки породы, самой разнообразной степени дробления; 3) почвенные агрегаты-комочки, в которых минеральные частицы и корешки как бы спаяны органическим веществом; 4) органические образования, представленные тончайшими, мягкими частицами мелкозема темноту или коричневого цвета.

Они, в свою очередь, имеют следующие подразделения.

I. Корешки травянистых растений

- 1) крупные, легко отделяемые при сортировке в виде войлока;
- 2) мелкие, которые выбираются пинцетом;
- 3) мелкие, отбираемые, как обычно, при подготовке почвы к анализу стеклянной палочкой, с большой массой приставших к ним частиц мелкозема, от которого они трудно отделимы;
- 4) мелкие, закрепленные в почвенных агрегатах;
- 5) наконец, мельчайшие корешки, не отделимые от органического вещества и количественно определяемые вместе с ним в виде «гумуса».

II. Каменные обломки породы

- 1) осколки диорита, имеющие в диаметре от нескольких сантиметров до 2 мм;
- 2) осколки диорита промежуточных размеров от 2 мм до 0,5 мм, видимые простым глазом, обычно с большим количеством присутствующих среди них обломочков кварца и роговой обманки (частицы > 2 мм) и более мелких обломков полевых шпатов; если в обломках породы включены хлориты, то обычно они, сохраняя строение тонких, собранных в пачки чертушек, приобретают ржаво-бурю окраску и при извлечении из породы рассыпаются в порошок; под микроскопом этот порошок представляет собой пластинки желтовато-коричневого цвета кондитерского облика;
- 3) осколки породы и отдельных минералов диаметром 0,50—0,25 мм, определяемые под лупой;

4) минеральные частицы диаметром 0,25—0,01 мм, хорошо определяемые под микроскопом;

5) частицы диаметром <0,01 мм, определение которых под микроскопом затруднено и требует применения больших увеличений;

6) мельчайшие частицы размером <0,002 мм, как самостоятельно присутствующие, так и склеенные глинистым веществом в микроагрегаты, выявляемые под микроскопом по их способности реагировать на поляризованный свет, но индивидуально неопределимые и требующие более тонких методов исследования;

7) некоторое количество минеральных частиц (диаметром <0,25 мм), закрепленных в почвенных агрегатах или покрытых органическим веществом, обнаруживаемых лишь при разрушении последнего (применение обработки H_2O_2).

III. Почвенные агрегаты

1) малопрочные комочки размером >2 мм, обычно имеющие округлую форму, состоящие из минеральных частиц различного размера, скрепленных органическим веществом и густо пронизанных тонкими корнями растений; они легко раздавливаются в более мелкие агрегаты и пылевато-порошистую массу, состоящую как из минеральных, так и из органических частиц;

2) мелкие (2—0,5 мм) агрегатные комочки, требующие значительного усилия для их раздавливания, но в общем одинакового с предыдущими строения;

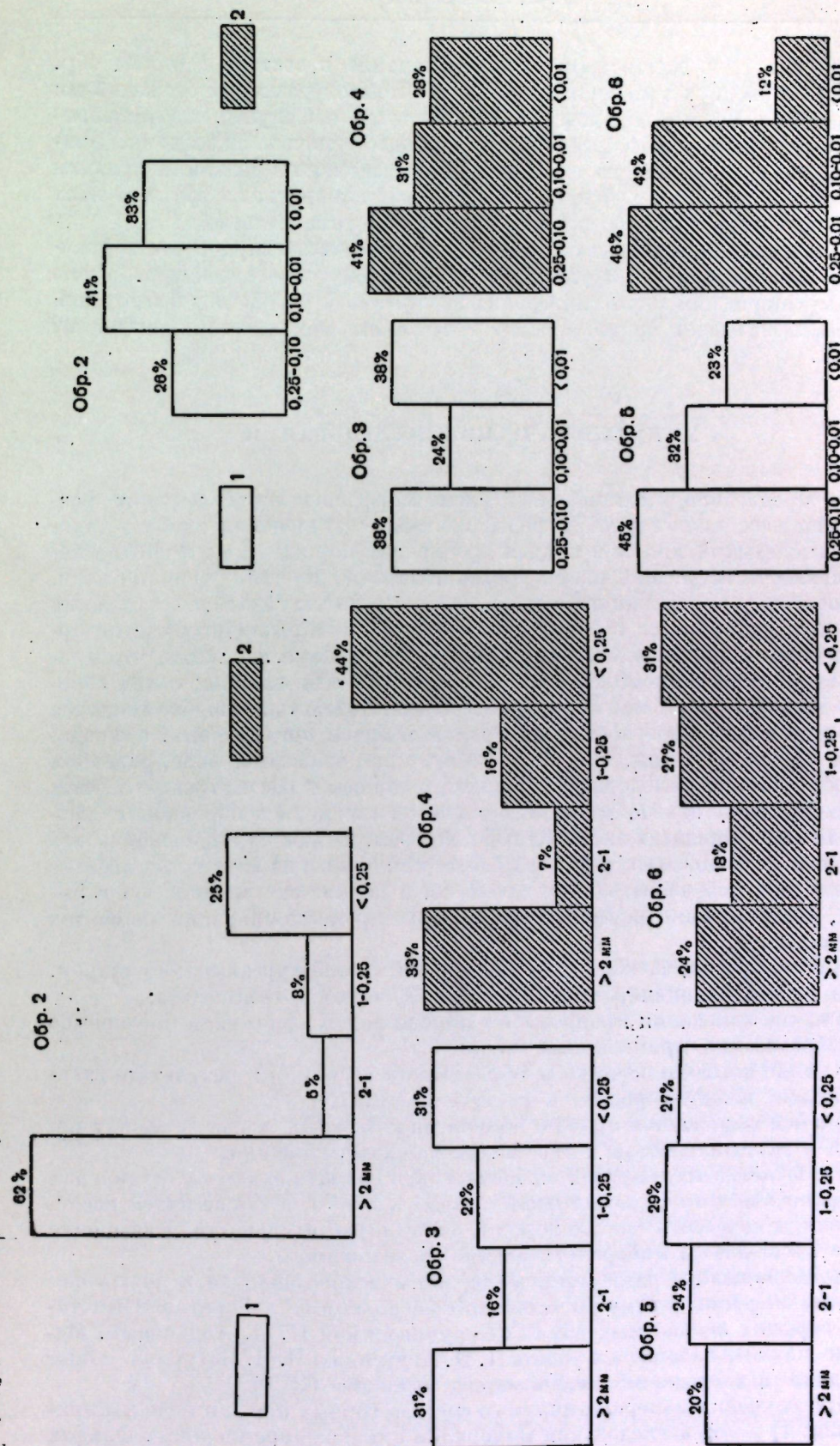
3) агрегаты размером 0,50—0,25 мм, в которых корешки трав почти отсутствуют; они представляют собой прочные органоминеральные соединения, разрушаемые лишь при растирании в ступке и при обработке их перекисью водорода.

IV. Органическое вещество мелкозема

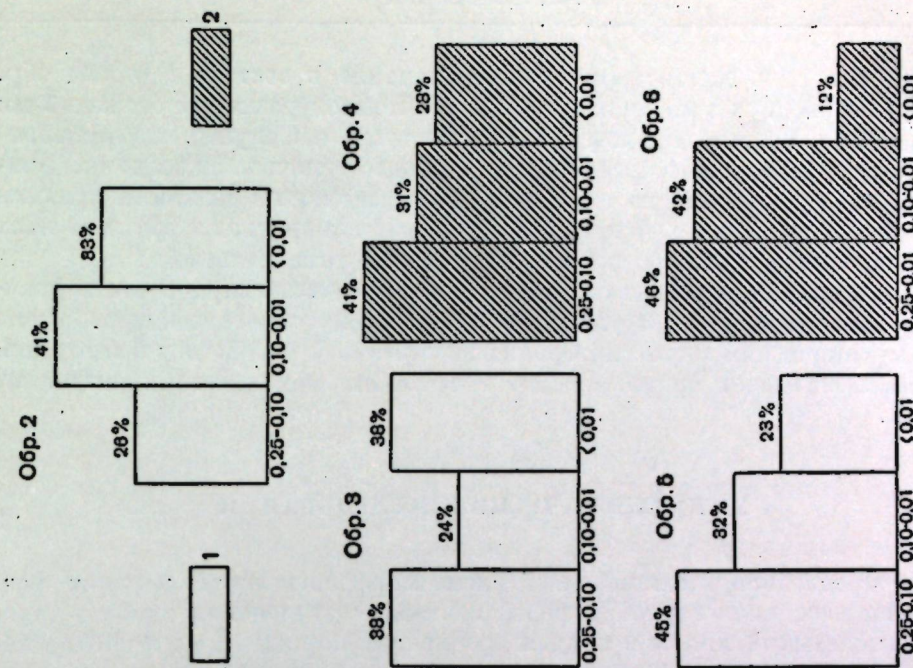
представляет собой тончайшие на ощупь частицы черно-бурого или коричневого цвета, образующие пылевато-порошистую массу дернины или скрепленные в почвенных агрегатах; в моховой дернине эти частицы более светлые и мягкие.

Данные механического анализа в пределах фракций >0,25 мм нами приводятся на основании разделения образца на ситах. Разделение фракций <0,25 мм производилось методом Сабанина.

Что касается расчета соотношений фракций механического анализа в весовых единицах, то для сильноскелетных почв такой расчет не лишен некоторой случайности, так как прибавление даже небольшого количества крупных частиц обломочного материала, обладающего высоким удельным весом, может исказить в сторону преуменьшения величину тонких фракций в составе мелкозема. Поэтому при специальных исследованиях механического состава было бы желательно вести расчет фракций на образцах определенного объема, взятых в поле в ненарушенном виде. Мы этого не делали, так как работали, главным образом, с фракциями <0,25 мм, для которых весовые соотношения являются достаточно точными. Однако приводимый весовой расчет по другим фракциям позволяет, с определенной степенью точности, отметить основные закономерности механического состава примитивных почв. Эти данные для дернин примитивных почв и мелкозема из щелей под ними представлены в виде диаграмм: в одном случае для всех фракций (фиг. 8), в другом — для фракций <0,25 мм (фиг. 9).



Фиг. 8. Механический состав примитивных почв
1 — мелкозем дернины; 2 — мелкозем из щелей под дерниной



Фиг. 9. Механический состав примитивных почв
1 — мелкозем дернины; 2 — мелкозем из щелей под дерниной

Они наглядно демонстрируют преобладание в составе дернины обр. № 2 фракций двух категорий: крупных обломков размером больше 2 мм и мелкозема, представляющего тонкие частицы, отшелушенные лишайниками и переработанные организмами в процессе почвообразования. Учитывая, что при расчете на определенный объем почвы фракции этих мелкозема будет выше показанной весовым измерением, фракции этих обеих категорий должны оказаться примерно равновеликими.

В двух других дернинах основное значение начинает приобретать фракция мелкозема при возрастании частиц промежуточного размера. Кроме того, механический состав материала из трещин в породе под этими дернинами показывает проникновение в трещины механических частиц из дернины.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Мы проследили в самой общей схеме морфологическую картину разрушения массивной горной породы, начиная с отчленения от скал крупных глыбистых обломков и кончая дроблением породы на мельчайшие минеральные частицы, входящие в состав мелкозема дернин первичных почв.

Поскольку это можно наблюдать невооруженным глазом, состав таких дернин представляется в виде механической смеси различных частиц органического и минерального происхождения. Однако мы знаем, что природа подобных органоминеральных сочетаний очень сложна; в них заложены и протекают сложнейшие процессы взаимодействия живого вещества с породой и идет переработка минеральной массы организмами, приводящая к созданию почвы, т. е. того особого тела, отличительным признаком которого является плодородие. Если мы подойдем к рассмотрению первых стадий процесса почвообразования с учетом его роли в переработке громадных масс породы в плодородный мелкозем, то нам будет очевидна вся важность исследования первичных почв как одного из начальных звеньев в общем почвообразовательном процессе, а дернинка, мощностью в 5—10 см, выступит как свидетель грандиозного процесса миграции элементов в земной коре.

Круг вопросов, связанных с настоящей темой, чрезвычайно широк. Наша работа ограничивается более узкой задачей — показать:

- 1) какие изменения произошли в породе под воздействием организмов при образовании примитивных почв;
- 2) какие новые минеральные образования возникли в результате взаимодействия между породой и растительностью;
- 3) в чем выражается процесс обмена минеральных веществ между породой и растительностью в эту стадию почвообразования.

К решению этих вопросов мы попытались подойти путем сопоставления минералогического состава горной породы и почвы, а также путем исследования химического состава породы, почвы и растительности. Настоящая глава посвящается минералогическим исследованиям.

Применявшийся нами метод минералогического анализа и подготовительные операции к нему заимствованы в основном из лаборатории Института горючих ископаемых АН СССР, руководимой П. П. Авдусиным. Методика анализа изложена в работе П. П. Авдусина и В. П. Батурина «Опыт методики исследования механических осадков» (1930).

При изучении минералогического состава горных пород и почв мы применяли: 1) метод исследования минералов в плоскопараллельных шлифах

и 2) иммерсионный метод, т. е. метод, позволяющий определять показатели преломления минералов путем наблюдения эффекта с полоской Бекке при погружении минералов в иммерсионные жидкости, показатели преломления которых заранее установлены.

Для определения биолитов была использована методика, принятая ботаниками при изучении золь растений с ненарушенным строением, частично измененная нами.

Приемы минералогического анализа в отношении горной породы и почвы несколько разнятся между собой.

Горная порода исследовалась в плоскопараллельных препаратах и в иммерсионных жидкостях. При изготовлении плоскопараллельных препаратов шлифованию подвергалась как не измененная выветриванием часть породы, так и поверхностная корочка с растущим на ней лишайником, с целью обнаружить в минералах породы возможные изменения, связанные с жизнедеятельностью лишайников.

При подготовке¹ к иммерсионному анализу порода дробилась в ступке Абиха, просеивалась через сито 0,25 мм и, путем отмучивания, делилась на фракции с размером частиц 0,25—0,10 мм и 0,10—0,01 мм; из них брались навески по 2 г для гравитационного анализа, т. е. для выделения групп минералов, обладающих в определенных пределах одним и тем же удельным весом, на центрифуге Мошева с помощью жидкости Туле. Обычно выделялись фракции удельного веса: >3,0; 3,0—2,75; 2,75—2,63; 2,63—2,45.

Подготовка к минералогическому анализу образцов почвы и мелкого зема была несколько сложнее, так как требовалось разрушить органическое вещество для осветления минеральных частиц. Мы пробовали применять различные приемы сжигания органического вещества перекисью водорода. Вначале мы обрабатывали перекисью водорода только фракцию удельного веса <2,45 (проведя предварительно механический и гравитационный анализ), так как в этой фракции сосредоточена основная масса органического вещества. Но при просмотре под микроскопом оказалось, что сюда с органическим веществом увлекаются и минералы, обладающие большим, чем 2,45, удельным весом, и, таким образом, искажаются количественные соотношения фракций различного удельного веса.

Кроме того, минералы других фракций, не подвергавшихся обработке H_2O_2 , оказываются покрытыми пленкой органического вещества, а потому также непрозрачными. Ввиду этого пришлось прибегнуть к окислению органического вещества до проведения механического и гравитационного анализа образца. Из мелкозема, просеянного через сито 0,25 мм, бралась навеска около 50 г,² переносилась в эрленмейеровскую колбу объемом в 0,75 л и смачивалась 3%-ным раствором H_2O_2 , сначала на холоду, так как реакция идет очень бурно, а затем на кипящей водяной бане. Обработка H_2O_2 (попеременно 3%-ным раствором и пергидролем) велась до обесцвечивания образца. После проверки под микроскопом образцы подвергались механическому анализу по методу Сабанина и далее гравитационному анализу на центрифуге Мошева с жидкостью Туле. В почвенном мелкоземе выделялись обычно группы минералов следующего удельного веса: >3,0; 3,0—2,75; 2,75—2,63; 2,63—2,45; 2,45—2,20; <2,20.

¹ Подготовка образцов к анализу и гравитационный анализ производились лабораторией П. В. Кисевой.

² Навеска предварительно смачивалась водой до тестообразного состояния и растиралась.

Гравитационный анализ, который обычно рассматривается как одна из подготовительных операций к анализу минералогическому, позволяет, однако, уже сам по себе обнаружить ряд совершенно определенных закономерных изменений в минералогическом составе породы, происходящих в процессе образования примитивных почвенных дернин. Эти изменения отчетливо демонстрируются диаграммой (фиг. 10), на которой изображены соотношения фракций различного удельного веса в горной породе и мелкозем исследованных почв.

Первый столбец показывает распределение фракций в породе (обр. 1); два следующих — в обломках из дернин (из обр. 5 и 3); остальные — в образцах мелкозема, в следующем порядке:

- обр. 2 — мелкозем маломощной злаково-разнотравной дернины;
- обр. 3 — мелкозем моховой дернины;
- обр. 4 — мелкозем из трещин в породе под моховой дерниной;
- обр. 5 — мелкозем более мощной злаково-разнотравной дернины;
- обр. 6 — мелкозем из трещин в породе под последней.

Уже самый общий обзор позволяет подметить различие:

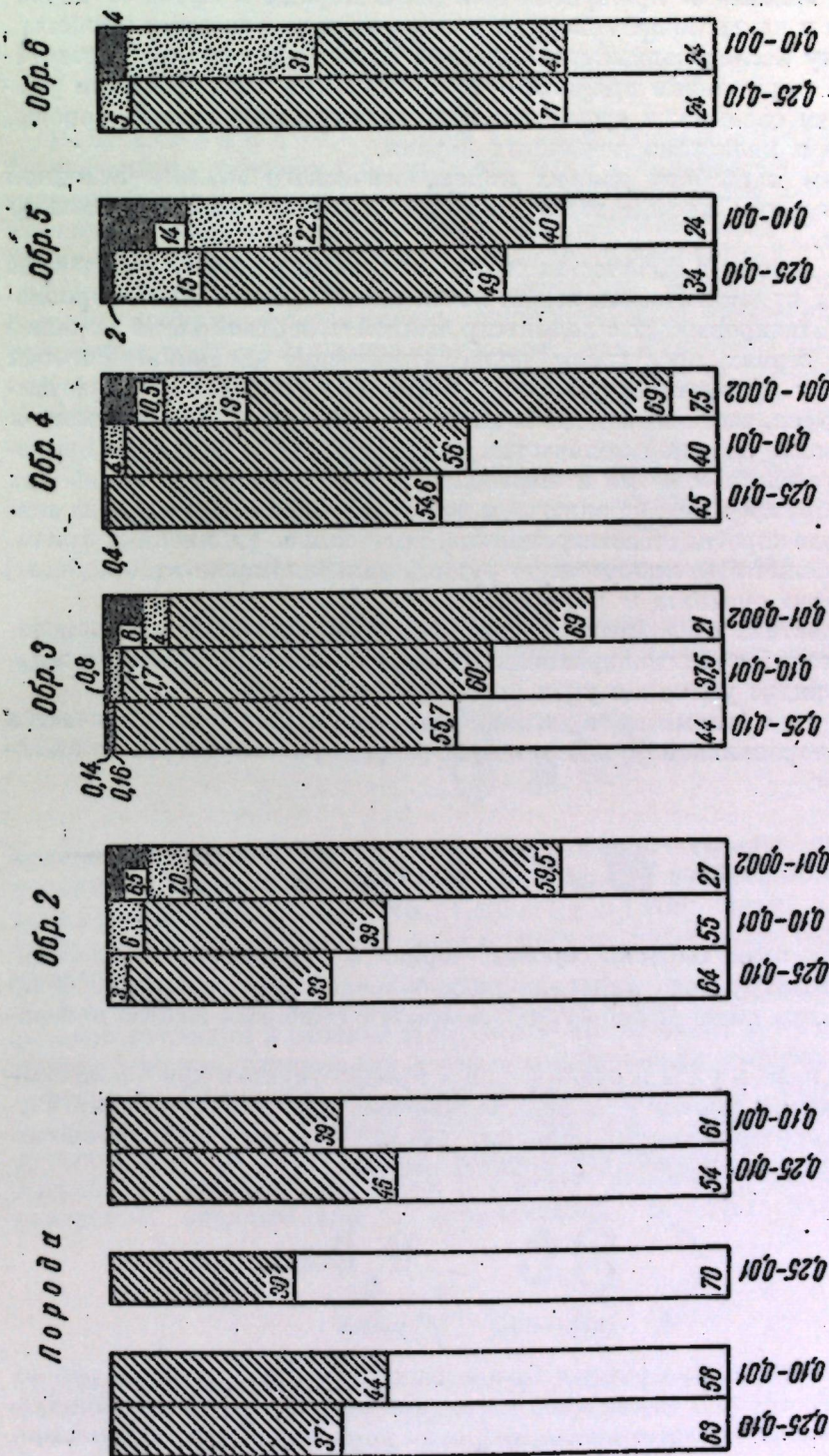
1) в составе минералов, составляющих горную породу и созданный на ней почвенный мелкозем: в то время как в породе полностью отсутствует группа минералов с удельным весом меньше 2,45, в почвенном мелкоземе выделяются две фракции легкого удельного веса: 2,45—2,20 и <2,20, что позволяет установить появление при почвообразовании ряда новых минералов, обладающих меньшим удельным весом, чем минералы породы;

2) в составе минералов крупных и мелких частиц почвенного мелкозема: в образцах мелкозема количественное участие минералов легких фракций возрастает в мелких по размеру частицах, т. е. обнаруживается ряд различных превращений минералов при измельчении частиц;

3) в составе минералов самих почвенных дернин: чем более развита почва, тем большее участие в ее составе принимают фракции минералов легкого удельного веса. В этом случае выявляются разные по степени развития стадии почвенного процесса.

Мы видим, таким образом, что, даже не прибегая еще к определению отдельных минералов под микроскопом и пользуясь только данными гравитационного анализа, можно прийти к ряду интересных заключений. Но значение гравитационного анализа еще недостаточно оценено. Выделение большого числа фракций с минералами различного удельного веса в минералогической практике пока не имеет широкого применения.

Обычно производится разделение образца на две, в лучшем случае — на три фракции. Однако в настоящее время П. П. Авдусин указывает на целесообразность введения более дробного деления, в результате которого возможно получение мономинеральных фракций. Нам кажется, что это особенно желательно при изучении почв, формирование которых неизбежно сопровождается как появлением новых (синтезированных) минералов, так и преобразованием минералов материнской породы. В этих случаях гравитационный анализ должен рассматриваться не только как одна из подготовительных операций, но и как анализ, имеющий самостоятельное значение.



Фиг. 10. Соотношение фракций различного удельного веса в горной породе и примитивных горнолуговых почвах в частях < 0,25 мм (в процентах)

Минералогический анализ в наших исследованиях имеет целью показать, какие изменения претерпели минералы породы в процессе почвообразования и какие новые минералы возникли благодаря этому процессу.

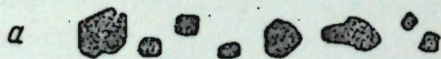
Поскольку исследованные примитивные почвенные дернины представляют собой нормальные профили ортоэлювиальных почв, решение указанной задачи сводится к сравнению состава минералов свежей породы, ее обломков и мелкозема почвенных дернин.

Переходим к разбору данных минералогического анализа исходной породы — диорита; прежде всего приведем описание плоскопараллельных шлифов.

В состав породы в количестве свыше 50% входит плагиоклаз¹ в виде идиоморфных призматических зерен, почти полностью соскритизированных и серицитизированных с пелитизированной поверхностью; в их менее измененных зернах проступают полисинтетические двойники. Роговая обманка имеет призматическую форму несколько укороченных кристаллов, идиоморфна, частично замещена хлоритом и эпидотом. Хлорит имеется здесь в довольно большом количестве. Кварцевые зерна занимают промежутки между плагиоклазами и амфиболами. В плагиоклазах, амфиболах и главным образом в кварце включены четко оформленные кристаллы апатита как в виде коротких шестигранников, так и сильно удлиненных призм. В заметном количестве присутствует рудный минерал (магнетит, ильменит) и реже — зерна титанита и циркона.

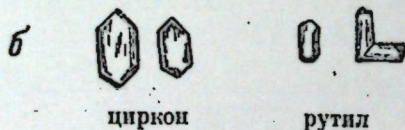
Характеристика отдельных минералов породы приводится на основании исследований в плоскопараллельных шлифах и в иммерсионных жидкостях, в порядке убывания удельного веса минералов.

Магнетит (ильменит) в довольно заметном количестве встречается и в зернах неправильной формы, и в кубических кристаллах. Часто включен в хлорит.



В отраженном свете окраска серовато-черная с металлическим блеском; отдельные зерна рудного минерала раздробленной породы изредка обнаруживают в этом свете ржаво-бурую, покрытую окислами железа поверхность.

Циркон и **рутил** очень редки и присутствуют в кристаллах характерной формы: циркон — в виде бесцветных прозрачных призматических зерен с пирамидальными концами; рутил — также в виде призмочек или в колечкато-двойниках буроватой окраски.



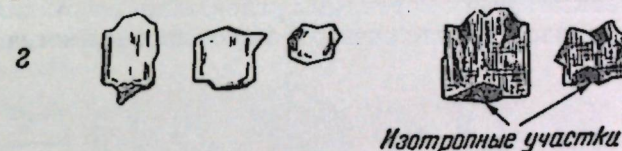
Титанит — в прозрачных бесцветных или слабобуроватых зернах с высоким рельефом. В сходящемся свете дает четкую интерференционную фигуру двусосного положительного минерала с концентрическими кольцами.

¹ Преимущественно олигоклаз, меньше — андезин и альбит, как это показал иммерсионный анализ.

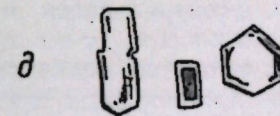
В скрещенных николях полного погасания нет: цвета изменяются от желтого до глубокого фиолетово-синего.



Минералы **эпидот-цонзитовой** группы встречаются в виде бледнозеленых угловатых прозрачных зерен с высоким рельефом, характерными яркими зелено-красными интерференционными цветами, расположенными кольцами. В сходящемся свете часто наблюдается интерференционная фигура в виде компасной стрелки. Кроме того, в раздробленной породе присутствуют слабо просвечивающие зерна буровато-зеленой окраски, яркие интерференционные цвета которых не имеют кольцевого расположения; местами эти зерна изотропны. Судя по наблюдениям в шлифах, они являются результатом эпидотизации других минералов — роговой обманки, хлоритов, полевых шпатов.



Апатит. Бесцветные прозрачные зерна правильной призматической, шестоватой или шестигранной формы, включенные обычно в кварц,



полевые шпаты или амфиболы; иногда содержат мелкие точечные включения и пузырьки. Прямое погасание, низкое двупреломление; показатели преломления равны: $N_p = 1,632$; $N_g = 1,638$. Часто в сходящемся свете зерна обнаруживают четкую фигуру одноосного отрицательного минерала.

Амфиболы представлены в нашей породе обыкновенной зеленой роговой обманкой и отчасти тремолитом. Встречаются в виде правильных призматических удлиненных зерен с зазубренными концами; прозрачны; окраска от бледнозеленой до яркой темнозеленой у роговой обманки и бледноголубовато-зеленой, почти бесцветной у тремолита. Плеохроизм роговой обманки слабый — от синевато-зеленого до желтовато-зеленого. Амфиболы содержат включения магнетита, апатита и титанита. Местами отмечается эпидотизация и хлоритизация. Высокое двупреломление.



Показатели преломления: $N_p = \text{около } 1,627$; $N_g = \text{около } 1,650$. В породе концентрируются только во фракциях с уд. весом $> 2,75$.

Хлориты. Основная масса зерен хлорита бледнозеленого цвета с оливковым оттенком, реже — яркозеленого. Зерна прозрачны, иногда представляются мелкосетчатыми. Часто заметна радиальная трещиноватость; в таких случаях отмечаются аномальные цвета интерференции:

лимонно-желтый, индигово-серый, изумрудно-зеленый. Облик слюистый: зерна, лежащие на базальной плоскости, представляют собой тонкие пластинки с неровными краями; перевернутые на боковую грань, они имеют вид узких изогнутых скорлупок. Содержат включения магнетита, эпидота и др. Как правило, зерна в базальной плоскости изо-



тропны или очень слабо поляризуют. Редкие зерна позволяют заметить в сходящемся свете фигуру двусного, иногда положительного, иногда отрицательного минерала. Показатель преломления около 1,600. При гравитационном анализе породы хлориты концентрируются во фракции с уд. весом 3,0—2,75.

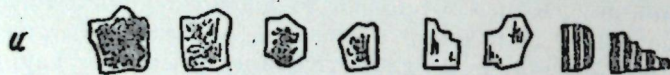
К в а р ц присутствует в виде прозрачных бесцветных или со слабым желтоватым оттенком зерен с неровными угловатыми очертаниями. Обычно в них заметны мелкие черные точечные включения и иногда штриховка.



В шлифе кварц обнаруживается в промежутках между идиоморфными зернами плагиоклазов, амфиболов и др.; содержит включения апатита.

П о л о в ы е ш п а т ы, содержащиеся в исследуемых образцах, представлены плагиоклазами кислого ряда: олигоклазом, меньше — андезином и, единично, альбитом. В шлифах породы плагиоклазы выступают в виде идиоморфных призматических кристаллов, в значительной степени сосюртитизированных и серицитизированных. Полностью прозрачных кристаллов нет, но некоторые серицитизированы только частично, и в таких случаях в них довольно отчетливо проступают полисинтетические двойники.

При исследовании в иммерсионных жидкостях сосюртитизированные плагиоклазы распознаются благодаря, главным образом, предварительному ознакомлению с ними в шлифах, так как они непрозрачны или слабо просвечивают; серицитизированные более прозрачны, но все же несколько мутноваты. В отраженном свете поверхность сосюртитизированных и серицитизированных зерен представляется белой или желтоватой и пелитизирована.



Показатель преломления у большинства зерен равен: $N_p = 1,540$; $N_g = 1,547$ (олигоклаз). В некоторых зернах он несколько выше: 1,548 и 1,554 (андезин), в некоторых же снижается соответственно до 1,526 и 1,532 (альбит).

В сходящемся свете только редкие зерна обнаруживают фигуру двусного минерала, чаще с отрицательным знаком; большинство же зерен фигуры не дает.

При разделении образцов по удельным весам плагиоклазы, будучи в различной степени измененными, попадают в ряд фракций. Во фракцию с уд.

весом $> 2,75$ попадают, естественно, обломки сосюртитизированных зерен, поскольку в их составе принимают участие эпидот-цоизитовые минералы; фракция 2,75—2,63 включает, главным образом, серицитизированные зерна, но встречаются и прозрачные, с полисинтетическими двойниками. Прозрачные обломочки группируются во фракции с уд. весом 2,63—2,45, но, в свою очередь, здесь отмечены в большом количестве и слабо серицитизированные зерна.

Количественное участие минералов в составе исследованного диорита иллюстрируется табл. 1.

Таблица 1

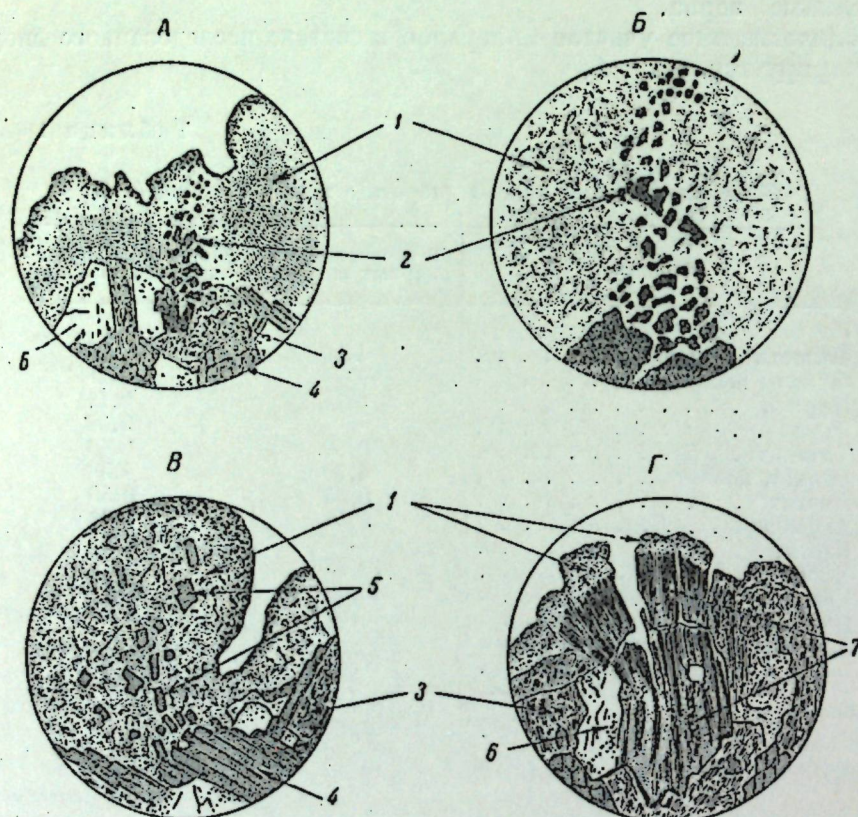
Минералогический анализ диорита с хребта Магишо (в %)

Минерал	В плоскопараллельных шлифах	По данным иммерсионного анализа
Магнетит, пльменит	1,50	0,66
Окислы железа	—	0,28
Циркон	0,10	0,11
Рутил	—	0,24
Титанит	0,50	0,46
Эпидот, цоизит	4,70	4,39
Апатит	0,65	0,33
Амфиболы	8,55	7,32
Биотит	—	едн.
Хлориты	17,25	20,06
Кварц	13,60	13,19
Плагиоклазы свежие	5,85	6,14
Плагиоклазы сосюртитизированные и серицитизированные	47,30	46,70
Сумма	100,00	100,00

Преобладающее участие в составе диорита — свыше 50% — принимают кислые плагиоклазы, среди которых количество свежих (прозрачных) составляет около 6%, основная же масса представлена плагиоклазами сосюртитизированными и серицитизированными. К ним присоединяется в большом количестве хлорит — до 20%, кварц — 13% и амфиболы — около 8%. На долю минералов группы эпидота-цоизита приходится около 4%, причем часть зерен является результатом эпидотизации других минералов — роговой обманки, хлорита. Рудный минерал, неравномерно распределенный в породе, содержится в количестве свыше 1%; другие тяжелые минералы — циркон, рутил, титанит, апатит присутствуют в качестве примесей и их общее количество лишь немногим превышает 1%.

По подсчетам в шлифах и в иммерсионных жидкостях несколько расходятся величины, полученные для хлорита. Такое расхождение, видимо, связано с подготовкой материала к анализу. Для исследования в иммерсионных жидкостях породе подвергается дроблению; хлориты, представляющие собой как бы пачки сложенных тонких листочков, при дроблении распадаются и отчленивают пластинки, которые занимают большую площадь. А так как количественный учет ведется на основании измерения занимаемой каждым минералом площади, то естественно, что в раздробленной породе эта величина для хлорита (и для микродов вообще) окажется более

высокой. Поэтому в дальнейшем, при сравнении данных минералогического анализа мелкозема и породы, мы будем пользоваться величинами, полученными при иммерсионном анализе, так как в мелкоземе хлориты раздроблены на еще более тонкие пластинки уже естественным путем, в результате выветривания, что нами указывалось выше.



Фиг. 11. Разрушение лишайником отдельных минералов породы

1 — тело лишайника; 2 — магнетит; 3 — серицитизированный плагиоклаз; 4 — роговая обманка; 5 — обломки роговой обманки; 6 — кварц; 7 — хлорит

Другим моментом микроскопического исследования образцов диорита явились наблюдения над разрушением лишайниками минералов породы, для чего был изготовлен шлиф через породу и растущий на ней накишной лишайник *Rhizocarpon geographicum*¹.

На одном из срезов обнаружена способность лишайника разрушать магнетит и вовлекать его внутрь своего тела, как это показано на зарисовке (фиг. 11, А и Б). Возможно, что, помимо механического расчленения, магнетит в какой-то мере разрушается лишайником более глубоко; в отраженном свете поверхность его обломочков в отдельных частях имеет бурую окраску, чего не наблюдалось на других, глубже лежащих зернах магнетита, не соприкасающихся с лишайниками.

Из другой зарисовки (фиг. 11, В) видно, как разъединенные по граням спайности кристаллики роговой обманки втягиваются в тело лишайника.

¹ Описание этого шлифа, с нашего согласия, было опубликовано Е. А. Яриловой (1947).

Четвертая зарисовка (фиг. 11, Г) показывает расщепление гифами лишайника кристалла хлорита вдоль его плоскостей спайности. При этом меняется и состав минерала, о чем можно судить по изменению его окраски, которая в том месте, где хлорит соприкасается с лишайником, переходит из зеленой в черно-бурую.

Таким образом, лишайниковая растительность в первые стадии выветривания способствует как дезинтеграции породы, путем высвобождения и измельчения отдельных минералов, так и изменению их химического состава.

Но не все минералы подвергаются такому энергичному воздействию лишайников. На нашем шлифе (фиг. 11) видно, что поверхность соприкосновения кварца с лишайником сохраняется неизменной. Также и наблюдения в природе показывают, что обнаженная поверхность кварцевых жил или их обломков, а также выходящие на дневную поверхность кварциты очень скупо заселены лишайниками: обычно встречаются представители накипных видов лишайников, поселяющихся отдельными пятнами близ трещинок, большая же часть поверхности остается не покрытой ими. Когда в составе породы участвуют, наряду с кварцем, такие минералы, как слюды или полевые шпаты, то, выступая на поверхность, они оказываются целиком покрытыми лишайниками, в то время как на кварц лишайники обычно не распространяются. В литературе неоднократно встречаются указания (Б. Б. Полюнов, 1947; Е. А. Ярилова, 1947; И. А. Асепинг, 1949) на то, что проникающие в породу гифы лишайника обходят кварц.

Для выяснения изменений, происходящих в материнской породе в первые стадии ее разрушения, обратимся к сравнению минералогического состава свежей породы и ее обломков, включенных в дернины исследованных примитивных почв. В табл. 2 приводятся данные минералогического анализа: 1) породы — диорита, обр. 1, и 2) обломков диорита из а) примитивной злаково-разнотравной дернины обр. 2, величиной > 5 мм и более мелких, размером до 0,25 мм; б) примитивной моховой дернины обр. 3, величиной > 5 мм; в) несколько более развитой злаково-разнотравной дернины обр. 5, величиной > 5 мм.

Как и следовало ожидать, анализ щебня из обр. 2, в пределах фракций > 5 мм и 5—2 мм, и щебня из обр. 3 не показал существенного отличия от породы; в последнем случае лишь отмечается появление некоторого количества мусковита и гидрослюд.

Что же касается сравнения породы с обломками из более развитой дернины обр. 5, равно как и с обломками < 2 мм из дернины обр. 2, то оно ясно демонстрирует прежде всего сильное убывание хлоритов, некоторую убыль свежих плагиоклазов и значительное возрастание количества измененных плагиоклазов.

Если вспомним приведенный выше рисунок шлифа породы с кристаллом хлорита, соприкасающимся у поверхности с растущим на нем лишайником (фиг. 11, Г), а также описание внешнего вида мелкой щебенки дернины, в которой хлориты сильно разрушены, то убыль хлорита из обломков становится совершенно понятной. Лишайники, особенно энергично воздействующие на хлориты, разрушают их в такой степени, что в щебенке они уже превращаются в рыхло сложенные пачки пластинок, способные легко выкрашиваться и поступать в мелкозем.

Переходя к данным минералогического анализа мелкозема исследованных дернин, обратим прежде всего внимание на то, как изменились минералы породы, попав в мелкозем.

Такие минералы тяжелой фракции, как циркон, рутил, титанит, магнетит, встречаются в мелкоземе в таком же виде, как и в породе. Ц и р к о н

Таблица 2

Минералогический состав породы — диорита и обломков породы из дернин примитивных горнолуговых почв хребта Магишо (в %)

Минерал	Порода— диорит, обр. 1	Обломки диорита, мм					
		из обр. 2				из обр.	из обр. 5
		> 5	5-2	2-0,5	0,5-0,25	> 5	> 5
Магнетит, ильменит . .	0,66	1,00	0,75	0,50	0,10	0,74	0,80
Оксиды железа	0,28	—	—	—	—	0,02	0,17
Циркон	0,11	0,65	0,25	0,60	—	0,19	0,20
Рутил	0,24	—	—	—	—	—	0,05
Гранат	ед.	—	—	—	—	—	—
Титанит	0,46	0,40	—	0,40	—	0,19	0,65
Эпидот, цонзит	4,39	4,90	3,90	2,30	3,50	4,27	5,17
Апатит	0,33	0,50	0,25	0,20	0,15	0,17	0,25
Амфиболы	7,32	19,75	13,15	7,50	10,05	16,50	12,86
Биотит	ед.	—	1,25	0,80	1,25	2,64	0,03
Хлориты	20,06	14,50	14,75	11,25	10,80	17,39	14,27
Кварц	13,19	9,35	15,25	10,45	8,65	4,85	6,72
Плагноклазы свежие .	6,14	2,35	2,45	2,35	5,50	5,23	3,95
Плагноклазы соссори- тизированные и сери- цитизированные . . .	46,70	46,60	48,00	63,65	60,00	45,61	54,79
Мусковит свежий . . .	—	—	—	—	—	0,67	—
Мусковит измененный .	—	—	—	—	—	0,06	—
Гидрослюды бесцвет- ные	—	—	—	—	—	0,06	—
Гидрослюды бурые . .	—	—	—	—	—	1,29	—
Нерудные непрозрачные	0,12	—	—	—	—	0,12	—
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	0,09
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

и р у т и л прозрачны, не теряют свойственной им кристаллической формы; т и т а н и т присутствует в виде угловатых, прозрачных обломков; м а г н е т и т — в зернах с неровными очертаниями, иногда же в кубических кристаллах. Так же не меняют своего облика прозрачные угловато-обломочные зерна минералов э п и д о т - ц о н з и т о в о й группы. Те же зерна, которые представляют собой продукт эпидотизации других минералов (роговой обманки, хлоритов, полевых шпатов), в почвенном мелкоземзе становятся значительно менее прозрачными и приобретают темно-бурю землистую окраску, хотя при этом в скрещенных николях все же проступают свойственные им яркие цвета интерференции. А п а т и т в почвенном мелкоземзе был встречен, в виде единичных призматической формы зерен, только в наиболее примитивной дернине обр. 2 и не отличался внешне от зерен породы. Совершенно не измененным сохраняется в почве к в а р ц.

Что касается а м ф и б о л о в, х л о р и т о в и п л а г н о к л а з о в, то для них отмечаются некоторые изменения по сравнению с породой: в меньшей степени для амфиболов, в большей — для хлоритов и наиболее существенные для серицитизированных плагноклазов. А м ф и б о л ы в основной своей массе сохраняют тот облик и свойства, которые они имели в породе, но небольшая часть зерен приобретает более легкий удельный

вес, связанный с рядом происходящих в них изменений. Амфиболы, концентрирующиеся по свойственному им удельному весу в тяжелых фракциях ($>2,75$), отличаются по виду от содержащихся в породе только оливковым оттенком окраски и появлением некоторого количества непрозрачных зерен. По мере перехода от тяжелых фракций к более легким, амфиболы теряют зеленую окраску, буреют, сохраняя в то же время характерную призматическую форму зерен с заметной спайностью и зубчатым поперечным изломом. Во фракции с уд. весом $2,45-2,20$ амфиболы преобразуются в минералы типа минералов глины (нонтронит?) с бледножелтой зеленоватой окраской, иногда пронизанные бесцветными неполяризующими иглолочками опала. Встречаются зерна, в которых произошло только частичное изменение: внутри них обособляются участки в виде полосок, составленных как бы чешуйками и обладающих заметной псевдоадсорбцией; другие зерна или полностью превращаются в подобные образования, состоящие из мелких, неправильного очертания листочков, или обнаруживают волокнистое строение. Их показатель преломления трудно определим: он близок к $N_m \sim 1,58$.

Изменение облика х л о р и т а в мелкоземзе также связано с облегчением удельного веса. Как указано выше, хлориты в породе имеют удельный вес в пределах значений $3,0-2,75$. Хлориты с уд. весом $>3,0$ как в почвенном мелкоземзе, так и в породе встречаются только вместе с эпидотом. Главная их масса в почве концентрируется во фракциях с уд. весом $3,0-2,75$ и $2,75-2,63$. В первой они имеют зеленую окраску, прозрачны, густо покрыты штриховкой (чаще в радиальном направлении), богаты иглолочками включениями других минералов, в базальной плоскости изотропны. Показатель преломления равен приблизительно $1,602$. Во фракции $2,75-2,63$ они также обычно штриховаты и имеют включения, но многие зерна приобретают буроватую окраску: буреют либо края зеленого зерна, либо все зерно полностью.

Во фракции $2,63-2,45$ их количество уже значительно меньше; здесь преобладают прозрачные бледнозеленые или буроватые зерна, редко со штриховкой. Для фракции $2,45-2,20$ характерны тонкие бледнозеленые изотропные хлоритовые пластинки, без штриховки и включений. Иногда в этой фракции хлориты приобретают слабо заметное чешуйчатое, рыхлое сложение и в таком случае отличаются довольно высоким двупреломлением (в скрещенных николях пятнистая желтая и зеленовато-серая окраска).

В отраженном свете пластинки хлорита всегда темные — не пелитизированные.

П л а г н о к л а з ы в образцах почвенного мелкоземза, не обработанных перекисью водорода, не поддаются определению, так как полностью покрыты пленкой органического вещества. После обработки они освещаются и могут быть определены. Так же, как и в породе, плагноклазы представлены олигоклазом с примесью андезина и альбита. Показатель преломления у большинства зерен составляет $N_p = 1,540$; $N_g = 1,547$. Форма зерен в мелкоземзе угловатая, чаще призматическая с несколько сглаженными углами.

При разделении образцов по удельным весам, как и в породе, во фракцию $>2,75$ попадают соссорицитизированные зерна; во фракцию $2,75-2,63$ — главным образом серицитизированные и отчасти прозрачные; во фракцию $2,63-2,45$ — как прозрачные, так и слабо серицитизированные.

Внешний вид таких зерен в породе и в почве (после обработки ее H_2O_2) мало отличается: в последней они имеют лишь более густой коричневый оттенок и несколько менее прозрачны, чем в породе. Но, кроме указанных, во фракции $2,63-2,45$ концентрируются сильно изменяющиеся

серицитизированные плагиоклазы, постепенно утрачивающие свои индивидуальные особенности и приобретающие свойства, присущие образованиям типа минералов глини. Здесь можно отметить ряд переходных форм от призматических зерен, в которых заметны еще следы полисинтетических двойников и видны тонкие мелкие чешуйки пронизывающего их серицита, к неровно-округлым или овальным, несколько сплюснутым чечевицеобразным зернам, представляющим собой как бы агрегат из мельчайших кристаллических частиц, спаянных бледножелтым изотропным веществом. Эти последние наиболее ярко выражены во фракции с уд. весом $< 2,45$, отсутствующей в породе, и представляют собою минералы глини; на их описание мы остановимся подробнее при рассмотрении группы собственно почвенных минералов, к которым они относятся и появление которых вызвано процессами почвообразования.

Какие же новые минералы возникли в процессе почвообразования? Естественно, что к таким надо относить те минералы, которых нет в почвообразующей породе и которые входят в состав почвенного мелкозема. В наших образцах ими являются: мусковит, гидрослюды, цеолиты, вторичный кварц, минералы глини и биолиты.

Бесцветные слюды (мусковит) в свежей породе не обнаружены. Было взято свыше 10 проб из разных частей образцов свежего диорита, но ни в одной из них мусковита не оказалось. В незначительном количестве он появляется в щелке из моховой дернины (из обр. 3 табл. 2), уже подвергшемся в некоторой мере выветриванию. К вопросу о появлении мусковита в почвах мы вернемся несколько ниже, пока же опишем те формы, в каких он встречается в мелкоземе исследованных дернин.

Мусковит встречается в наших почвах как во фракции с уд. весом 3,0—2,75, т. е. присущим этому минералу, так и в более легких фракциях.

Во фракции 3,0—2,75 он имеет вид прозрачных, бесцветных, с неровными краями пластинок, с показателями преломления, близкими 1,563 и 1,602. В сходящемся свете пластинки показывают четкую интерференционную фигуру двусосного отрицательного минерала, характерную для мусковита.

Во фракции 2,75—2,63 значительная часть бесцветной слюды представлена в виде прозрачных, почти не поляризующих пластинок (бледная, едва уловимая серая окраска), содержащих округлые или овальные, слабо выделяющиеся, розоватого оттенка пузырьки; некоторые зерна частично теряют прозрачность, как бы покрыты сероватым налетом, неравномерно распространяющимся по пластинке. Часть зерен (в виде серицита) имеет чешуйчатое строение и агрегационную поляризацию. В отраженном свете обломочки представляются покрытыми белой пленкой — нелитизированными. Показатели преломления трудно определимы, но в отдельных чешуйках они близки к таковым свежего мусковита или немного ниже. В сходящемся свете не удалось обнаружить интерференционной фигуры.

Во фракции с уд. весом 2,63—2,47 полностью прозрачных пластинок не встречается; все они в той или иной части покрыты тонким серовато-зеленоватым налетом и содержат в большом количестве вышеописанные пузырьки. Мы проделали пробу окраски этой фракции эритрозином — препаратом, который в микробиологической практике применяется для прокрашивания материала органического происхождения.¹ Реакция с эри-

¹ Эту реакцию применяла М. А. Глазовская (см. настоящий сборник) для выявления микроорганизмов, поселяющихся на граните, не имеющем внешних признаков изменения под влиянием процессов выветривания.

трозином показала, что на зернах мусковита находятся колонии микро-организмов (кокки) и колонии дрожжей, ясно выделяющиеся по яркорозовой окраске. Эти организмы, повидимому, охотно поселяются на слюдистых минералах и изменяют их в процессе своей жизнедеятельности. Такое же явление, но в меньшей мере, наблюдалось и на зернах полевых шпатов. Помимо этого, в препаратах было отмечено присутствие отдельных одноклеточных простейших, с вакуолями внутри клетки и тонкой, облегающей клетку, извилистой оболочкой.

Н. П. Ремезов (1947) лабораторными опытами показал способность бактерий, свойственных подзолистым почвам, разрушать алюмосиликатное ядро ряда минералов (ортоклаза, каолинита, отчасти микроклина). В той же работе имеются указания на неопубликованные опыты В. И. Вернадского, обнаружившие необычайно сильное разложение мусковита бактериями.

Так как удельный вес минерала мусковита лежит в пределах 2,76—3,0, а в наших образцах мусковит встречается и в более легких фракциях, мы подразделили бесцветные слюды на две группы: в одну отнесли свежие слюды, попадающие в тяжелую фракцию уд. веса $> 2,75$, в другую — попадающие во фракции с меньшим, чем 2,75, удельным весом, измененные дальнейшим выветриванием и почвообразованием.

К гидрослюдам нами отнесены тонкие, слюдистого вида пластинки, бесцветные или окрашенные в желтобурые цвета разного оттенка, концентрирующиеся в легких фракциях с удельным весом $< 2,45$. Среди них можно отметить немало индивидуально различных пластинок, повидимому, в разной мере гидратированных и имеющих, в связи с этим, различные показатели преломления. Бесцветные слюды имеют показатель преломления в интервале значений от 1,542 до 1,602; их остроугольные пластинки прозрачны и изотропны. Показатели преломления бурых пластинок варьируют в более широких пределах от 1,551 до 1,631; они и по внешнему виду более разнообразны: окраска самых различных оттенков — желтая, зеленовато-желтая, соломенно-желтая, бурая, красно-коричневая. Встречаются как изотропные, так и поляризующие зерна, причем последние обладают довольно высоким высоким двупреломлением.

Гидрослюды встречены во всех исследованных дернинах, с тем различием, что в двух злаково-разнотравных дернинах преобладают бесцветные, а в моховой дернине — бурые гидрослюды. Последнее обстоятельство, возможно, определяется более высоким содержанием в образце обломков породы биотита, который и мог при выветривании дать ряд гидрослюд, имеющих высокий показатель преломления. Мы наблюдали пластинки выветрившегося биотита, в которых выделялись сильно обесцвеченные края, с выступающим по ним волокнистым строением. Показатель преломления у темного бурого края был равен 1,665, у осветленных краев — 1,566 и 1,578.

Зеленоватые и бесцветные пластинки, имеющие показатель преломления около 1,600, появляются, повидимому, в результате изменения хлоритов.

Цеолиты были обнаружены во фракции с уд. весом 2,45—2,20, в виде призматических волокнистых и игольчатых зерен с вертикальной штриховкой, низким двупреломлением: наименьший показатель преломления 1,503, наибольший 1,512. Кристаллы бесцветные, с серовато-голубоватым оттенком, в отраженном свете прозрачные, после обработки 5%-ной HCl яркочелые.

Вторичный кварц встречен во фракциях с уд. весом 2,75—2,63 в виде единичных кристаллов правильной формы, свойственных

низкотемпературному кварцу и представляющих собой сочетание призмы и двух ромбоэдров (фиг. 12), а также в виде очень тонких пластинок. Иногда 2—3 кристалла собраны в друзу, основанием которой служит изотропный, пронизанный органическим веществом материал. Величина двух таких измеренных кристаллов следующая: высота призмы 0,17 и 0,19 мм; ширина грани призмы 0,09 мм; высота ромбоэдра 0,03 мм. Показатели преломления те же, что и у первичного кварца: $N_p = 1,545$; $N_g = 1,554$.

Минералы глины внешне представляют собой чешуйчатые хлопьевидные скопления в виде зерен агрегатного вида, большей частью со сглаженными (без угловатых очертаний), округлыми, овальными контурами. Цвет их в основном желтый, различных светлых и темных оттенков. Они являются как бы мельчайшими частичками слабо просвечивающих минералов с низким двупреломлением, непогасающих, сгруппированных в агрегат и включенных в неполяризующую светложелтоватую прозрачную массу (фиг. 13). Показатель преломления трудно установим из-за агрегатного строения, но близок к 1,564—1,571 с более высоким, до 1,587, у отдельных яркожелтых зерен. В отраженном свете наблюдается нелитизированная поверхность. Интерференционные цвета низкие (желтовато-серые). Удельный вес большинства зерен лежит в пределах 2,45—2,20, но некоторая часть зерен имеет как большее, так и меньшее значение.

Во фракцию уд. веса 2,63—2,45 минералы глины попадают в наименее развитых примитивных дернинах, где они приближаются по виду к сильно измененным плагиоклазам; отмечается ряд переходных форм от серицитизированных плагиоклазов к минералам глины, с постепенным пожелтением окраски, появлением неполяризующих участков, понижением двупреломления, приобретением более сглаженных, не угловатых контуров; все это позволяет рассматривать серицитизированные плагиоклазы как один из возможных источников возникновения минералов глины.

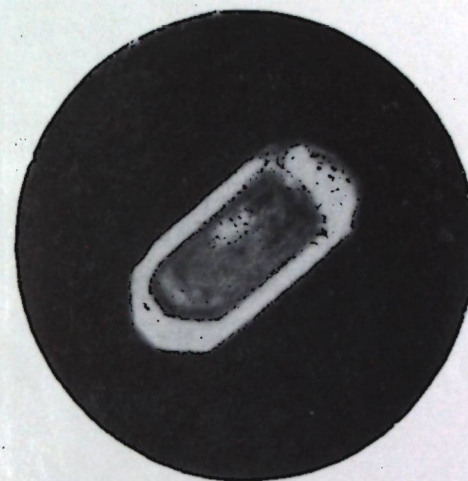
Во фракции с уд. весом $< 2,20$ большинство зерен минералов глины приобретает неопределенные, расплывчатые очертания; они часто встречаются в виде тончайших образований, иногда скапливающихся вместе и включающих внутри своей массы хорошо различимые частицы диатомей или фитолитарий.

Биолиты, отмеченные выше среди других минералов, появляющихся в процессе почвообразования, представляют собой минеральные новообразования, возникающие внутри растительных тканей. Благодаря некоторым присущим им специфическим особенностям биолиты выделяются в особую группу, описанию которой посвящается далее специальный раздел нашей работы. Здесь мы лишь отметим, что в наших образцах они представлены фитолитариями кремнезема и микрокристаллами щавелевокислого кальция (минерал вевеллит).

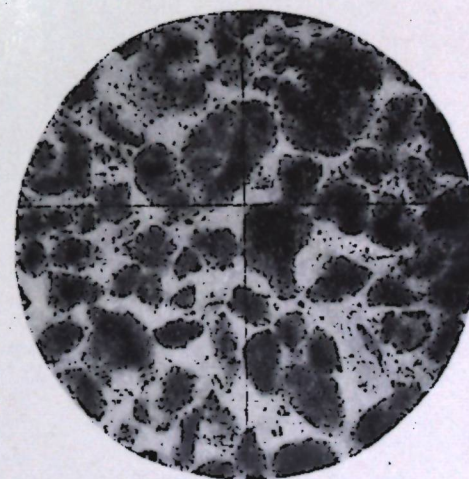
Другими минеральными образованиями, связанными в своем происхождении с организмами, являются кремневые скелеты диатомовых водорослей. В наших образцах присутствуют главным образом скелеты продолговатых двустворчатых диатомовых *Pinnularia* и в значительно меньшей мере представители центральных форм — *Coscinodiscus*, *Melosira* и единично *Cyclotella*.

В соответствии с целями исследования, минералы, обнаруженные в почвенном мелкозем, мы подразделяем на три основные группы.

Первую группу, наиболее обширную по числу названий минералов, составляют остаточные-первичные минералы, представляющие собой остатки первичных минералов породы, послужившей к созданию мелкозема. Их участие в составе мелкозема позволяет судить



Фиг. 12. Кристалл вторичного кварца.
Увел. 360; николи +



Фиг. 13. Минералы глины. Увел. 360

Таблица 3

Минералогический состав породы—диорита и мелкозема дернины примитивных горнолуговых почв хребта Магишо (в %)

Группа минералов	Минерал	Свежая порода (диорит)	Мелкозем дернины		
			обр. 2, 0,25—0,002 мм	обр. 3, 0,25—0,002 мм	обр. 5, 0,25—0,10 мм
Остаточ- но-пер- вичные	Магнетит, ильменит . . .	0,66	0,65	0,59	0,64
	Окислы железа	0,28	0,13	0,16	0,24
	Циркон	0,11	0,06	0,24	0,07
	Рутил	0,24	—	—	—
	Гранат	Един.	0,06	0,04	—
	Титанит	0,46	0,31	0,26	0,30
	Эпидот, цоизит	4,39	5,36	3,76	1,65
	Апатит	0,33	0,07	—	—
	Амфиболы	7,32	7,16	9,95	11,52
	Биотит	Един.	0,38	0,32	1,07
	Хлориты	20,06	20,58	14,67	3,11
	Кварц	13,19	2,84	3,42	6,82
	Плагиоклазы свежие . . .	6,14	6,98	12,91	4,78
Изменен- ные вы- ветрива- нием и вторич- ные ва- дозные	Плагиоклазы соссори- тизированные и сери- цитизированные	46,70	22,22	11,84	21,24
	Мусковит свежий	—	1,61	2,89	0,75
	Мусковит измененный	—	2,44	7,75	5,07
	Гидрослюды бесцвет- ные	—	1,62	1,24	0,17
	Гидрослюды бурые	—	0,70	3,51	0,85
	Цеолиты	—	0,33	Един.	—
	Кварц вторичный	—	0,29	—	0,15
	Минералы глини	—	4,24	0,61	16,82
	Нерудные непрозрач- ные	0,12	0,27	0,71	0,56
Биолиты	Бевеллит	—	Един.	0,08	0,03
	Фитолитарии	—	2,78	0,31	1,19
	Скелеты диатомовых . . .	—	0,17	1,26	0,05
Прочие	Агрегаты неопределе- мые	—	0,21	0,27	0,44
Итого		—	81,46	76,79	77,52
Участие тонких фракций, не определенных под микроско- пом		—	18,54	23,21	22,48
Сумма		100,00	100,00	100,00	100,00

Минералогический состав мелкозема примитивных
(в % от фрак

Группа минералов	Минерал	Злаково-разнотравная дернина обр. 2			
		0,25—0,10	0,10—0,01	0,01—0,002	Сумма
Остаточ- но-пер- вичные	Магнетит, ильменит	0,16	0,47	0,02	0,65
	Окислы железа	0,02	0,11	—	0,13
	Циркон	—	0,02	0,04	0,06
	Гранат	—	0,06	—	0,06
	Титанит	0,10	0,21	—	0,31
	Эпидот, цонзит	0,32	3,84	1,20	5,36
	Апатит	—	0,07	—	0,07
	Амфиболы	1,43	3,43	2,30	7,16
	Бiotит	—	0,24	0,14	0,38
	Хлориты	7,43	12,02	1,13	20,58
	Кварц	1,06	1,70	0,08	2,84
	Плагиоклазы свежие	0,51	2,51	3,96	6,98
Изменен- ные вы- ветрива- нием и вторич- ные ва- дозные	Плагиоклазы соссори- тизированные и се- рицитизированные	12,62	9,03	0,57	22,22
	Мусковит свежий	1,04	0,36	0,21	1,61
	Мусковит измененный	0,24	0,65	1,55	2,44
	Гидрослюды бесцвет- ные	0,03	0,95	0,64	1,62
	Гидрослюды бурые	0,15	0,36	0,19	0,70
	Цеолиты	0,15	0,18	—	0,33
	Кварц вторичный	0,02	0,27	—	0,29
	Минералы глины	—	2,33	1,91	4,24
	Нерудные непрозрач- ные	0,14	0,13	—	0,27
Минеральные образования микро-био- литы	Бевеллит	Един.	Един.	—	Един.
	Фитолиты	0,01	1,49	1,28	2,78
	Скелеты диатомовых	—	0,01	0,16	0,17
Прочие	Агрегаты неопреде- лимые	0,09	0,12	—	0,21
Итого		25,52	40,56	15,38	81,46
Участие тонких фракций, по определенных под микроско- пом		—	—	—	18,54
Сумма			81,46		100,00

Таблица 4

горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо
части < 0,25 мм)

Моховая дернина обр. 3				Злаково-разнотравная дернина обр. 5		
0,25—0,10	0,10—0,01	0,01—0,002	Сумма	0,25—0,10	0,10—0,01	Сумма
0,28	0,20	0,11	0,59	0,52	0,12	0,64
0,13	0,03	—	0,16	0,20	0,04	0,24
0,05	0,17	0,02	0,24	0,05	0,04	0,09
0,04	—	—	0,04	—	—	—
0,11	0,15	—	0,26	0,11	0,19	0,30
1,61	1,42	0,73	3,76	0,47	1,18	1,65
—	—	—	—	—	—	—
5,93	3,61	0,41	9,95	7,90	3,62	11,52
0,02	0,06	0,24	0,32	1,01	0,06	1,07
7,48	6,60	0,59	14,67	1,01	2,10	3,11
2,49	0,56	0,37	3,42	4,00	2,82	6,82
1,21	5,15	6,55	12,91	1,81	2,97	4,78
9,39	2,07	0,38	11,84	16,78	4,89	21,24
1,13	0,47	1,29	2,89	—	0,75	0,34
4,55	1,60	1,60	7,75	3,77	1,30	5,07
0,03	0,13	1,08	1,24	0,16	0,01	0,17
2,51	0,57	0,43	3,51	0,23	0,62	0,85
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,15	—	0,15
0,04	0,30	0,27	0,61	6,73	10,09	16,82
0,50	0,21	—	0,71	0,56	—	0,56
0,03	0,04	0,01	0,08	0,02	0,01	0,03
—	0,16	0,15	0,31	0,19	1,00	1,19
—	0,26	1,00	1,26	0,01	0,04	0,05
0,02	0,24	0,01	0,27	0,24	0,20	0,44
37,55	24,00	15,24	76,79	45,47	32,05	77,52
—	—	—	23,21	—	—	22,48
			76,79			100,00
			100,00			77,52
						100,00

о сравнительной устойчивости тех или иных минералов породы против выветривания.

Вторая группа включает ряд минералов, измененных выветриванием, и вторичных вадозных. Вопросы их генезиса до настоящего времени еще не получили освещения, достаточного для более дробного разделения внутри группы. Возникновение этих минералов объясняется как преобразованием первичных минералов, утрачивающих свои первоначальные свойства в результате каких-либо внутрикристаллических процессов (гидратация, деформация кристаллической решетки, обменные реакции), так и синтезом тех или иных минеральных образований, выпадающих из молекулярных или коллоидных растворов.

В третью группу отнесены минеральные образования (б и о л и т ы), возникающие внутри живых организмов. Из них веверлит (щавелевокислый кальций) представляет собой минерал со свойствами кристалла: он реагирует на поляризованный свет и обладает определенными кристаллическими формами, двупреломлением, псевдоадсорбцией; он с одинаковым правом мог бы занять место в предыдущей группе, но оставлен нами здесь по признаку образования его в ткани растений.

Остальные образования — фитолиты SiO_2 , скелеты диатомовых водорослей и спиккули губок — не обладают свойствами кристаллов, хотя, возможно, и находятся в стадии кристаллизации, на что указывает наличие линий кварца в рентгенограммах соответствующих фракций и, помимо того, появление в некоторых препаратах единичных экземпляров фитолитов и диатомей, полностью или частично поляризующих.

Что касается неопределимых агрегатов, то в эту категорию отнесены мельчайшие собранные в агрегат, слабо поляризующие кристаллики минералов, не поддающихся определению.

Переходя к количественной характеристике состава минералов в мелкозем и сравнению его с составом породы, мы должны дать некоторые разъяснения к нашим таблицам.

В табл. 3 приводятся данные минералогического анализа мелкозема дернины. Расчет минералов произведен на весь мелкозем в целом (фракция $< 0,25$ мм) с целью охарактеризовать общее изменение минералогического состава в процессе почвообразования. При этом расчете мы не получаем в сумме 100%, так как здесь не учитываются минералы, составляющие фракцию $< 0,002$ мм и не определяемые под микроскопом. Для последних имеется рентгенографическая характеристика (табл. 5).¹

В табл. 4 приводятся результаты минералогического анализа тех же дернин; здесь процентное содержание минералов рассчитано отдельно для каждой фракции. Данные таблиц показывают, как изменяются количественные соотношения минералов в зависимости от величины частиц и, таким образом, характеризуют степень устойчивости минералов при выветривании.

Обзор таблиц позволяет выделить три основные группы минералов: а) устойчивых, б) слабо подвергающихся изменениям, в) разрушающихся более или менее энергично.

В первую группу попадают такие минералы тяжелого удельного веса, как циркон, титанит, магнетит и прозрачный эпидот; из минералов легкого удельного веса — кварц.

Во вторую группу следует отнести амфиболы. Минералогический анализ указывает на способность амфиболов дробиться благодаря присущей

¹ В обр. 5 рентгенографическое определение производилось для фракции мелкозема $< 0,01$ мм.

Таблица 5

Данные рентгенограмм (в %)

Минерал	О б р а з ц ы				
	Мелкозем дернины			Мелкозем из щели под моховой дерниной	
	обр. 2, < 0,002 мм	обр. 3, < 0,002 мм	обр. 5, < 0,01 мм	обр. 4	
				0,01—0,002 мм	< 0,002 мм
Слюды	~ 20	~ 20	{ В боль- шом ко- личестве	~ 15	~ 10—15
Гидрослюды	~ 15—20	~ 10		~ 10—15	~ 10
Кварц	~ 15—20	~ 2—4		~ 15—20	~ 2—4
Полевые шпаты . .	В небольшом количестве				
Группа монтморил- лонита	~ 10	~ 10	~ 10	~ 10	~ 10
Фон	Значитель- ный	Очень сильный	Очень сильный	Почти не имеется	

им совершенной снайности. Однако дальнейшим изменениям они подвергаются слабо и, в конечном итоге, накапливаются в мелкоземе.

Третью группу — особенно интенсивно разрушающихся минералов — составляют хлориты и плагиоклазы. Что касается апатита, который обнаружен только в мелкоземе примитивной дернины обр. 2, во всех же остальных отсутствует, то возможно, что его исчезновение связано с активным поглощением растительностью фосфора, так как он является единственным фосфорсодержащим минералом нашей породы; кроме того, можно допустить, что он частично попадает в более мелкую фракцию $< 0,002$ мм.

Обращаясь к исследованным дернинам, рассмотрим прежде всего, какие изменения происходят с хлоритами и плагиоклазами.

Хлориты, попадая в мелкозем наиболее примитивной дернины обр. 2, показывают содержание, равное содержанию их в породе. Но это внешнее равенство не служит еще мерой их прочности. Мы выше указывали на особенности принятого в минералогическом анализе подсчета минералов по занимаемой ими площади, при котором все минералы, обладающие тонкопластинчатым строением, при дроблении покрывая большую площадь, будут давать преувеличенные цифры. Разрушение хлоритов в первые стадии почвообразования может остаться мало замеченным, так как идущее при этом интенсивное расщепление на тонкие листочки также приведет к увеличению занимаемой ими площади.

В других дернинах такое разрушение выявляется совершенно отчетливо: хлориты заметно убывают в моховой дернине (обр. 3) и достигают ничтожной величины у более развитой злаково-разнотравной примитивной почвы (обр. 5), давая материал для образования минералов глины.

Распределение свежих плагиоклазов по отдельным фракциям мелкозема дернины (табл. 4) указывает, с одной стороны, на их способность сильно измельчаться в процессе почвообразования, с другой — их накопление в тонких фракциях свидетельствует об относительной

устойчивости этих минералов в первые стадии образования дернины. Об этом же говорит их количество во всем мелкоземе в целом: в злаково-разнотравных дернинах (обр. 2 и 5) оно несущественно меняется по сравнению с породой, в моховой (обр. 3) — даже возрастает (табл. 3).

Совершенно иная картина наблюдается в распределении измененных — ссоритизированных и серицитизированных — плагиноклазов.

Если сравнить количество измененных плагиноклазов в разных по величине частицах фракциях, то обнаруживается закономерное убывание их в мелких фракциях всех трех дернин.

Это может происходить по двум причинам: либо минерал оказывается настолько прочным, что не способен дробиться на мелкие обломки; либо, наоборот, в процессе почвообразования он легко размельчается и затем подвергается дальнейшим изменениям: растворяется, некоторые его элементы поглощаются растительностью, превращаются в другие соединения, и, таким образом, его количество в мелких фракциях убывает.

На то, что в данном случае имеет место вторая причина, указывают следующие сопоставления.

Обратимся к табл. 3. В наиболее примитивной злаково-разнотравной дернине обр. 2 количество измененных плагиноклазов падает больше чем вдвое по сравнению с породой. Проверим, не является ли это результатом относительного падения этой величины, связанного с соответствующим возрастанием процентного содержания других минералов.

Группа тяжелых минералов не показывает существенного изменения. Хлориты содержатся в таком же количестве, как и в породе, и, как это выше было показано, фактически даже убывают. Кварц попадает в мелкозем также в очень незначительном количестве. Таким образом, ни в одном из этих случаев нельзя отметить повышения содержания других минералов по сравнению с породой, и, значит, мы имеем дело с абсолютной убылью измененных плагиноклазов в мелкозем обр. 2.

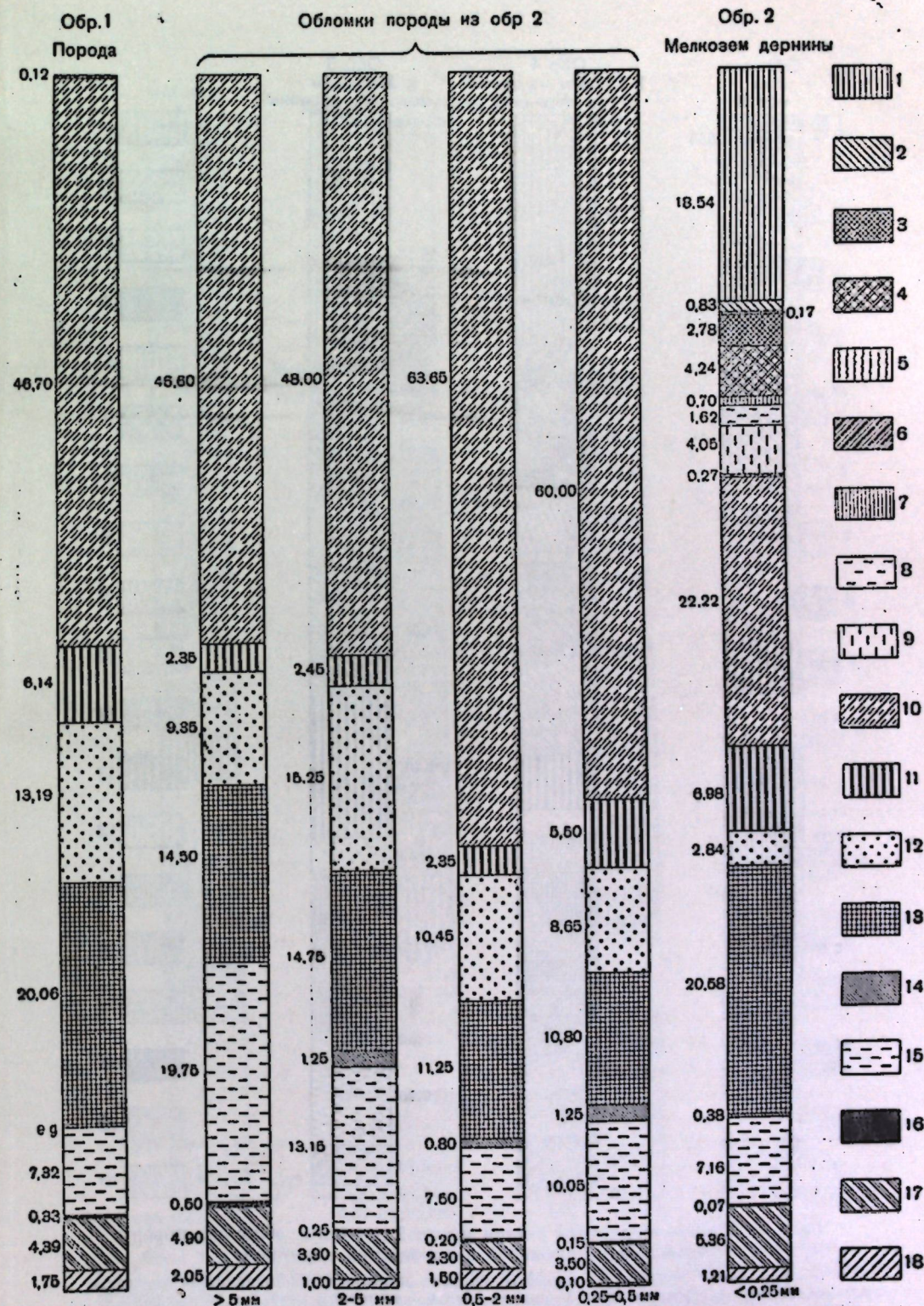
То же самое можно сказать и о двух других дернинах, в которых, по сравнению с породой, только амфиболы (а в обр. 3 и свежие плагиноклазы) показывают некоторое накопление, однако далеко не компенсирующее убыли измененных плагиноклазов, особенно сильной в моховой дернине.

Далее, данные табл. 3 показывают, что в мелкоземке возникают новые вадозные минералы, отсутствующие в породе: минералы глин, слюды, гидрослюда, биолиты и др. Совершенно естественно напрашивается вывод об их возникновении в связи с разрушением серицитизированных плагиноклазов и хлоритов.

Особенно наглядно это демонстрируется на прилагаемых диаграммах (фиг. 14, 15 и 16) с изображением минералогического состава исследованных разрезов. Как видно на всех трех диаграммах, порода построена в основном из 8—9 минералов, из которых около 20% приходится на долю хлоритов и свыше 50% на долю плагиноклазов. В почвенном мелкоземке число наименований составляющих его минералов возрастает до 15—17, а участие хлоритов и плагиноклазов сильно сокращается. Так как количество свежих плагиноклазов в мелкоземке всех дернин не убывает по сравнению с породой, то, следовательно, наиболее легко подвергаются всякого рода преобразованиям измененные плагиноклазы.

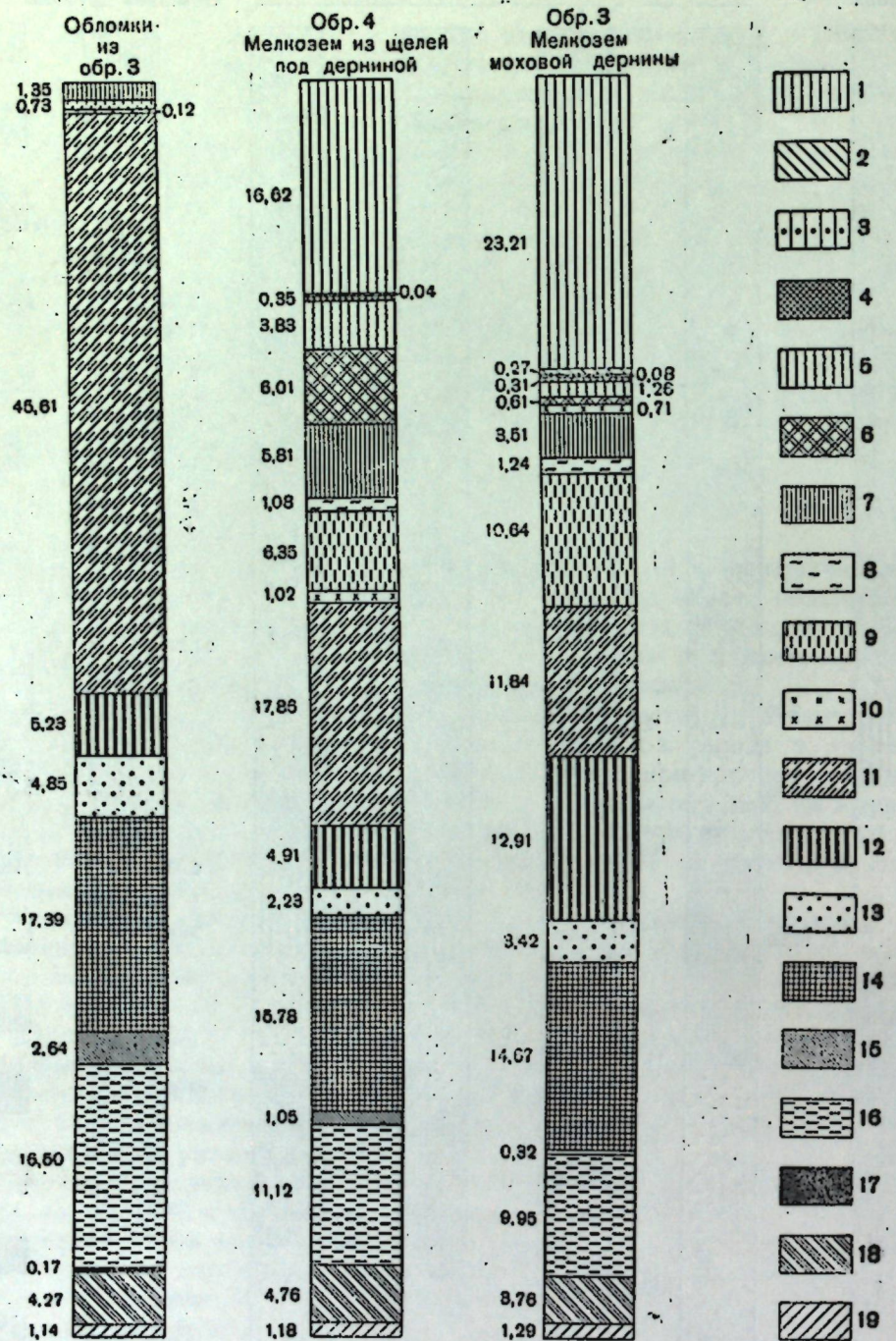
На диаграмме 14 дается минералогический состав породы, обломков и почвенного мелкозема примитивной дернины обр. 2.

Сравнивая между собой колонки, построенные для породы (первый столбец) и для мелкозема (последний), можно видеть, что группа тяжелых минералов, амфиболы, свежие плагиноклазы и др. (кроме кварца, который



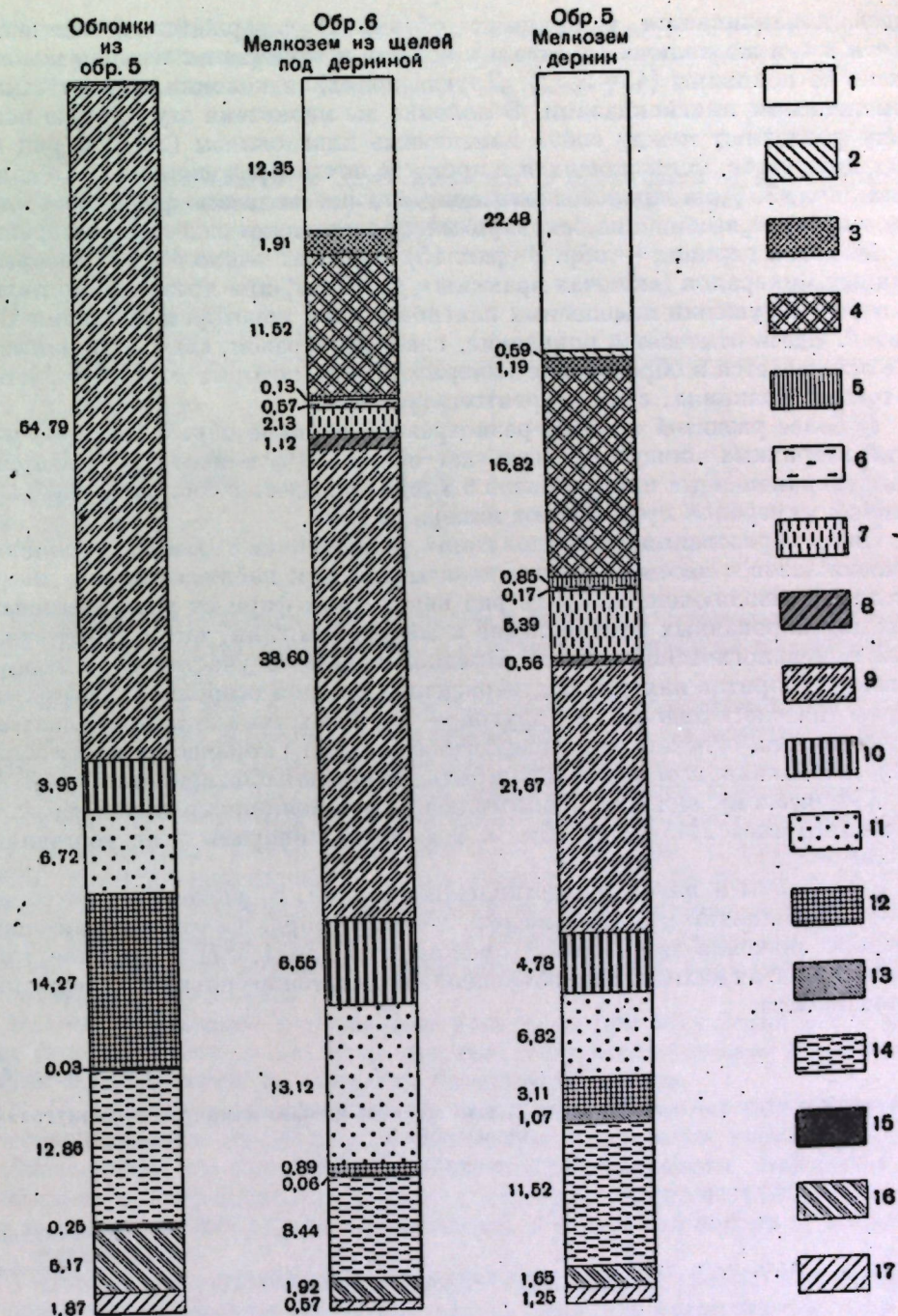
Фиг. 14. Минералогический состав примитивной злаково-разнотравной дернины, обломков породы из нее и породы — диорита

1 — вся фракция < 0,002 мм; 2 — цеолиты, вторичный кварц и неопределенные агрегаты; 3 — филолитари; 4 — минералы глин; 5 — диатомовые; 6 — нерудные непрозрачные; 7 — гидрослюда бурые; 8 — гидрослюда бесцветные; 9 — мусковит; 10 — плагиноклазы измененные; 11 — плагиноклазы свежие; 12 — кварц; 13 — хлориты; 14 — биолиты; 15 — амфиболы; 16 — апатит; 17 — эпидот, коизит; 18 — группа тяжелых минералов



Фиг. 15. Минералогический состав моховой дернины, обломков породы и мелкозема из щелей в породе под дерниной

1 — вся фракция < 0,002 мм; 2 — цеолиты, вторичный кварц и неопределимые агрегаты; 3 — вевеллит; 4 — фитолиитари; 5 — диатомовые; 6 — минералы глины; 7 — гидрослюды бурые; 8 — гидрослюды бесцветные; 9 — мусковит; 10 — перидные непрозрачные; 11 — плагиоклазы намененные; 12 — плагиоклазы свенные; 13 — кварц; 14 — хлориты; 15 — биотит; 16 — амфиболы; 17 — апатит; 18 — эпидот, цонзит; 19 — группа тяжелых минералов



Фиг. 16. Минералогический состав более развитой злаково-разнотравной дернины, обломков породы и мелкозема из щелей в породе под дерниной

1 — вся фракция < 0,01 мм; 2 — цеолиты, вторичный кварц и неопределимые агрегаты; 3 — фитолиитари; 4 — минералы глины; 5 — гидрослюды бурые; 6 — гидрослюды бесцветные; 7 — мусковит; 8 — перидные непрозрачные; 9 — плагиоклазы намененные; 10 — плагиоклазы свенные; 11 — кварц; 12 — хлориты; 13 — биотит; 14 — амфиболы; 15 — апатит; 16 — эпидот, цонзит; 17 — группа тяжелых минералов

здесь накапливается в крупных обломках) содержатся в мелкоземной почти в том же количестве, что и в породе, и занимают в каждой колонке около ее половины (45—55%). Другая половина колонки породы занята измененными плагиоклазами. В колонке же мелкозема эту вторую половину разделяют между собой измененные плагиноклазы (22%) и ряд новых минералов, появляющихся в процессе почвообразования и составляющих около 35% минералов мелкозема (включая сюда всю фракцию <0,002 мм, в которой, несомненно, основную массу составляют вадозные минералы).

Моховая дернина — обр. 3 (фиг. 15) содержит около 40% новообразованных минералов (включая фракцию <0,002 мм) при чрезвычайно интенсивном разрушении измененных плагиноклазов и некотором убывании хлоритов. Здесь отмечается появление, главным образом, слюд и гидрослюд. Не исключается и образование минералов глин, которые концентрируются в тонких фракциях, судя по рентгенограммам.

В более развитой злаково-разнотравной дернине обр. 5 (фиг. 16) участие вторичных минералов достигает почти 50% и ясно связывается с убылью измененных плагиноклазов и хлоритов. Здесь в составе новообразованных минералов преобладают минералы глин.

Связь образования минералов глин с разрушением серицитизированных плагиноклазов с несомненностью доказывают как наблюдения под микроскопом, позволяющие отметить ряд переходных форм от разрушающихся серицитизированных плагиноклазов к минералам глин, так и количественный минералогический анализ. Предположение об участии в глинообразовании хлоритов находит подтверждение, с одной стороны, в данных минералогического анализа, а с другой — в данных химического анализа минералов глин, отмечающего присутствие большого количества в их составе железа и магния, которые не могли быть доставлены плагиноклазами (табл. 6).

Химическому анализу подвергалась почти мономинеральная фракция удельного веса 2,45—2,20 обр. 5, в которой минералы глин составляют около 90%.

Результаты анализа, представленные в табл. 6, указывают на состав минерала, близкий к составу железистого монтмориллонита. Сравнительно высокие значения показателей преломления (до 1,587) минералов глин в наших почвах находят свое объяснение в достаточно большом содержании в них железа.

Таблица 6

Валовой состав фракции уд. веса <2,45 мелкозема примитивной горнолуговой почвы обр. 5
(в % от минеральной части)

Потери от прокаливания	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	Сумма	Молекулярные отношения	
													SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃
148,4	57,05	17,79	10,19	1,70	Следы	2,30	3,05	Не опред.	2,32	0,15	94,55	5,46	14,85	

На такого рода зависимость указывают многочисленные сопряженные химические и минералогические анализы, приводимые в сводке Ross

and Hendricks (1945), согласно которым увеличение показателей преломления минерала происходит параллельно повышению содержания в нем железа. Некоторые из этих анализов даны в табл. 7.

Таблица 7

Показатели преломления и двупреломления в зависимости от присутствия железа в минералах монтмориллонито-монтронитовой серии (Ross and Hendricks)

№ образца	Местность	α'	γ'	$\gamma' - \alpha'$	Содержание железа, %
6	Tatatilo, Mex.	1,523	1,548	0,025	0,06
50	Pontotoc, Miss.	1,530	1,556	0,026	2,26
22	Atzacapozalco, Mex.	1,538	1,565	0,027	5,38
35	Twin Falls, Idaho	1,544	1,570	0,026	6,61
44	Beidell, Colo	1,548	1,575	0,027	8,68
58	Spokane, Wash.	1,568	1,606	0,038	18,54
65	Sandy Ridge, N. C.	1,590	1,630	0,040	27,47

Резюмируя изложенное, мы приходим к выводу, что наиболее развитая злаково-разнотравная дернина обр. 5 отличается и наиболее интенсивным глинообразованием.

Бесцветные слюды (мусковит), содержание которых достигает в наших дернинах значительной величины — в моховой дернине свыше 10%, в двух других злаково-разнотравных 4—5% — также отнесены нами в группу вадозных минералов на следующих основаниях. Как было показано выше (табл. 1), наши анализы породы не обнаружили в ее составе мусковита. Также он не был обнаружен и Л. А. Варданьянцем (1935), который исследовал образцы породы с той же вершины хребта Магишо и с тех же пунктов, где проводились наши работы. Автор описывает 19 шилфов кварцевого диорита и граничащих с ним апортклавового гранита, кварцевого габбро и контактовых роговиков; ни в одном из них не содержится мусковита.

Наличие мусковита в почвенном мелкоземе при отсутствии его в породе было отмечено также И. А. Ассинг (1949), исследовавшей первичные стадии выветривания на сиенитах Северного Кавказа.

К. П. Богатырев (1940) прилагает к своей работе результаты минералогического анализа некоторых массивно-кристаллических горных пород и образованных на них почв. Во всех породах (мгаскиты, амфиболиты, сиениты и гранито-гнейсы) мусковит отсутствует, но во всех без исключения развитых на них почвах (анализ семи образцов) он найден в небольшом количестве.

Учитывая сказанное выше, а также то, что в нашем случае 1) исследуются нормальные профили ортоэлювиальных почв, где магматическая порода — диорит служит одновременно и почвообразующей, 2) генетическая связь почвы с породой с несомненностью подтверждена минералогическим анализом, показывающим, что все минералы породы находятся и в почвенном мелкоземе, и 3) в силу положения дернины в наивысших точках рельефа исключена возможность привноса того или иного материала извне¹,

¹ При полном отсутствии мусковита в породах данного горного массива можно допустить принос из отдаленных мест единичных частичек мусковита, но вряд ли он может быть принесен в количестве свыше 10%.

надо прийти к заключению, что появление бесцветных слюд (мусковита) в почвенном мелкоземе следует рассматривать как результат процессов выветривания и почвообразования. Мы не беремся судить о том, каким образом мог образоваться в данных условиях мусковит. Служат ли исходным материалом для его создания плагиоклазы, кристаллическая решетка которых существенно деформируется, или здесь происходят другие

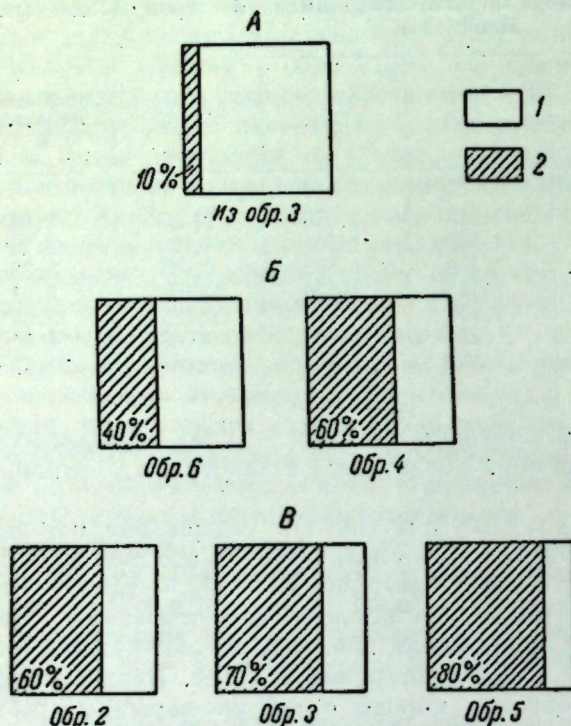
процессы — для решения этого вопроса мы не располагаем необходимыми данными. В литературе, однако, имеются указания на образование слюд в процессе выветривания полевых шпатов. Мы имеем в виду — из более ранних работ — исследования И. И. Шафрановского (1932) и П. А. Земятченского (1933), в которых многочисленные химические анализы и наблюдения под микроскопом демонстрируют появление мусковита и подобных ему гидратированных слюд в выветрелых корочках, образованных на полевых шпатах. Оба автора приходят к выводу, что слюдообразование свойственно зоне выветривания. П. А. Земятченский считает, что оно является результатом биохимических процессов, связанных с жизнедеятельностью

организмов; И. И. Шафрановский объясняет его воздействием притекающих поверхностных растворов.

В недавно опубликованной работе В. П. Петрова (1948) показано образование серпича в результате выветривания полевых шпатов, причем образующийся серпичит первоначально соответствует по своему составу нормальному, негидратизированному мусковиту; гидратизация же его является последующим процессом, ведущим к каолинизации, наблюдаемой автором под микроскопом на отдельных участках крупных листочков мусковита.

Выше мы указывали, что мусковит встречается в мелкоземе почв не только во фракциях свойственного ему удельного веса, но и в более легких, причем соответственно изменяется и его внешний вид.

На прилагаемой диаграмме (фиг. 17) изображены количественные соотношения между свежим и измененным при почвообразовании мусковитом: а) в щебне породы из дернины обр. 3, б) в мелкозем из щелей под дернинами (обр. 4 и 6) и в мелкозем дернин (обр. 2, 3, 5), из которых видно, что в выветривающихся обломках породы количество измененных мусковитов (заштрихованная часть) достигает



Фиг. 17. Соотношение между свежим и измененным мусковитом в примитивных почвах
А¹ — щебень из дернины; Б — мелкозем из щелей;
Б — мелкозем из дернин; 1 — мусковит свежий;
2 — мусковит измененный

сравнительно небольшой величины (10% в щебне из обр. 3). В мелкозем щелей уже значительно большая часть мусковита подверглась изменению. В самых же дернинах измененные пластинки мусковита значительно преобладают над свежими.

Таким образом, минерал, возникший в процессе почвообразования, здесь же подвергается последующим изменениям и разрушению. Проследить, что именно представляют собой продукты такого разрушения, является задачей дальнейших исследований.

Обратимся к рассмотрению минералогического состава мелкозема, собранного в щелях под дернинами (табл. 8 и 9).

Можно отметить, что указанные выше закономерности имеют место и здесь. Это справедливо как в отношении устойчивых минералов, так и более легко разрушающихся. Хлорит в мелкозем щелей (обр. 4) под моховой дерниной содержится в количествах, близких к таковым самой дернины и породы. В мелкозем щелей (обр. 6) под развитой дерниной (обр. 5) его содержание резко падает.

Также обращает на себя внимание дробление свежих плагиоклазов и скопление их в тонких фракциях. Количество их в мелкозем щелей в целом мало отличается от количества в породе.

Измененные плагиоклазы убывают как в тонких фракциях, так и во всем мелкозем щелей в целом, но их разрушение идет в меньших размерах, чем это отмечалось для мелкозема дернин. Так же отчетливо наблюдается связь между возникновением новых вадозных минералов и разрушением измененных плагиоклазов и хлоритов.

Такие из новообразованных минералов, как мусковит и гидрослюды, в мелкозем щелей под моховой дерниной (обр. 4) присутствуют в большем количестве, чем в мелкозем щелей под злаково-разнотравной дерниной (обр. 6), параллельно тому, как это наблюдалось и для самих дернин.

Минералы глины скорее накапливаются в щелях под дерниной обр. 5, чем в щелях под моховой, опять-таки в соответствии с распределением их в дернинах.

Отмечается более высокое содержание кварца в щелях под дерниной обр. 5, где он, по видимому, накапливается как остаточный.

Как общий вывод можно отметить, что минералогический состав мелкозема из щелей, по сравнению с составом мелкозема дернин, стоит ближе к породе, т. е. почвообразовательный процесс здесь представляет более раннюю стадию развития.

По содержанию в почве биолитов отчетливо обозначается различие между злаково-разнотравными дернинами (обр. 2 и 5) и моховой дерниной (обр. 3): в двух первых накапливаются преимущественно фитолиты SiO_2 , появление которых вызвано растущими здесь злаками, в третьей — скелеты диатомовых водорослей, в громадном количестве скапливающиеся в самой дернине и особенно под ее покровом в щелях породы (обр. 4).

В е л л и т встречается только в мелкозем дернин, куда он попадает из растущих здесь манжетки (*Alchimilla retinervis*) и гвоздичек (*Minuartia oreina* и *Minuartia caucasica*), в листьях которых отмечается обильное скопление этих микрокристаллов. Попадая в почву, они оказываются слабо устойчивыми и легко разрушаются, сохраняясь в очень малом количестве.

Так же, хотя и в меньшей мере, подвергаются растворению и попадающие в почву фитолиты SiO_2 , количество которых, судя по содержанию их в злаках, должно бы быть значительно большим.

Таблица 8

Минералогический состав породы — диорита, мелкозем примитивных горно-луговых почв и мелкозем из щелей в породе под дернинами (в %)

Группа минералов	Минерал	Свежая порода — диорит	Обр. 3, мелкозем моховой дернины	Обр. 4, мелкозем из щелей в породе под моховой дерниной	Обр. 5, мелкозем алаково-разногранной дернины	Обр. 6, мелкозем из щелей в породе под алаково-разногранной дерниной
Остаточные первичные	Магнетит, пльменит	0,66	0,59	0,93	0,64	0,19
	Окислы железа	0,28	0,16	—	0,24	0,25
	Циркон	0,11	0,24	0,11	0,07	0,06
	Рутил	0,24	—	—	—	—
	Гранат	Един.	0,04	—	—	—
	Титанит	0,46	0,26	0,14	0,30	0,07
	Эпидот, цонзит	4,39	3,76	4,76	1,65	1,92
	Апатит	0,33	—	—	—	—
	Амфиболы	7,32	9,95	11,12	11,52	8,44
	Биотит	Един.	0,32	1,05	1,07	0,06
	Хлориты	20,06	14,67	15,78	3,11	0,89
	Кварц	13,19	3,42	2,23	6,82	13,12
	Плагноклазы свежие	6,14	12,91	4,91	4,78	6,55
Измененные выветриванием и вторичные водные	Плагноклазы соссюритизированные и серицитизированные	46,70	11,84	17,86	21,24	38,60
	Мусковит свежий	—	2,89	2,34	0,75	1,23
	Мусковит измененный	—	7,75	4,01	5,07	0,90
	Гидрослюда бесцветные	—	1,24	1,08	0,17	0,57
	Гидрослюда бурые	—	3,51	5,81	0,85	0,13
	Цеоциты	—	Един.	—	—	—
	Кварц вторичный	—	—	0,04	0,15	0,01
	Минералы глины	—	0,61	6,01	16,82	11,52
	Нерудные непрозрачные	0,12	0,71	1,02	0,56	1,12
	Минеральные образования — биолиты	—	—	—	—	—
Минеральные образования — биолиты	Вевеллит	—	0,08	—	0,03	—
	Фитолитарии	—	0,31	0,35	1,19	1,91
	Скелеты диатомовых	—	1,26	3,83	0,05	0,12
Прочие	Агрегаты неопределимые	—	0,27	—	0,44	—
Итого . . .		—	76,79	83,38	77,52	87,66
	Участие тонких фракций, не определенных под микроскопом	—	23,21	16,62	22,48	12,34
	Сумма . . .	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Таблица 9

Минералогический состав мелкозем из щелей в породе под примитивными горнолуговыми почвами

(в % от фракции < 0,25 мм)

Группа минералов	Минерал	Обр. 4, под моховой дерниной				Обр. 6, под алаково-разногранной дерниной		
		0,25—0,10	0,10—0,01	0,01—0,002	Сумма	0,25—0,10	0,10—0,01	Сумма
Остаточные первичные	Магнетит, пльменит	0,38	0,54	0,01	0,93	0,02	0,17	0,19
	Окислы железа	—	—	—	—	0,15	0,10	0,25
	Циркон	0,06	0,05	Един.	0,11	Един.	0,06	0,06
	Титанит	0,05	0,09	—	0,14	Един.	0,07	0,07
	Эпидот, цонзит	2,14	2,11	0,51	4,76	0,14	1,78	1,92
	Амфиболы	6,09	4,70	0,33	11,12	3,21	5,23	8,44
	Биотит	0,42	0,44	0,19	1,05	Един.	0,06	0,06
	Хлориты	7,67	6,93	1,18	15,78	0,18	0,71	0,89
	Кварц	1,44	0,54	0,25	2,23	11,13	1,99	13,12
	Плагноклазы свежие	0,37	2,88	1,66	4,91	2,21	4,34	6,55
	Минеральные образования — биолиты	—	—	—	—	—	—	—
Измененные выветриванием и вторичные водные	Плагноклазы соссюритизированные и серицитизированные	12,96	4,21	0,69	17,86	27,62	10,98	38,60
	Мусковит свежий	1,40	0,92	0,02	2,34	0,34	0,89	1,23
	Мусковит измененный	3,13	0,73	0,15	4,01	0,31	0,59	0,90
	Гидрослюда бесцветные	0,41	0,66	0,01	1,08	0,08	0,49	0,57
	Гидрослюда бурые	2,83	2,13	0,85	5,81	—	0,13	0,13
	Кварц вторичный	—	0,04	—	0,04	0,01	—	0,01
	Минералы глины	—	2,90	3,11	6,01	—	11,52	11,52
Минеральные образования — биолиты	Фитолитарии	—	0,50	0,30	0,35	—	1,91	1,91
	Скелеты диатомовых	—	1,31	2,52	3,83	—	0,12	0,12
Итого . . .		40,37	31,23	11,78	83,38	46,05	41,61	87,66
Участие фракций, не определенных под микроскопом . . .		—	—	—	16,62	—	—	12,34
Сумма . . .		83,38			100,00	87,66		100,00

Скелеты диатомовых водорослей были обнаружены во фракциях с уд. весом < 2,45 в частичках, начиная от размера < 0,10 мм и, главным образом, в более мелких: 0,01—0,002 мм и < 0,002 мм (фиг. 18, 19).

В самой дернине их количество составляет 1,26% (табл. 8), но фактически оно несколько выше, если учесть их содержание во фракции

$< 0,002$ мм, количественно не определенной, но в которой качественно отмечено обильное присутствие обломочков диатомей.

Особенно густо диатомовые заселяют трещины в породе подо мхом, где они составляют 3,83%, а с учетом фракции $< 0,002$ мм эта величина должна еще возрасти.

Данные рентгеновского анализа (табл. 5) показывают очень большое содержание кварца в тонких фракциях наших образцов; особенно высоко оно в обр. 2 и во фракции 0,01—0,002 мм обр. 4. Надо полагать, что значительная доля этого кварца падает на вторичный кварц, образованный за счет фитолитарий и диатомовых. Обр. 2 особенно богат фитолитариями, а в указанной фракции обр. 4 содержится наибольшее количество скелетов диатомовых.

Ниже, на основании литературных данных (А. П. Жузе, 1939; Л. Н. Курсанов и др., 1937), мы излагаем некоторые общие сведения, касающиеся диатомовых водорослей.

Среди диатомовых водорослей, насчитывающих свыше 15 тысяч видов, выделяются две крупные группы: *Centrales* и *Pennales*.

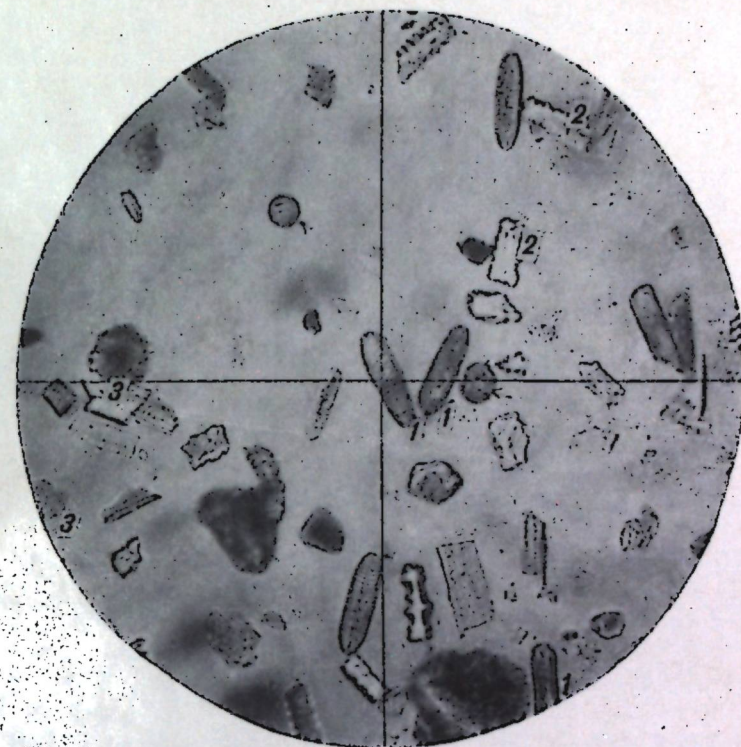
В зависимости от образа жизни в водной среде все диатомовые делятся на планктонные и бентонические. Наиболее типичные представители диатомовых планктона встречаются в морях, океанах и глубоких озерах. К ним относится большинство центрических форм; реже планктонный образ жизни ведут диатомовые из групп *Pennales*. Последние являются в основном представителями бентонических диатомовых, т. е. связанных с твердым субстратом. Среди них выделяются свободно двигающиеся и прикрепленные к субстрату. Насчитывается значительное число видов, довольствующихся ничтожным количеством влаги; к таким относится группа аэрофильных диатомовых. Они обитают на увлажненных скалах, в прибрежных песках, в верховых торфяниках, во многих почвах и в моховых подушках. К этому типу принадлежат и обнаруженные в наших образцах диатомовые.

Изучение химического состава диатомовых показывает, что их панцырь состоит на 95% из аморфного кремнезема; алюминий находится в количествах, меньших 1%. Источником SiO_2 для диатомовых является воднорастворимая кремниевая кислота. Однако в литературе уже давно указывалось на способность диатомовых извлекать SiO_2 из глин. В работе А. П. Виноградова (1942) приводится описание опытов по разрушению диатомовыми из рода *Pennatae* минерала накрита.

При микроскопировании было показано, что диатомовые, приближаясь к кристаллу накрита, ориентируются к нему острыми концами клетки. Изменение кристаллов начиналось, как только их касалась слизь, состоящая из пектиновых веществ и выделяемая диатомовыми при движении. Автор полагает, что вещество слизи диатомовых входит в соединение с веществом накрита, вызывая его набухание, растворение и последующий распад до освобождения гидрата алюминия.

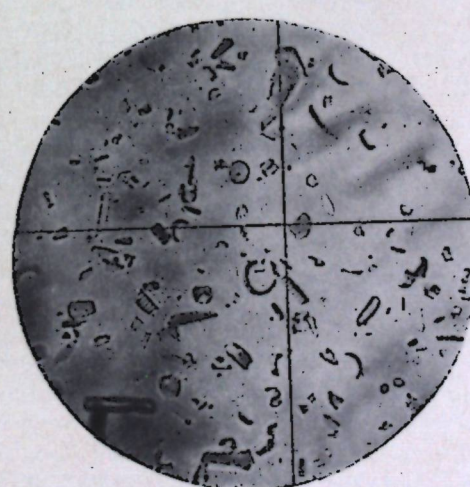
Возникает вопрос, всем ли диатомовым водорослям присуща способность разрушать кремнеглиноземное ядро или в этом процессе участвует только группа двустворчатых водорослей рода *Pennatae*, имеющих отверстие-шов, через которое выделяется слизь из пектиновых веществ, действующая на минерал.

Чрезвычайно интересен и, повидимому, не случаен факт сильного разрушения измененных плагиоклазов в тех образцах мелкозема, где в большом количестве присутствуют диатомовые водоросли. Принимая во внимание доказанную А. П. Виноградовым способность диатомовых разру-

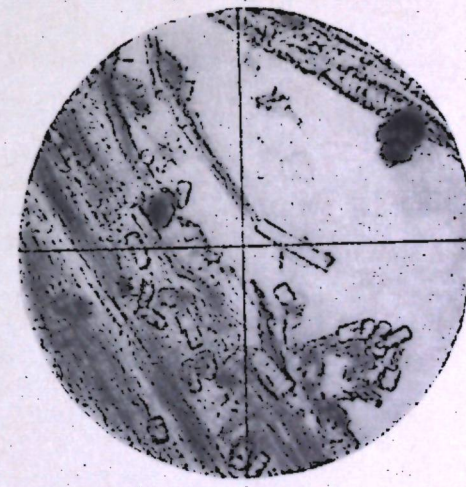


Фиг. 18. Фракция 0,10—0,01 мм обр. 3; уд. вес $< 2,20$. Увел. 360

1 — кремневые скелеты диатомовых водорослей; 2 — фитолитарии; 3 — вееллит



Фиг. 19. Обломки диатомовых во фракции 0,01—0,002 мм обр. 3; уд. вес $< 2,20$. Увел. 360



Фиг. 20. Зола мха *Polytrichum* с прилипшими к ней диатомовыми водорослями. Увел. 360

шать каолиновое ядро, можно полагать, что и здесь этот процесс имеет место. Если в образцах злаковых дернин, не содержащих диатомовых, количество измененных плагиоклазов в процессе выветривания и почвообразования уменьшается наполовину по сравнению с породой, то здесь, в моховой дернине, в присутствии диатомовых, сохраняется только четвертая часть их, т. е. разрушение идет особенно интенсивно.

Была обнаружена еще одна особенность нашей моховой дернины при исследовании под микроскопом золы образующего ее мха *Polytrichum*. Оказалось, что на стебельках мха в большом количестве поселились диатомовые водоросли. На микрофотографии (фиг. 20) хорошо видны кремневые скелеты диатомовых в ненарушенной золе мха. И хотя картина золы показывает действительно сильное окремнение мха, однако количество кремнезема, определяемое химическим анализом, в некоторых случаях может оказаться несколько преувеличенным за счет присутствия диатомей.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАСТЕНИЙ

При разделении образцов почвенного мелкозема по удельным весам во фракциях с размером частиц $< 0,10$ мм, обладающих удельным весом $< 2,45$, обособились некоторые своеобразные формы минеральных образований, среди которых можно было выделить две основные группы: 1) изотропные образования вторичного кремнезема и 2) микрокристаллы соединений кальция.

Необычная форма этих образований и признаки, явно указывающие на известную организованность, заставили нас обратиться к поискам источников их возникновения, главными из которых, как можно было предположить, являются растительные организмы.

Для этих целей под микроскопом была исследована зола листьев тех растений, которые участвовали в создании наших почвенных дернин: злаков (*Festuca ovina*, *Alopecurus arvensis*, *Phleum alpinum*, *Deschampsia flexuosa*), манжетки (*Alchimilla retinervis*), гвоздички (*Minuartia oreina* и *Minuartia caucasica*), а также мха (*Polytrichum*). Листья были выбраны как ассимилирующие органы, в которых казалось наиболее вероятным обнаружить подобные минеральные накопления.

При минералогическом анализе золы этих растений и были найдены образования, совершенно идентичные тем, которые встречаются в почвах.

Ознакомление с литературными материалами показало, что ботаникам и физиологам уже давно известны выделения кремнезема и соединений кальция в растительных тканях и что они достаточно подробно изучены в специальных целях.

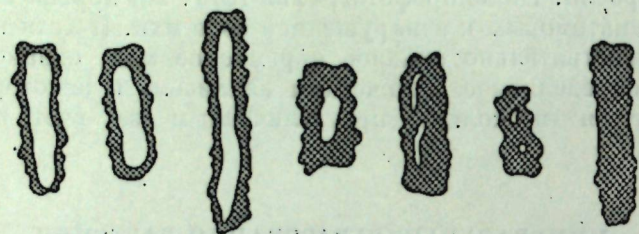
Нас эти образования заинтересовали главным образом потому, что их исследование дает возможность осветить некоторые моменты обмена минеральными веществами между почвой и растениями.

1. **Минеральные образования кремнезема**, возникшие в тканях растений, фигурируют в литературе под названием фитолитарий. Хотя по своему значению (камни растений) оно может соответствовать всякого рода минеральным образованиям растений, однако оно применяется исключительно для образований кремнезема. Это название было введено в 1841 г. Эренбергом (Ehrenberg, 1841, 1854), впервые указавшим на их растительное происхождение.

Изучая с геологическими целями под микроскопом породообразовательные микроскопические организмы, Эренберг обнаруживает среди

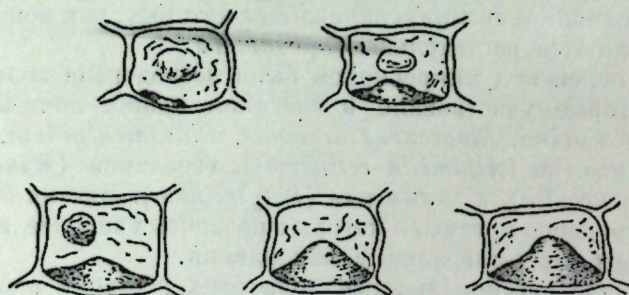
них «правильные кремнеземистые тела различной формы некристаллического строения». Сделав предположение об их связи с растительными организмами, он подвергает микроскопическому исследованию золу многочисленных растений и находит в ней те же самые формы. Он делает вывод о крупной роли фитолитарий (а также диатомовых и губок) в образовании горных пород, выделяя среди последних особый тип «биолитовых пород».

Он устанавливает, что наибольшее распространение фитолитарии имеют в растениях тропических стран, затем в злаках и болотных травах.



Фиг. 21. Отложения кремнезема в клетках злаков (по Фронмайеру, 1914)

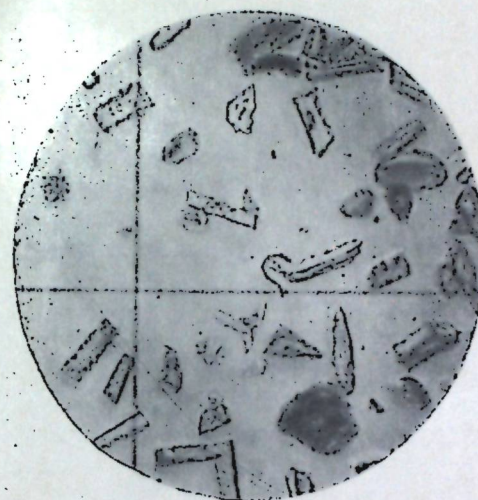
Процесс образования фитолитарий Эренберг представляет в следующем виде: когда кремнезем поступает с водным раствором в растение, он откладывается в растительных клетках, покрывая их кремнистым слоем по направлению от оболочек внутрь клеток, этот слой постепенно утолщается и, наконец, клетка целиком выполняется кремнеземом.



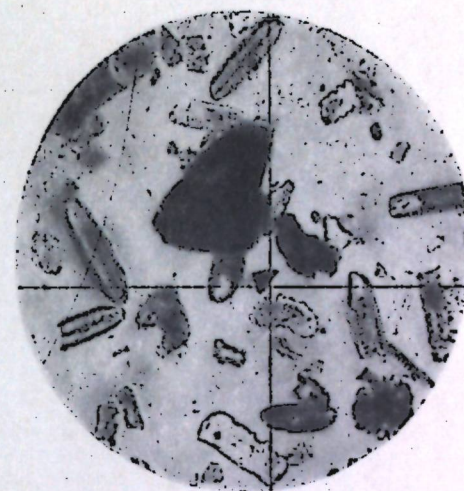
Фиг. 22. Отложения кремнезема в клетках осок (по Пфайферу, 1925)

Позже Коль (Kohl, 1889), Гроб (Grob, 1896), Фронмайер (Fronhmeier, 1914), Молиш (Molisch, 1920, 1923), Пфайфер (Pfeiffer, 1925) уже детально изучили циклы развития кремневых образований, особенно в клетках злаков и осок; их исследования подтвердили представления Эренберга об этом процессе.

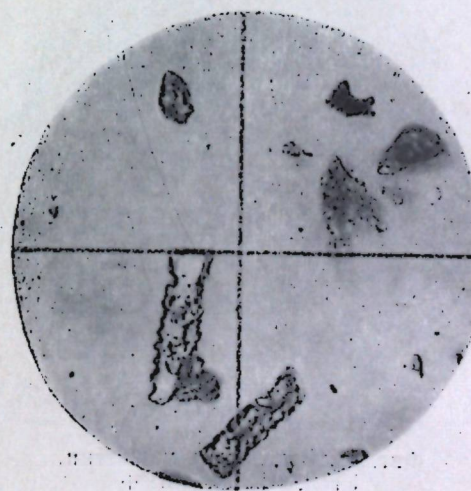
На прилагаемых рисунках изображены отдельные стадии окремнения длинных клеток злаков (фиг. 21) и образование воронкообразных кремневых телец в клетках осок (фиг. 22). Как видно, у злаковых отложение кремнезема происходит от периферии к центру клеток, причем протоплазма постепенно сжимается и либо вытесняется совершенно, либо остатки ее сохраняются в виде точечных и пузырчатых вкраплений в кремнеземе. У осоковых окремнение охватывает одну стенку клетки и далее распространяется внутрь в виде своеобразного бугорка, имеющего форму воронки.



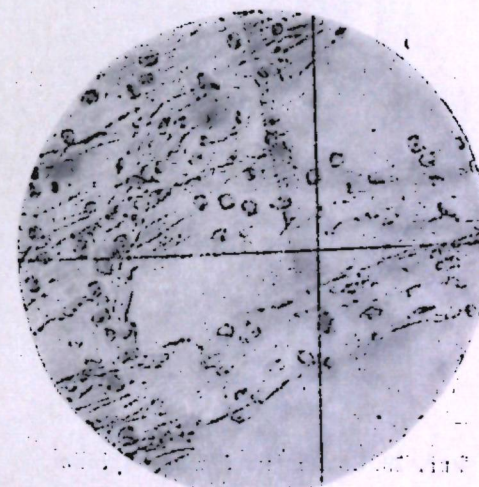
Фиг. 23. Фракция 0,10 — 0,01 мм; уд. вес. < 2,20 обр. 2. Увел. 360



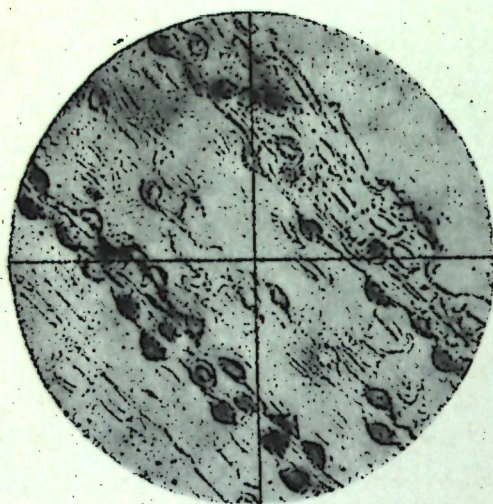
Фиг. 24. Фракция 0,10 — 0,01 мм; уд. вес. < 2,20 обр. 3. Увел. 360



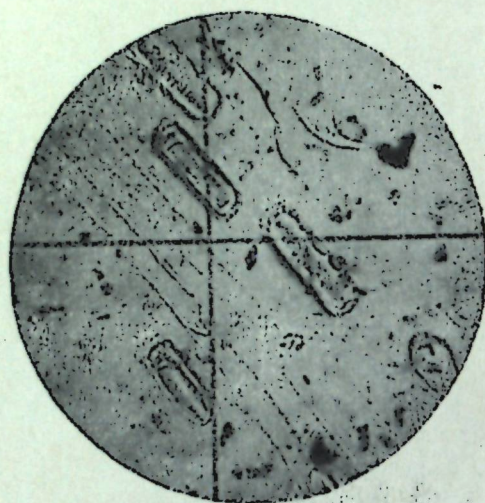
Фиг. 25. То Фитолитарии из обр. 2. Увел. 500



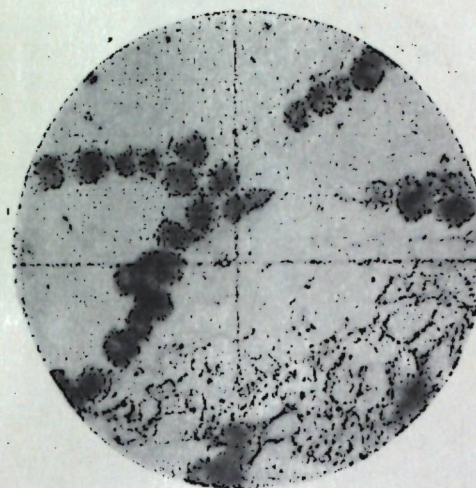
Фиг. 26. Зола злака *Festuca ovina*. Увел. 360



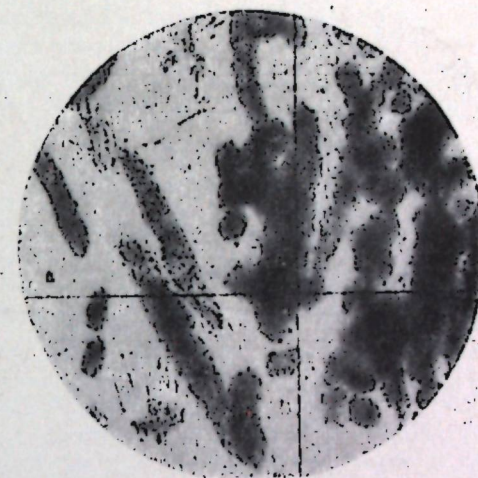
Фиг. 27. Золла злака *Deschampsia flexuosa*.
Увел. 360



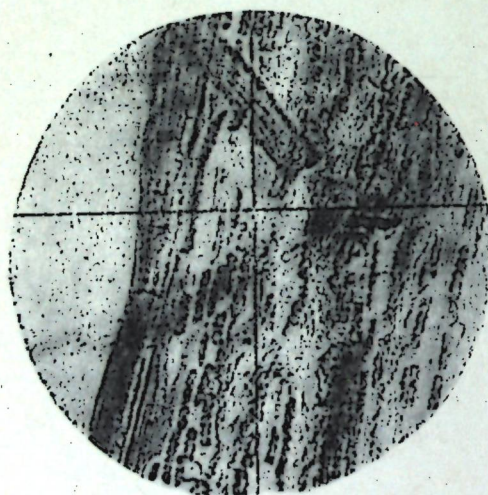
Фиг. 28. Золла злака *Alopecurus armenus*.
Увел. 360



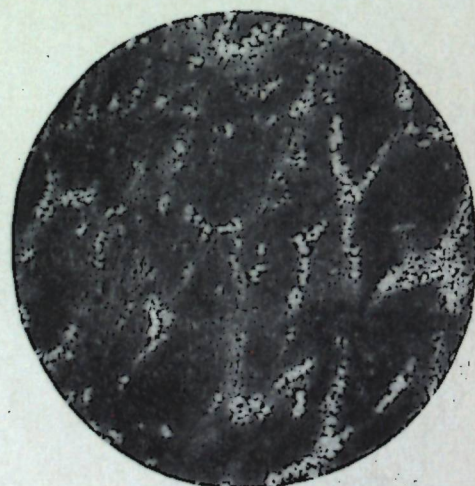
Фиг. 31. Золла листа манжетки.
Увел. 360



Фиг. 32. Золла листа *Minuartia oreina*.
Увел. 360



Фиг. 29. Золла злака *Phleum alpinum*.
Увел. 360



Фиг. 30. Золла листа манжетки.
Увел. 80; николи +



Фиг. 33. Золла листа *Minuartia oreina*.
Увел. 80



Фиг. 34. Золла листа *Minuartia caucasica*.
Увел. 80

В почвенной литературе еще В. В. Докучаев (1949) упоминал о фито-литариях в связи с работой А. Крылова (1873) о могилевском подзоле. Затем подобные исследования были забыты на долгий срок, и лишь в недавнее время И. В. Тюрин (1937) вновь обратил внимание на фито-литарии, как на возможный источник накопления кремнекислоты в почвах.

В исследованных нами почвах и золе растений нам удалось ознакомиться с некоторыми формами фито-литарий. На их описании мы здесь подробно не останавливаемся, так как оно было уже дано ранее в нашей статье, опубликованной в 1949 г.

В процессе работы нами были изготовлены многочисленные препараты золы различных растений с ненарушенным ее строением, так называемые *Aschenbilder* (по Молишу). Для изготовления подобных препаратов ботаниками разработаны разнообразные методы, изложенные в работе Д. Киссера. В тех случаях, когда строгое сохранение строения ткани не представлялось необходимым, мы проводили озоление кусочков растений в фарфоровых тиглях в муфеле при температуре около 400°, затем перенесли золу на предметное стекло, закрывали покровным, обрабатывали 5%-ной HCl для разрушения некремневых образований и фиксировали в канадском бальзаме, предварительно разведенном ксилолом. В тех случаях, когда было желательно возможно полное сохранить картину строения, мы, изменив несколько приемы ботаников, поступали следующим образом: часть ткани исследуемого растения помещалась на предметное стекло, поставленное в плоскодонную фарфоровую лодочку, закрывалась покровным стеклом и сверху вторым предметным для избежания скручивания ткани при озолении. Лодочка помещалась в муфель при температуре около 400°, не допускавшей сплавления стекла. По окончании озоления верхнее предметное стекло снималось, ткань обрабатывалась 5%-ной HCl и закреплялась в канадском бальзаме. Солиная кислота, а затем канадский бальзам осторожно подпускались под покровное стекло.

В какой мере растение подвергнуто окремнению, приближенно уже можно судить по характеру получаемой при исследовании золы: если при различных производимых с золой манипуляциях (перенесение на предметное стекло, накрывание покровным и т. п., не говоря уже об обработке соляной кислотой) зола оказывается прочной, не распадается, то можно с уверенностью говорить о высоком содержании в ней кремнекислоты. Чем прочнее зола, тем сильнее степень окремнения растения.

На прилагаемых микрофотографиях изображены фито-литарии, находящиеся в исследованных нами почвах и в золе листьев злаков, растущих на этих почвах.

Фиг. 23 представляет снимок фракции уд. веса < 2,20 примитивной злаково-разнотравной почвы обр. 2, почти целиком состоящей из фито-литарий; фиг. 24 — такой же фракции мелкозема моховой дернины обр. 3; на фиг. 25 две фито-литарии в почве обр. 2 показаны при большем увеличении.

Фиг. 26—29 дают изображение ненарушенного строения золы листьев следующих злаков: *Festuca ovina* (фиг. 26). Видна окремненная ткань листа с содержащимися в ней мелкими фито-литариями (короткие кремневые клетки). *Deschampsia flexuosa* (фиг. 27). Интенсивно окремненная ткань с расположенными в ряды фито-литариями. *Alopecurus arvensis* (фиг. 28). Тонко окремненная ткань и включенные в нее фито-литарии (длинные кремневые клетки). Внутри клеток заметны остатки плазмы. Сбоку — оторвавшийся кремневый зубчик. *Phleum alpinum* (фиг. 29). Значительно окремненная ткань с мелкими удлиненными фито-литариями.

Выше на фиг. 20 был приведен снимок зола мха *Polytrichum* с моховой дернины обр. 3. Его ткань сильно окремнена, но тельца фитолитарий в ней отсутствуют.

До обработки зола упомянутых растений соляной кислотой можно было также видеть ясную инкрустацию тканей микрокристаллическими соединениями кальция, сильно поляризующими при скрещенных николях. Особенно интенсивно инкрустирована ткань мха *Polytrichum*.

2. Микрокристаллы соединений кальция в исследованных почвах были встречены в небольших количествах, в виде сферолитов и друз. Они были обнаружены в мелкоземной фракции с уд. весом $< 2,45$. При обзоре препаратов они отчетливо выступали вследствие высокого двойного лучепреломления, сильной псевдоадсорбции и своеобразных форм; при скрещенных николях сферолиты часто давали фигуру черного креста. Размеры сферолитов от 0,03 до 0,015 мм. Показатели преломления, которые можно было установить достаточно точно на тонких кристаллических обломочках, составляющих друзу, оказались равны: $N_g = 1,648$ и $N_p = 1,491$. Все указанные данные — показатели преломления, сильная псевдоадсорбция, легкий удельный вес — позволяют считать эти образования минералом вевеллитом, с химической формулой $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (по Winchell, 1933).

Подобные же формы микрокристаллов были найдены и в произрастающих на тех же горнолуговых дернинках растений: в манжетке (*Alhimmilla retinervis*) и гвоздике (*Minuartia oreina*) с дернины обр. 2 и в гвоздике (*Minuartia caucasica*), единично присутствовавшей в моховой дернине обр. 3.

В листьях манжетки микрокристаллы, размером около 0,03—0,01 мм, бледнозеленоватой окраски, расположены вдоль сосудоволокнистых пучков, отчетливо вырисовывая их строение (фиг. 30). Они представляют собой скопление в виде округлой друзы многих мелких кристалликов неправильной формы (фиг. 31). При скрещенных николях они особенно ясно выделяются вследствие высокого двупреломления. Они нерастворимы в воде, но энергично растворяются в 5%-ной HCl , с бурным выделением пузырьков газа.

В манжетке также наблюдалось некоторое окремнение листьев, сосредоточенное, главным образом, по краям зубчиков листа.

В ткани листа *Minuartia oreina* (фиг. 32 и 33) кристаллы лежат правильными рядами по всей длине листа. Их количество здесь очень велико — они заполняют почти всю ткань. В этом растении отмечены три различные формы микрокристаллов: 1) подобные описанным в манжетке, размером около 0,03 мм, встречающиеся разрозненно среди других форм, бледного зеленовато-оливкового цвета, 2) более мелкие и более светлые овальные и округлые кристаллы, размером около 0,02 мм, лежащие правильными рядами вдоль листа, и 3) крупные удлиненные образования, размером до 0,15 мм, напоминающие по форме початки кукурузы зеленовато-буровой окраски.

В листьях *Minuartia caucasica* эти скопления еще более обильны (фиг. 34); здесь ряды образуют только первые две формы из присутствующих в *Minuartia oreina*; кристаллов в виде початков не наблюдалось.

Некоторые выводы из этих наблюдений мы сделаем несколько позже, после рассмотрения химического состава зола исследованных растений, пока же отметим, что в данном растительном сообществе присутствуют две группы растений, включающие: первая — минеральные образования кремнезема и вторая — микрокристаллы соединений кальция.

ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для завершения характеристики исследованных почв был произведен ряд валовых химических анализов, анализов гумуса, pH, поглощенных катионов, а также анализ зола растений.

Обзор полученных данных начнем с почвы, представленной обр. 2, и обратимся прежде всего к сравнению состава породы диорита и ее обломков, заключенных в дернине (табл. 10).

Между ними не замечается существенных различий, и это понятно, так как исследованная порода, как отмечалось еще при минералогическом анализе, не является свежей. Об этом же свидетельствует и величина потери от прокаливания, судя по которой трудно сказать, что является более выветрелым — самая ли порода или ее обломки. Во всяком случае, различие в содержании того или иного элемента колеблется в пределах, допустимых для анализа двух образцов одного и того же материала.

Обращаясь к сравнению состава породы и мелкозема дернины обр. 2 (табл. 11), надо указать, что большая потеря от прокаливания и высокое количество гумуса в мелкоземе отчасти обусловлены тем, что исследованию подвергалась фракция $< 0,25$ мм, а не фракция < 1 мм, как это обычно принято при химическом анализе, и поэтому, естественно, мелкозем оказывается обогащенным органическим веществом. Анализ той же дернины для фракции < 1 мм, в составе которой участвуют мелкие обломочки породы, дал, соответственно, величину около 16% — также достаточно высокую.

При сравнении валового состава мелкозема дернины с составом породы следует иметь в виду, что в этих условиях, благодаря отсутствию сколько-нибудь заметных трещин в породе под дерниной, можно ожидать только вымывания элементов в растворенном состоянии.

Прежде всего здесь замечается явный вынос SiO_2 , свойственный, как это давно уже отмечено Б. Б. Полюновым (1934), первым стадиям выветривания в элювиальных условиях.

Несмотря на то, что калий и кальций подвергаются интенсивной биологической концентрации (как это будет показано несколько далее), их содержание в мелкоземе по сравнению с породой заметно понижается, что указывает на энергичное выщелачивание калиевых и кальциевых солей.

Что касается накопления тех или иных элементов в почвенном мелкоземе по сравнению с породой, то оно может быть следствием двух причин: 1) биологической аккумуляции и 2) остаточного накопления в результате трудной растворимости элемента.

Так, алюминий, железо и титан, составляющие по Б. Б. Полюнову (1947, 1948), группу наименее мигрирующих в условиях элювия элементов, показывают остаточное накопление. При разрушении полевых шпатов и образовании минералов глины алюминий остается связанным в кристаллической решетке последних; железо закрепляется в железистых глинах, где оно, наряду с алюминием, участвует в строении кристаллической решетки. Титан накапливается в мелкоземе в силу малой химической разрушаемости соединений, в которых присутствует этот элемент (ильменит, сфен, рутил).

Накопление фосфора в мелкоземе происходит главным образом в результате его биологической аккумуляции, но в некоторой мере, возможно, и по причине трудной растворимости апатита. Магний, помимо его захвата организмами, накапливается в минералах глины типа монтмориллонита.

Таблица 10

Валовой анализ породы — диорита и ее обломков из дернины обр. 2
(в % от минеральной части)

№ образца	Наименование образца	Потери от прокаливания	Аналитик									
			Молекулярные отношения	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃							
1	Порода — диорит	3,41	52,82	19,78	8,76	0,71	0,14	8,70	3,40	2,65	3,07	0,31
2	Обломки породы из обр. 2	2,63	51,55	22,20	7,21	1,00	0,15	7,72	4,54	Не опред.	0,90	Следы
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
			100,95	100,95	4,54	16,01	Ю. И. Добрицкий	19,08	В. А. Калнина			

Таблица 11

Валовой анализ породы — диорита и мелкоземла алаково-разногранной дернины обр. 2
(в % от минеральной части)

№ образца	Наименование образца	Потери от прокаливания	Титан по Титану	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO	Сумма	Молекулярные отношения		Аналитик
																SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	
1	Порода — диорит	3,41	—	52,82	19,78	8,76	0,71	0,14	8,70	3,40	2,65	3,07	0,31	0,61	100,95	4,54	16,01	Ю. И. Добрицкий
2	Мелкозем дернины	33,96	26,22	45,89	22,82	14,78	1,61	0,39	5,81	4,09	2,13	1,58	1,09	0,12	100,29	3,41	8,30	То же

Таблица 12

Мелкозем дернины и мелкозем из щелей под ними (< 0,25 мм) примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо

№ образца	Наименование образца	Гигроскопическая вода	рН (водн.)	Поглощенные катионы						
				в м-экв.				в % от суммы		
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	N ⁺	Сумма	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	N ⁺
2	Злаково-разнотравная дернина . . .	6,66	5,17	20,43	3,46	5,15	29,04	70,34	11,91	17,73
3	Моховая дернина . .	6,31	5,15	33,65	6,21	5,29	45,15	74,53	13,75	11,72
4	Мелкозем под нею .	5,78	5,01	18,41	4,30	6,72	29,43	62,55	14,61	22,84
5	Злаково-разнотравная, более развитая дернина . . .	7,80	5,01	26,00	9,46	2,43	37,89	68,62	24,96	6,42
6	Мелкозем под нею .	5,90	5,01	14,16	7,07	7,29	28,52	49,66	24,79	25,57

здесь, как было показано, слабо накапливается по краям зубчиков листьев.

Сравнение рядов биологического поглощения, построенных для наших растений и рядов для лишайников, растущих на диоритах этого же горного массива (данные М. А. Бобрицкой в настоящем сборнике), показывает некоторые различия между ними.

Ряды биологического поглощения для лишайников с диоритов хребта Магишо

<i>Parmelia centrifuga</i>	Ca	P	S		K	Mg		Na	Fe	Al		SiO ₂		
	4,8	3,2	2,2		0,54	0,33		0,17	0,14	0,09		0,05		
<i>Gyrophora decussata</i>	P		K	S		Mg		Ca	Na	Fe	SiO ₂		Al	
	43,7		8,5	7,4		2,7		0,83	0,44	0,38	0,35		0,19	
<i>Cetraria Islandica</i>	S		Ca	P		Mg	K		Na		Al	Fe		SiO ₂
	10,5		5,1	4,3		1,2	1,2		0,51		0,11	0,09		0,05

Ряд манжетки более близок к рядам лишайников; исключение здесь представляет калий, несколько энергичнее концентрируемый ею, чем

Анализ золы растений с примитивной

Наименование растений	CO ₂ в % от сухой золы	Чистая зола в % от растительности, высушенной при 105°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
<i>Alhimilla retinervis</i>	26,75	3,94	5,15	0,32	0,69	Следы
Злаки	7,47	4,61	35,77	0,51	0,50	»
Корни злаков	5,25	5,16	37,19	4,72	4,44	»
Валовой состав мелкозема почвы обр. 2	—	—	45,89	22,82	14,78	1,61

лишайниками, а также железо и алюминий, в отношении которых манжетка показывает менее активный захват.

Ряд злаков, помимо тех же особенностей в содержании калия, алюминия и железа, обнаруживает меньшую, по сравнению с лишайниками, концентрацию кальция и магния и значительно больший захват кремнезема.

Переходя к рассмотрению примитивной злаково-разнотравной почвы, представленной обр. 5, обратимся, как и прежде, сначала к сравнению данных химического анализа породы и обломков породы из этой дернины (табл. 14). Как это было отмечено в первом случае, так и здесь нельзя обнаружить сколько-нибудь резкого различия между ними из-за несвежести самой породы.

Что касается состава мелкозема почвы обр. 5, то надо напомнить те две особенности, которые отличают ее от почвы обр. 2.

1) Хотя состав растительности представлен здесь сообществом тех же самых видов горнолуговых трав, однако манжетка (*Alhimilla retinervis*) в этой дернине принимает большее участие, чем в дернине обр. 2, и, кроме того, самый травостой здесь более мощный.

2) Другим отличием является присутствие трещин в породе под дерниной.

Следствием большей развитости растительного покрова является и большее накопление гумуса в этой почве, количество которого достигает 36,5% для фракции < 0,25 мм (и около 25% для фракции < 1 мм). Значительно возрастает и величина потери от прокалывания.

Сравнивая состав мелкозема почвы обр. 5 с составом породы (табл. 15), мы не видим здесь тех закономерностей, которые можно было вывести из сопоставления породы и почвы обр. 2. Это объясняется прежде всего наличием щелей, которые создают условия для вымывания из дернины элементов не только в растворенном состоянии, но и с механическими частицами. Это отмечено и механическим анализом, показавшим убыль фракции < 0,01 мм в дернине обр. 5 по сравнению с дерниной обр. 2. Такая убыль, естественно, отражается на понижении содержания алюминия и железа в почве обр. 5 и, в силу этого, на относительном повышении в ней содержания кремнезема. Другим существенным отличием от почвы обр. 2 является повышенное содержание кальция и калия, что связывается с более мощным развитием в травостое манжетки, энергично концентрирующей эти элементы.

Таблица 13

горнолуговой почвы обр. 2 (в процентах от чистой золы)

MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Аналитик
0,13	49,23	6,77	0,75	14,80	7,31	7,70	92,85	А. И. Троицкий
0,10	12,72	2,06	0,86	27,31	6,76	8,51	95,10	»
0,17	10,16	2,58	0,10	8,43	5,51	6,82	80,12	»
0,39	5,81	4,09	2,13	1,58	1,09	0,12	100,29	Ю. А. Добрицкая

Таблица 14

Валовой анализ породы—диорита и ее обломков из дернины обр. 5
(в % от минеральной части)

№ образца	Наименование образца	Потери от прокалывания	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Молекулярное отношение		Аналитик
															SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	
1	Порода—диорит	3,41	52,82	19,78	8,76	0,71	0,14	8,70	3,40	2,65	3,07	0,31	0,61	100,95	4,54	16,01	Ю. И. Добрицкий
5	Обломки породы из обр. 5	2,93	54,76	18,27	7,13	0,70	0,15	9,60	3,18	3,10	3,24	0,27	0,60	101,00	5,70	20,28	»

Таблица 15

Валовой анализ породы диорита и мелкоземла злаково-разнотравной дернины обр. 5
(в % от минеральной части)

№ образца	Наименование образца	Потери от прокалывания	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Молекулярное отношение		Аналитик
															SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	
1	Порода—диорит	3,41	52,82	19,78	8,76	0,71	0,14	8,70	3,40	2,65	3,07	0,31	0,61	100,95	4,54	16,01	Ю. И. Добрицкий
5	Мелкозем дернины	52,86	55,87	13,07	41,03	1,06	0,45	7,72	3,99	2,42	3,67	1,19	0,32	100,79	7,27	13,49	»

Данные по составу поглощенных катионов и pH водной суспензии (табл. 12) показывают, так же как и для обр. 2, образование почвы кислого ряда.

Моховая дернина, представленная обр. 3 и состоящая в основном из мха *Polytrichum*, отдельных экземпляров гвоздики (*Minuartia caucasica*) и единичных былиннок злака *Deschampsia flexuosa*, также отличается от почвы обр. 2 пониженным содержанием алюминия и железа и относительно повышенным содержанием кремнезема (табл. 16), повидимому, по той же причине наличия щелей в породе под дерниной. Но это не согласуется с данными механического состава, как это наблюдалось для дернины обр. 5. Здесь, наоборот, содержание частиц <0,01 мм оказывается повышенным. Искать объяснения этого явления следует, вероятно, в особенностях минералогического состава моховой дернины.

Но прежде обратим внимание на то, что в моховой дернине, несмотря на сильно идущее выщелачивание по отношению к кальцию, содержание магния оказывается повышенным. Если, забежав немного вперед, ознакомиться с данными по составу зола мха и гвоздики (табл. 17), то можно видеть, что оба эти растения чрезвычайно энергично концентрируют кальций. В то же время количество кальция в мелкоземе моховой дернины ниже, чем в двух других дернинах, т. е. происходит явный вынос кальция из моховой дернины.

Таким образом, надо предположить, что магний задерживается в достаточно прочных соединениях минералов глины. Судя по тому, что в видимой под микроскопом части мелкозема минералов глины мало, надо думать, что их накопление происходит главным образом во фракциях <0,002 мм.

При просмотре фракции <0,002 мм под микроскопом нам не удалось установить индивидуальный состав минералов, но в общей их массе можно все же отметить преобладание желтоватых, почти неполяризующих агрегатов минералов глины. Их присутствие здесь отмечает и рентгеновский анализ. Кроме того, эта фракция включает обильные обломочки скелетов диатомовых водорослей, которые, задерживаясь в тонких волосках ризом мха, могут попадать в мелкозем и вследствие этого увеличивать содержание фракции <0,01 мм в моховой дернине.

Помимо указанного, в мелкоземе моховой дернины, по сравнению с двумя злаково-разнотравными, в значительно меньшей мере содержится фосфор: его количество мало отличается от количества в породе, и почва по этому признаку оказывается менее плодородной, чем под горнолуговыми травами. Зольный анализ (табл. 17) объясняет причину его меньшей биологической концентрации: зола растений моховой дернины менее богата фосфором. Также меньше в них концентрируется калий. Об этом свидетельствуют и построенные для растений моховой дернины ряды биологического поглощения.

Мох <i>Polytrichum</i> . . .	S	Ca	P	K	Mg	Na	SiO ₂	Fe	Al
	25	9	5	1,5	1,4	0,36	0,29	0,10	0,05
<i>Minuartia caucasica</i> .	Ca	S	K	P	Mg	Na	Al	SiO ₂	Fe
	11	10	9	2	1,2	0,20	0,06	0,04	0,01

Сравнение ряда мха *Polytrichum* с рядом первичного литофильного мха *Grimmia*, приводимого М. А. Бобрицкой, показывает различие их зольного состава.

Мох <i>Grimmia</i>	P	S	Ca	Mg	Fe	Mn	K	Al	Na	SiO ₂
	6,4	3,9	2,4	1,8	1,25	1,14	1,03	0,62	0,44	0,41

Таблица 16

Валовой анализ породы диорита и мелкозема моховой дернины обр. 3
(в % от минеральной части)

Наименование образца	Потери от прокалки, %	Потери по Тюрингу	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Аналитик
1 Порода—диорит . . .	3,41	—	52,82	19,78	8,76	0,71	0,14	8,70	3,40	2,65	3,07	0,31	0,61	100,95	Ю. И. Добрицкий
3 Мелкозем дернины . .	43,11	35,90	54,14	15,49	10,72	0,65	Нет(?)	5,51	5,39	Нет	Нет	0,44	0,19	—	В. А. Калинин

Таблица 17

Анализ золы растений с примитивной моховой дернины обр. 3
(в % от чистой воды)

Наименование растений	CO ₂ в % от сухой золы	Чистая зола в % от растительной массы при 105°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Аналитик
Мох <i>Polytrichum</i>	17,86	6,05	15,93	1,74	4,08	Следы	0,38	47,79	7,63	0,36	0,99	2,56	4,90	86,36	А. И. Троицкий
<i>Minuartia caucasica</i>	20,62	12,54	2,22	0,95	0,21	Нет	0,35	59,36	6,68	0,28	5,80	1,22	1,98	79,05	»
Валовой состав мелкозема почвы обр. 3	—	—	54,14	15,49	10,72	0,65	Нет	5,51	5,39	Нет	опред.	0,44	0,19	—	В. А. Калинин

Для мха *Grimmia* характерна прежде всего интенсивная концентрация фосфора и затем железа, которое накапливается активнее калия. В значительном количестве им захватывается также алюминий.

Мох *Polytrichum* концентрирует фосфор менее энергично и очень мало захватывает железа и алюминия, которые в его ряду занимают последнее место. Это же обстоятельство отмечено И. А. Ассинг для мха *Polytrichum*, растущего на сфагнитах (1949).

В заключение надо отметить, что как данные зольного анализа, так и наблюдения под микроскопом золы растений с ненарушенным строением позволяют отметить интересный факт образования в одних и тех же природных условиях сообщества горнолуговых трав, обладающих резко различным избирательным поглощением в отношении кремнезема и кальция. Злаки отличаются более энергичным захватом кремнезема, манжетка и гвоздика относятся к ярко выраженным кальцефилам.

ВЫВОДЫ

1. В процессе образования примитивных горнолуговых почв, развитых на диоритах в высокогорной зоне Северного Кавказа, выявляются три группы минералов, различные по степени устойчивости: а) устойчивые, б) слабо подвергающиеся изменениям и в) неустойчивые.

Группу устойчивых минералов составляют: кварц, циркон, титанит, прозрачный эпидот и магнетит.

Во вторую группу попадают амфиболы, показывающие способность к дроблению и частично изменяющиеся. Сюда же относятся свежие плагиоклазы, которые, однако, легче подвергаются изменениям: их серицитизация обнаруживается в раннюю стадию выветривания породы, когда амфиболы еще сохраняются свежими. В эту группу также следует включить апатит.

В группу неустойчивых минералов входят хлориты и измененные плагиоклазы (соссюритизированные и серицитизированные).

2. В результате выветривания и почвообразования образуется ряд вторичных вадозных минералов:

а) серицит, источником появления которого служат плагиоклазы; б) бесцветная слюда (мусковит), связанная в своем возникновении с измененными плагиоклазами и, возможно, биотитом;

в) кальцит, отмеченный в данных условиях как эфемерный минерал, образующийся главным образом за счет кальция плагиоклазов и роговой обманки;

г) минералы глины, наблюдаемые под микроскопом в виде железистого монтмориллонита и в виде монтмориллонита, выявляемого в более тонких фракциях рентгеновским анализом, — основным источником их возникновения являются плагиоклазы и хлориты;

д) вторичный кварц, кристаллизующийся из растворов кремнезема;

е) органические формы аморфного кремнезема (фитолитарии, скелеты диатомовых водорослей); ж) органический вевеллит.

3. В исследованной породе (диорит) обнаруживаются две группы минералов: а) первичных, составляющих в среднем 50—55%, и б) измененных выветриванием (плагиоклазы) в количестве 45—50%.

В развитых на диорите примитивных почвах обособляются четыре группы минералов: а) остаточно-первичных, б) измененных выветриванием, в) вторичных вадозных и г) биолитов.

В процентном отношении количество остаточно-первичных минералов в почвах, по сравнению с количеством первичных минералов в породе, падает на 10—20%, что главным образом происходит за счет разрушения хлоритов. Количество минералов, измененных выветриванием (измененных плагиоклазов) в почве, по сравнению с породой, падает в два с лишним раза. Группа вадозных минералов, отсутствующая в породе, составляет в примитивных почвах от 12% в менее развитых дернинах и до 25% — в более развитой. Группа биолитов в примитивных почвах обнаруживается в количестве 1—4%.

4. Зольный анализ растительности и исследования под микроскопом золы с ненарушенным строением показывают поглощение минеральных элементов растениями в процессе их жизнедеятельности. При этом в отношении одного ряда элементов растения показывают активную концентрацию, в отношении другого ряда — лишь простой захват. К элементам биологической концентрации мы относим те элементы, количество которых в золе растений выше их содержания в корнеобитаемой среде; к элементам биологического захвата — те, содержание которых не превышает их содержания в корнеобитаемой среде.

5. Растительный покров примитивных почв состоит из трав, обладающих способностью концентрировать S, P, K и Ca. Они характеризуются также энергичным захватом Mg и захватом SiO_2 , Fe, Al.

6. Основное отличие исследованных растений от примитивной литофильной растительности — лишайников и скального мха *Grimmia* — заключается в более резко выраженной концентрации K и пониженном захвате Fe и Al.

7. В составе травяного сообщества этих примитивных почв формируются две основные, глубоко различные группы растений: злаки, активно захватывающие кремнезем (при наличии концентрации кальция) и типичные кальциефилы — манжетка и гвоздика. Мох *Polytrichum* примыкает к кальциефилам.

8. Примитивные горнолуговые почвы, несмотря на способность почвообразующей растительности концентрировать Ca и K, отмечены более низким содержанием этих элементов по сравнению с материнской горной породой, что указывает на их энергичное выщелачивание.

9. При более обильном развитии травостоя (особенно манжетки и злаков) вымываемость кальция и калия значительно понижается.

10. Данные о средней величине pH, как и состав поглощенных катионов, обнаруживают принадлежность этих почв к кислому ряду почвообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. и Батурич В. П. Опыт методики исследования механических осадков. Тр. Азерб. ин-та нефт. иссл. Баку, 1930.
- Айдинян Р. X. Обмен веществ и образование минеральных коллоидов в первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. ДАН СССР, 1949, т. 67, № 4.
- Ассинг Н. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Богатырев К. П. Генезис почв на кристаллических и массивно-кристаллических породах, слагающих Ильменский заповедник. Тр. Ильм. гос. зап., вып. 2, 1940.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии северо-западного Кавказа. Изд-во Азерб. геол., Ростов на Дону, 1935.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Сельхозгиз, 1938.
- Виноградов А. П. и Бойченко Е. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. ДАН, СССР, 1942, т. 37, № 4.

- Глипка К. Д. Почвоведение. Сельхозгиз, 1931.
- Дзене-Литовская Н. Н. О роли литофильной растительности в процессах выветривания и минерального осадкообразования. Вестник ЛГУ, 1948, № 6.
- Докучаев В. В. Избранные сочинения, т. III, 1949. Картография русских почв. Гл. VII (1879 г.).
- Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Тр. Верхневолж. экзп. вып. 4. Географозон. и-и. ин-т ЛГУ, Л., 1939.
- Захаров С. А. К характеристике высокогорных почв Кавказа. Изв. Конст. меж. ин-та, вып. 4, 1914.
- Захаров С. А. Курс почвоведения. Госиздат, М.—Л., 1931.
- Захаров С. А. Вертикальная зональность почв на Кавказе. «Почвоведение», 1934, № 6.
- Захаров С. А. и Серебряков А. К. Первые стадии почвообразования в высокогорной зоне Юго-Осетии. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Землячский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. VIII, вып. 1, 1933.
- Кравков С. П. Учебник почвоведения, Госиздат, М.—Л., 1930.
- Крылов А. Подзол Могилевской губ. и происхождение его и растительных биолитов Эрлбарга вообще. Зап. имп. Мин. об-ва, 2-ая серия, ч. 8, 1873.
- Курсанов Л. Н., Комарницкий Н. А. и Флеров Б. К. Курс низших растений. Биомедгиз, 1937.
- Парфенова Е. И. Некоторые вторичные минеральные образования в растениях и почве. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, № 29, 1948.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, М.—Л., 1934.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. «Почвоведение», 1945, № 7.
- Полынов Б. Б. Руководящие идеи современного учения о генезисе элювиальных почв. Юбил. сборн. АН СССР к XXX-летию Октябрьской революции. 1947.
- Полынов Б. Б. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв. «Почвоведение», 1948а, № 1.
- Полынов Б. Б. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов, «Почвоведение», 1948б, № 10.
- Полынов Б. Б. Роль В. В. Докучаева и В. Р. Вильямса в естествознании и сельском хозяйстве. Тр. сессии АН СССР, 1949.
- Ремезов Н. П. О процессе образования подзолистого горизонта. «Почвоведение», 1947, № 5.
- Троицкий А. И. Обмен минеральных элементов между почвой и растительностью. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Тюри И. В. О биологическом накоплении кремниевой кислоты в почвах. Пробл. сов. почвовед., сб. 4, 1937.
- Шафрановский И. И. Выветривание полевого шпата в негматитовых жилах северной Карелии. Изв. геол.-разв. объединения, т. 51, вып. 5, 1932.
- Ярилов А. А. Материалы к вопросу об эволюции естественного плодородия почв. «Почвоведение», 1937, № 4.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород. «Почвоведение», 1947, № 9.
- Ehrenberg Ch. G. Abhandlungen Berliner Akademie. 1841.
- Ehrenberg Ch. G. Microgeologie. Leipzig, 1854.
- Frohnmeier M. Die Entstehung und Ausbildung der Kieselzellen bei den Gramineen. «Bibl. Bot.», 1914, H. 86.
- Grob A. Beiträge zur Anatomie der Epidermis der Gramineenblätter. «Bibl. Bot.», 1896, H. 36.
- Kisser J. Methodik der Herstellung pflanzlicher Aschenbilder und Kieselenskelette sowie von Anthrakogrammen. Wien.
- Kohl Fr. G. Anatom.-physiol.-g. Untersuchung der Kalksalze und Kieselsäure in der Pflanze. Marburg, 1889.
- Molisch H. Aschenbilder und Pflanzenverwandschaft. Jena, 1920.
- Molisch H. Mikrochemie der Pflanze, 3. Aufl. Jena, 1923.
- Pfeiffer H. Aus der Entwicklungsgeschichte der Kieselzellen der Cyperaceen. «Ber. Deutsch. Bot. Ges.», 1925, H. 43.
- Ross und Hendricks S. Minerals of the montmorillonite group, their origin and relation to soils and clays. Washington, 1945.
- Winchell A. N. Elements of optical mineralogy. New York, 1933.

Е. А. ЯРЛОВА

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ СНИЕНИТА НА ПЕРВЫХ СТАДИЯХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Исследования процессов выветривания и почвообразования «под совместным и одновременным воздействием которых горная порода обращается в почву» (Вильямс, 1936, стр. 53), проведенные в лаборатории, руководимой Б. Б. Полюновым, выявили крупную роль литофильной растительности в разрушении скальных выходов массивно-кристаллических пород. Преобразование составляющих эти породы минералов наиболее интенсивно протекает в своем начальном этапе, и организмы, постоянно участвующие в процессах выветривания, определяют их сложность и многообразие. Поэтому первые почвенные образования особенно богаты продуктами различного рода «стадийных» (Гинзбург, 1946) превращений минералов.

В отличие от атмосферных агентов выветривания организмы не только разлагают (и, несомненно, более энергично) породообразующие минералы, освобождая составляющие их элементы из «каменной оболочки», но выражению В. Р. Вильямса, но в силу присущей им избирательной поглощательной способности концентрируют в себе многие из них; при минерализации отмерших остатков литофильных растений эти зольные элементы вновь переходят в форму минералов, но уже совершенно иных, в том числе и синтетических глинистых (Б. Б. Полюнов, 1945, 1947), характеризующихся иногда более сложным, чем исходные минералы, составом¹.

Изучение такого рода минеральных образований представляет большие трудности и требует использования различных методов. Наши исследования проводились при помощи поляризационного микроскопа, дополненного для тонких минеральных фракций методикой окрашивания, а также рентгенографическим и термическим анализами.

Мы провели сравнительный минералогический анализ массивно-кристаллической породы — сиенита — и минеральных продуктов двух стадий первичного почвообразовательного процесса, первая из которых обусловлена воздействием на породу нижней литофильной флоры и особенно лишайников, вторая же характеризуется появлением на субстрате, созданном деятельностью этой флоры, представителей высшей растительности — злаков и двудольных. Материал для исследования был собран в высокогорной части Северного Кавказа (верховья р. Б. Лабь).

¹ На усложнение молекул минералов, происходящее во многих случаях в результате выветривания, обратил внимание И. Д. Седлецкий (1947), но, не будучи, повидимому, достаточно хорошо знаком с работами Б. Б. Полюнова, он связывает это явление с чисто физико-химическими «стерильными» процессами.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первая группа образцов, относящихся к самым начальным стадиям процессов выветривания и почвообразования, была доставлена нам И. А. Ассино. Поскольку в ее работе (1949) имеется подробное описание этих объектов, мы приводим лишь самую краткую их характеристику.

1. Сиенит № 1 с горы Закал. Порода темносерого цвета, состоящая из крупных кристаллов белого полевого шпата (достигающих 1,5 см в длину) и темнозеленой роговой обманки (размеры кристаллов доходят до 0,25 см). Местами в породе заметны зеленоватые листочки хлоритов. В некоторых своих частях сиенит настолько выветрелый, что легко крошится руками, и полевой шпат окрашен окислами железа в буроватый цвет. Окислы железа образуют также бурые или буровато-красноватые пленки по стенкам трещин в породе.

2. Сильно обожженная корочка на поверхности сиенита, покрытая белым накипным лишайником из рода *Rhizocarpon*.

3. Мелкозем из трещины в сиенитовом массиве — продукт взаимодействия литофильных организмов с породой — представляет собой тонкий гумусированный материал, состоящий преимущественно из мелких обломков породы и ее минералов и из растительных остатков разной степени разложения, продуктов их гумификации и минерализации.

Вторая группа образцов была собрана Е. И. Парфеновой на небольшой площадке (около 40—50 см²) на ЮЮВ склоне отрога хребта Магишо, протягивающегося к горе Закал, на высоте около 2000 м.

1. Сиенит № 2 может быть обозначен как гнейсовидный сиенит (мета). Это крупнозернистая и неоднородная по составу порода; одни участки ее состоят в основном из полевого шпата, другие обогащены цветным минералом (хлоритом). С поверхности порода значительно выветрелая и обожженная.

2. Примитивная горнолуговая торфянистая почва. Представляет собой оторфованный слоистого строения войлок, преимущественно из тонких корней, заключающий в себе растительные остатки различной степени гумификации, обломки породы и отдельных ее минералов самых разнообразных размеров, сильно выветрелые, крошащиеся в руках и покрытые пленками гумуса и окислов железа, а также тонкий мелкоземистый органикоминеральный материал. Приводим полевое описание ее, составленное Е. И. Парфеновой.

0—5—6 см. Дернина темнобуро-коричневого цвета, несколько торфянистая, слоистая, обильно переплетенная корнями; в большом количестве остроугольные обломки породы; лежит на каменистом ложе, примыкая к нему плоской поверхностью спелых корней; легко отделяется сплошным слоем; структура порошковая.

6(5)—10—12 см. Каменистое ложе, состоящее из крупных обломков породы (5—10 см в диаметре) и более мелких осколков (2—3 см в диаметре). Чаще эти обломки уплощены благодаря трещинам, по которым проникают корни, разбивающие породу на отдельные. Между подобными отдельностями по ходам корней образуется тонкий войлок из мелкозема и мелких корней. Мелкозем буро-коричневый, пушистый, мягкий. По отдельным трещинам корни заходят на большую глубину¹.

¹ Несколько уточняя описание обломков породы, отметим, что поверхность их сплошь покрыта равномерно окрашенной в буровато-красные тона пленкой из гумуса и окислов железа и часто испещрена впадинками неправильной, большей частью продолговатой формы и углублениями различной величины, заполненными спелыми тонкими корешками и мелкоземистым материалом. Единичные корешки во многих местах плотно прилегают к поверхности обломков. Следует отметить, что в обоих горизонтах почвы мы обнаружили довольно крупные угольки, которые либо являются остатками бывшего стоянки, либо были принесены на площадку, где собирались наши образцы, с окружающих ее мест.

10—12 см. Порода крупнозернистая, залегающая массивными обломками, несколько подвергшимися выветриванию; при дроблении молотом распадается более легко, чем свежая порода; окраска обломков с поверхности коричневая, по плоскостям раскола серая.

Растительность разнотравно-злаковая, низкорослая, представлена следующими видами: *Festuca ovina*, *nihemis Rudolfiana*, *Alchemilla retinervis* Bus., *Minuartia oreina* B. Schischkin, *Plantago saxatilis* и др. Основную массу составляют первые три вида.

МЕТОДИКА РАБОТЫ

Минералогический состав наших объектов изучался как в шлифах (порода и обломки породы и минералов крупнее 0,25 мм из горнолуговой почвы), так и в иммерсии (порода и частички почвы размером от 0,25 до 0,002 мм) по методике П. П. Авдусина. Подготовка образцов к иммерсионному исследованию проводилась следующим образом. Порода и ее выветрелая корочка осторожно дробилась в ступке Абиха до тех пор, пока полученные обломки не проходили целиком через сито с диаметром отверстий 0,25 мм. Обломки породы и минералов в мелкоземке размельчались таким же путем и затем присоединялись к основной массе. Попытка непосредственного разделения мелкозема жидкостью Туле на фракции различных удельных весов оказалась неудачной, так как более трети минеральных частиц размерами <0,01 мм попадала, вследствие склеивания их органическим веществом, в более крупные фракции, а в легких фракциях большая часть зерен минералов оказалась целиком покрытой органической пленкой; предварительным растиранием мелкозема с небольшим количеством воды пальцем или каучуковым пестиком освободиться от пленки не удавалось, и мы были вынуждены прибегнуть к разрушению органического вещества в образцах мелкозема и почвы путем многократной обработки их на водяной бане H_2O_2 (сначала 3%-ной, а затем и крепкой) до видимого удаления гумуса. На основании произведенного К. К. Гедройцем (1934) исследования действия перекиси водорода на почву¹ следовало ожидать, что этот реактив окажет известное влияние на количественный, а в небольшой степени и на качественный состав минералов в наших образцах; поскольку разрушительное действие его должно было в первую очередь сказаться на разрыхленных выветриванием, пропитанных гумусом полевых шпатах, то мы проделали следующее испытание. Из исходного образца почвы было отобрано несколько зерен полевых шпатов разной степени выветрелости и помещено на покровное стекло; последнее было помещено на водяную баню; зерна обрабатывались H_2O_2 (сначала 3%-ной, а затем 30%-ной) до прекращения выделения пузырьков. Просмотр под микроскопом показал, что более свежие кристаллики не претерпели видимых изменений; от наиболее же разрушенных отделилось несколько мелких частей. Это явление отмечает и З. Н. Немова (1930).

Таким образом, обработка H_2O_2 может до некоторой степени изменить соотношение между количествами полевых шпатов в разных фракциях

¹ Это исследование выявило такую картину протекания процесса окисления перекисью водорода органического вещества. В первую стадию идет образование свободных органических, а также и минеральных серной и фосфорной кислот, постепенное накопление которых сопровождается также постепенным, но весьма значительным падением pH (в опыте с черноземом из Каменной степи — до 3,5); во вторую — процессы полной минерализации органических кислот начинают преобладать над процессами образования новых количеств их; освобождающиеся щелочноземельные металлы связываются в труднорастворимые соли фосфорной кислоты и, очевидно, каких-то труднорастворимых органических кислот (при воздействии даже очень больших количеств 30%-ной H_2O_2 не удается полностью разрушить гумус почвы). Конец второй стадии окисления гумуса характеризуется уже слабощелочной реакцией.

гранулометрического анализа. Следует также считаться с тем, что в процессе минерализации органической части почвы и растительных остатков из содержащихся в них зольных элементов образуются новые минеральные и органо-минеральные соединения.

М. Дроздов и Э. Майлс (Drosdoff a. Miles, 1938) обнаружили, что при действии H_2O_2 на выветрелую слюду, содержащую вещества, действующие каталитически на разложение H_2O_2 — MnO_2 , окиси Ni и Cr, органическое вещество и, в меньшей степени, гидроокись железа наблюдается расщепление минерала на мелкие листочки выделяющимся кислородом. Этому способствует нагревание.

Мы провели обработку 3%-ной H_2O_2 трех чистых глинистых минералов — каолинита, монтмориллонита и нонтронита. Первый из них не претерпел при этом никаких видимых под микроскопом изменений; у монтмориллонита обнаружилось очень слабое побурение и незначительное повышение показателя преломления (приблизительно на 0,006); нонтронит почти полностью обесцветился, и у него незначительно снизился показатель преломления.

Содержание органического вещества, вычисленное по разности весов почвенных частиц <0,25 мм до и после обработки их H_2O_2 , оказалось следующим: в мелкоземе из щели в сиените № 1 — 49,8%; в горнолуговой почве на сиените № 2 гор. 0—5 см — 52,8%; в гор. 5—10 см — 46,9%.

Путем отмучивания в цилиндрических сосудах всех образцов были получены фракции частиц следующих размеров: 0,25—0,10; 0,10—0,01; 0,01—0,002 и <0,002 мм. В свою очередь, навески этих фракций по 2 г разделялись при помощи жидкости Туле в центрифуге Мошера со специальным волчком на фракции различных удельных весов, а именно: >3,0; 3,0—2,75; 2,75—2,63; 2,63—2,45 и <2,45¹, которые затем просматривались в различных иммерсионных жидкостях и в них при помощи окуляр-микрометра производился количественный подсчет минералов (в каждом препарате просчитывалось 600—800 зерен).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

А. Преобразование минералов породы под низшей литофильной растительностью

Изучавшиеся нами сиениты, входя в состав самой поверхностной части зоны выветривания, испытывают непосредственное влияние всего комплекса действующих здесь факторов, которое, как известно, может распространяться на значительную глубину. Поэтому собрать образцы вполне свежей породы не представлялось возможным. При обработке препаратов коренной породы эритрозином на поверхности многих кристаллов, особенно полевых шпатов, окрасились маленькие (до 25 μ в поперечнике) округлые агрегативы, по видимому бактериальные колонии, и более крупные тельца разнообразной формы с отростками, направленными в разные стороны, вероятно Protozoa. Выяснение взаимоотношений этих организмов со своим субстратом является предметом специальной работы. Мы начали свои исследования с накипных лишайников, под которыми уже создается «намок, если можно так выразиться, на качественный признак почвы и ее отличие от горной породы» (Вильямс, 1936, стр. 374).

¹ Выбор этих значений удельных весов определялся стремлением разделить минералы на следующие основные группы: тяжелых минералов, слюдяных, кварцево-полевошпатовых, глинистых минералов и различных форм аморфного кремнезема.

Воздействие накипных лишайников на различные минералы массивно-кристаллических пород было освещено нами в специальной работе (1947). Там же приведено описание шлифа зоны контакта сиенита № 1 с накипным лишайником из рода *Rhizocarpon*. Было обнаружено значительное разрушение лишайником основных минералов, составляющих главную массу сиенита, — полевых шпатов, роговой обманки хлоритов. В кристаллы роговой обманки пучки его гиф проникают по трещинам спайности и расщепляют их на более мелкие части, постепенно вовлекаемые внутрь тела лишайника, где они испытывают и некоторые химические изменения. Обломки полевых шпатов (кислые плагиоклазы), окруженные гифами лишайника, оказываются пелитизированными в большей степени, чем в породе. Хлориты под действием гиф лишайника буреют и расщепляются на мелкие листочки.

Аналогичные эффекты наблюдались нами и для сиенита № 2 под различными видами накипных лишайников (роды *Rhizocarpon* и *Lecidea*). Приводим описание трех шлифов.

Ш л и ф 1. Белый лишайник с черными апотециями из рода *Rhizocarpon*. Слоевище имеет мощность 0,2—0,3 мм; несплошная гонидиальная зона занимает около четверти его; сердцевинная ткань представляет собой переплетения тонких, слегка буроватых гиф с немногочисленными темными в проходящем свете узелками; содержит скопления очень мелких зернышек с высоким двупреломлением (вероятно, оксалаты). Внутри тела лишайника видны обломки минералов, слагающих породу. На контакте лишайника с плагиоклазом ясно видно проникновение пучков бесцветных гиф в глубь кристаллов по трещинам (фиг. 1) и распространение их на многие участки в самой поверхностной зоне контакта. В калинатовом поле в шпате трещины значительно более тонкие, и в них проникают только единичные гифы. Хлорит по линии контакта с лишайником и по трещинам спайности является значительно побуревшим и в некоторых участках расщепленным гифами на мелкие чешуйки, которые отрываются от породы и втягиваются внутрь тела лишайника.

Ш л и ф 2. Серый накипной лишайник из рода *Rhizocarpon*. Слоевище частично нарушено при изготовлении шлифа и в уцелевших местах имеет мощность 2 мм. Коровой слой поляризует. Сердцевинный слой представляет собой плотный войлок из бесцветных гиф, заключающий также сплетения более толстых непрозрачных, белых в отраженном свете гиф, поляризующих в темносерых тонах. Лишайник содержит обильные выделения мелких кристалликов оксалата кальция. Наблюдается очень мощное механическое воздействие лишайника на породу (фиг. 2). Слоевище его содержит довольно крупные (до 1 мм) обломки породы и ее минералов, главным образом полевых шпатов, которые раздвинуты друг от друга по трещинам спайности мощными пучками гиф. Хлорит, находящийся в зоне воздействия лишайника на породу, расщеплен на отдельные пластинки и во многих местах почти целиком перешел в бурый мелкозернистый продукт, по видимому окислы железа (фиг. 3). Плагиоклаз в зоне контакта с лишайником является более мутным и сильнее серицитизирован (фиг. 5), чем в более свежей породе¹; он имеет очень неровную поверхность, много-

численные выемки которой заполнены гифами, распространяющимися также и на минерал (фиг. 4). На некоторых кристаллах плагиоклаза хорошо видны толстые гифы, идущие в глубь кристалла (при повороте микрометричного винта последовательно видны различные части их).

Ш л и ф 3. Серо-зеленый лишайник из рода *Lecidea*. Слоевище повреждено при изготовлении шлифа и в сохранившихся местах имеет мощность до 0,3 мм. Под тонким бурым коровым слоем располагается довольно широкая гонидиальная зона, которая во многих местах распространяется до поверхности породы. Сердцевинная ткань представляет собой переплетение тонких бесцветных гиф. Линия контакта лишайника с породой чрезвычайно извилистая. От поверхности кристаллов полевых шпатов в глубь их (на 2—3 и до 4—5 мм) идут многочисленные трещинки различной глубины, заполненные гифами (тонкие — единичными, бесцветными, более широкие — пучками буроватых гиф). Трещины бывают расширенными, с неровными разъеденными стенками, и заполняющие их пучки гиф содержат многочисленные обломки минералов (фиг. 6). В ряде участков трещины соединяются друг с другом и часто довольно крупные обломки минералов оказываются отделенными от породы переплетениями гиф. Последние распространяются на плагиоклаз. Хлорит, как и в предыдущих случаях, расщеплен гифами на отдельные листочки и приобрел бурую окраску.

Обратимся теперь к рассмотрению данных минералогического анализа сиенита, его выветрелой корочки и мелкозернистой породы. Прежде всего приводим микроскопическое описание породы.

Она полнокристаллическая, среднезернистая. Крупные (до 1,5 см длинной) кристаллы плагиоклазов образуют в породе порфировые выделения. Основную массу породы составляют полевые шпаты (микроклин, ортоклаз и кислые плагиоклазы) и роговая обманка; они характеризуются одинаковой степенью идиоморфизма. Второстепенными составными частями являются: хлорит, рудный минерал, циркон, анатит, сфен, биотит, пренит. Кроме того, присутствуют минералы вторичного происхождения: кварц, альбит, эпидот-диопсид, серицит, кальцит. Наличие последних двух минералов, образовавшихся по плагиоклазу, свидетельствует о том, что порода не является свежей.

Роговая обманка участками обнаруживает переход в хлорит; она часто разбита по спайности многочисленными трещинами, заполненными буроокрашенным минеральным образованием. Хлорит образует местами самостоятельные скопления неправильно изогнутых листочков с обильными включениями рудного минерала; в нем иногда наблюдаются прослойки пренита. Наблюдаются также прорастания хлорита с полевыми шпатами. Большие сквозные трещины в породе заполнены буроватым хлоритом, кварцем, обнаруживающим мозаичную структуру при скрещенных николях и, реже, воднопрозрачным альбитом с полисинтетическим двойникованием. По краям трещин часто наблюдается выделение окислов железа.

Из приведенного описания следует, что сиенит испытал дальнейшие изменения; что же касается процессов, под влиянием которых произошли эти изменения, то в этом отношении не всегда ясно можно различать эффекты выветривания и метаморфизма. Если образование кальцита и серицита с большой уверенностью можно рассматривать как результат

В П. Петров (1948) нашел, что серицит, образующий псевдоморфозу по выветриваемому полевому шпату, первоначально по составу отвечает нормальному, не гидратизированному мусковиту; в дальнейшем этот серицит переходит в гидрослюда.

¹ Это было отмечено и И. А. Ассинг (1949). Еще раньше И. И. Шафрановский (1932) и П. А. Землячский (1933) выяснили, что под действием поверхностных растворов, заключающих калий в качестве продукта минерализации растительных остатков, аортитовая частица плагиоклаза, теряя кальций, переходит в калиевую слюду, по составу очень близкую к мусковиту.

выветривания, то заполнение трещин в породе кварцем, альбитом и хлоритом, а также и эпидотизацию полевых шпатов и роговой обманки, возможно, следует относить к эффектам метаморфизации.

Таблица 1

Процентное содержание фракций различных удельных весов в сиените № 1 и продуктах преобразования его низшей литофильной растительностью

Образцы	Фракции с диаметром частиц в мм			
	> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,45	< 2,45
Коренная порода — сиенит	37,1	14,8	48,0	0,1
Выветрелая корочка сиенита под лишайником	48,2	10,9	38,6	2,3**
Мелкозем из щели (минеральная часть) *	25,2	23,1	51,6	0,1

* Эта часть составляет 50,2% от веса исходного мелкозема.

** Более высокая цифра вызвана наличием кусочков тела лишайника, который не подвергался сжигению H_2O_2 .

Как показывает табл. 1, выветрелая корочка сиенита относительно обогащена минералами тяжелой фракции; мелкозем из щели, наоборот, обеднен этими минералами, в соответствии с чем в нем повышено содержание минералов средней и легкой фракций.

Дальнейшее подтверждение тех наблюдений, которые были сделаны при просмотре шлифов породы с лишайниками, мы находим в данных табл. 2. Минералы, из которых на 75% сложена порода, т. е. полевые шпаты и роговая обманка, подвергаются значительному разрушению уже в самых начальных стадиях почвообразовательного процесса. Содержание плагиоклазов в мелкоземке составляет лишь около половины содержания их в породе. Соответственно в несколько раз повысилось количество продуктов их преобразования — серицита и глинистых минералов. Количество роговой обманки в мелкоземке уменьшилось примерно на одну треть. Этот минерал также переходит в глинистые образования (см. ниже). Хлориты не испытывают существенных изменений в количественном отношении¹, но (как мы уже видели из описания шлифов и увидим еще дальше) подвергаются некоторым химическим преобразованиям. Для минералов, входящих в состав породы в малых количествах и распределяющихся в ней весьма неравномерно, значительно труднее выявить характер количественных изменений. Рудный минерал, повидимому, частично переходит в окислы железа, которые в редких случаях образуют отдельные скопления, обычно же покрывают в виде пленок стенки трещин в породе и минералах, а также пропитывают разрыхленные вследствие выветривания полевые шпаты. Сфен, циркон и пренит переходят в мелкозем в тех же количествах, в каких они содержались в породе. То же отмечается и в отношении апатита;

¹ Весьма возможно, что в действительности имеет место более резкое различие в содержании этого минерала в породе и мелкоземке, но оно маскируется неточностью площадного подсчета, при котором не учитывается толщина пластинок. Последняя может быть меньше у хлоритов в мелкоземке.

имея в виду высокое содержание P_2O_5 в лишайниках, можно было бы ожидать его разрушения этими организмами. В шлифе сиенита с лишайником мы не могли заметить концентрации гиф на апатите, возможно, вследствие того, что этому препятствовал разграничивающий их слой минерала, содержащего апатит в качестве включения. Эпидот-цоизит обнаруживает тенденцию к накоплению в мелкоземке, по всей вероятности, вследствие разрушения эпидотизированных полевых шпатов; В. И. Вернадский (1937) указывает на возможность образования этого минерала под влиянием процессов выветривания.

Таблица 2

Минералогический состав сиенита № 1 и продуктов первых стадий почвообразования на нем (в вес. %) *

Уд. вес	Минерал	Сиенит № 1		Выветрившаяся корочка	Мелкозем из щели (минеральная часть)
		шлиф (среднее из 5 определений)	иммерсии		
> 3,0	Рудный минерал	1,0	1,0	0,2	0,5
	Окислы железа	0,2	0,4	0,7	0,4
	Циркон	0,05	0,05	0,1	Един.
	Сфен	1,5	2,3	2,1	2,1
	Эпидот-цоизит	0,9	1,8	1,9	2,6
	Апатит	0,5	0,1	0,1	0,1
	Роговая обманка	33,5	32,3	39,2	20,1
	Биотит	0,5	0,5	0,8	0,6
	Пренит	0,1	0,1	0,1	0,1
	Хлорит	11,8	14,0	12,7	12,1
3,0—2,75	Бесцветная слюда	—	—	—	0,1
	Бурые продукты преобразования роговой обманки	—	0,1	0,4	6,0
	Полевые шпаты, общее количество	49,6	40,1	30,0	21,8
	В том числе:				
2,75—2,45	а) сосюритизированные	—	4,9	2,0	5,0
	б) мутные, серицитизированные	—	34,3	27,2	16,7
	в) мало измененные	—	0,9	0,6	0,1
	Кальцит	0,1	0,9	0,6	Ед.
< 2,45	Кварц	0,05	0,1	0,1	0,1
	Серицит и глинистые минералы	0,2	6,3	10,6	32,6
	Кремневые фитолиты и скелеты диатомовых	—	—	Един.	0,7
	Кусочки тела лишайника	—	—	0,8	—
Итого		100,0	100,0	100,0	100,0

* Минералогическому исследованию подверглись обломки > 2 м. Содержание более мелких частичек составляло в образце мелкозема около 9%, в образце породы — 3,5%.

Биотит не изменяется количественно, но в мелкоземке он имеет несколько иной облик, чем в породе (см. дальше). Количество кварца в мелкоземке и в породе одно и то же. Содержащийся в породе в количестве почти 1% кальцит почти весь исчезает в мелкоземке вследствие растворения и выщелачивания. Как было отмечено выше, в образце «свежей» породы имеется

небольшое количество (около 6%) вторичных по отношению к ней минеральных образований, возникших в результате выветривания плагиоклазов, роговой обманки и хлоритов. К ним относятся бурые продукты, в которые переходят последние два минерала, глинные минералы, серицит (поскольку он образуется при выветривании полевых шпатов), кальцит. В выветрившейся корочке эти продукты составляют около 11%, а в мелкоземке уже свыше 30%.

Сопоставление описаний отдельных минералов в породе, выветрелой корочке и мелкоземке еще более разъясняет картину их преобразования на первых стадиях почвообразовательного процесса. При описании минералов мы будем придерживаться того же порядка, в каком они приведены в таблице (по убыванию удельных весов).

Рудный минерал представлен неправильными кристаллами различной величины (от 0,3 мм и менее) с блестящей синевато-серой поверхностью, в большей или меньшей степени покрытой бурыми окислами железа. Последние выделяются на поверхности также и других минералов и в небольшой степени образуют отдельные неправильной формы агрегаты. В выветрелой корочке и мелкоземке он такой же, как и в породе.

Циркон образует мелкие включения правильной формы в полевых шпатах и других минералах. В выветрелой корочке и мелкоземке он такой же, как и в породе.

Сфен представляет собой идиоморфные ромбоэдрические кристаллы конвертообразной формы размерами от 0,1 до 1 мм. Трещины спайности заполнены землистым белым веществом (лейкоксом?). Встречаются включения пльменита. В выветрелой корочке сфенита и в мелкоземке он такой же, как и в породе.

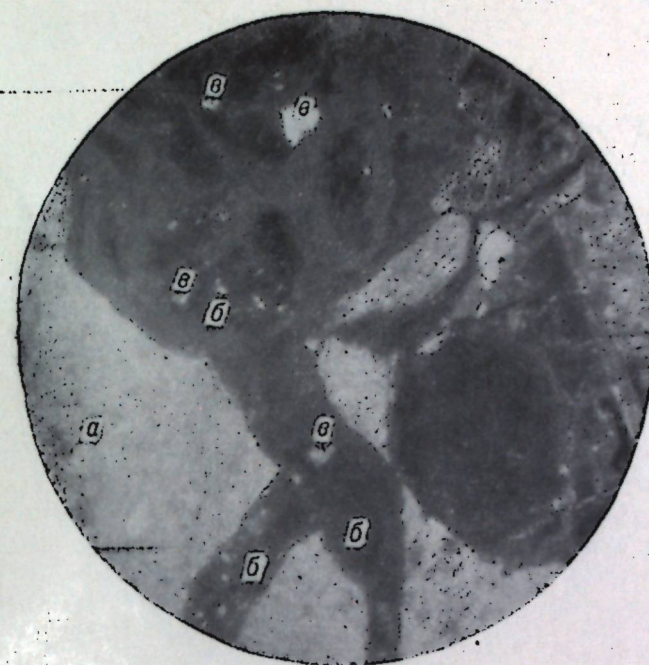
Эпидот и цонзит представляет собой неправильной формы округлые кристаллы зеленовато-желтого цвета с отчетливым плеохроизмом от 0,2 мм и меньше и землистые зерна агрегатного строения. Образован по плагиоклазу и роговой обманке.

Апатит имеет вид удлиненных кристалликов с округлыми короткими гранями от 0,3 мм и меньше; в породе присутствует в виде включений в полевых шпатах и роговой обманке. В мелкоземке не обнаруживает признаков разрушения.

Роговая обманка обыкновенная, плеохроирующая от синезеленого (Ng) до буровато-зеленого (Nr) или от темного буровато-зеленого до светлого зеленовато-бурого цвета. Она содержит многочисленные включения рудного минерала и апатита. Многие кристаллы обнаруживают переход в хлорит, обычно буроватого цвета (фиг. 7).

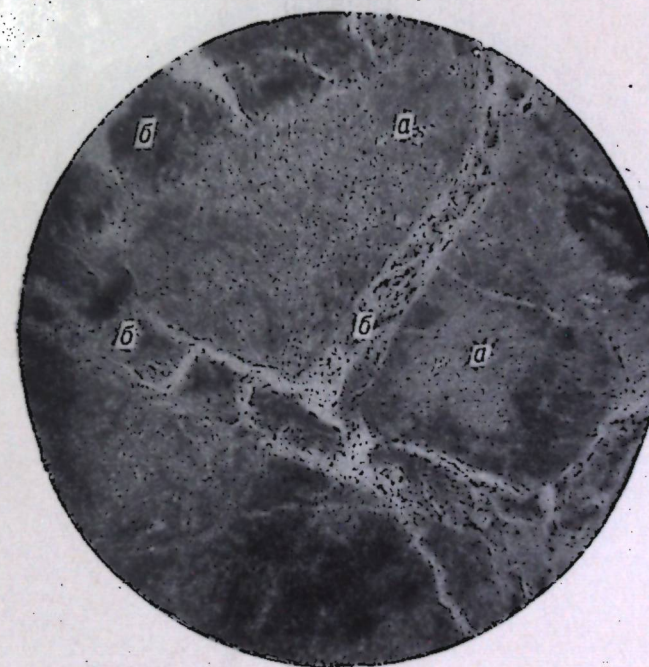
В мелкоземке обломки роговой обманки имеют в большинстве случаев более сглаженные края; здесь в наибольшем количестве встречаются побуревшие зерна, ставшие вследствие ожелезнения менее прозрачными и повысившие показатель преломления до 1,700.

Часто наблюдается замещение роговой обманки мелкочешуйчатым буроватым плеохроирующим веществом с агрегатной интерференционной окраской в ярких красновато-желтоватых тонах и N, варьирующим в пределах от 1,610 до 1,625. Среди такого бурого новообразования в ряде случаев сохраняются лишь мельчайшие зернышки исходного минерала. Были обнаружены также единичные обломки, составленные одним этим веществом. Они имеют волокнистое строение, плеохроизм от желтоватого до оливкового цвета, положительный характер главной зоны и, повидимому, представляют собой минерал бейделлит-нонтропитового ряда (фиг. 8).



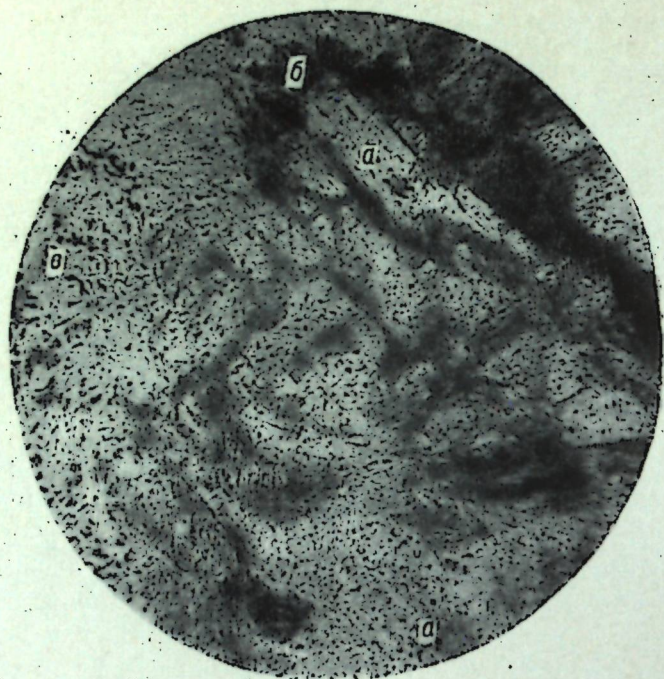
Фиг. 1. Проникновение пучков гиф лишайника в кристалл полевого шпата по трещинам. Увел. 360; николи +

а — полевой шпат; б — сплетения гиф лишайника; в — обломки полевого шпата в теле лишайника

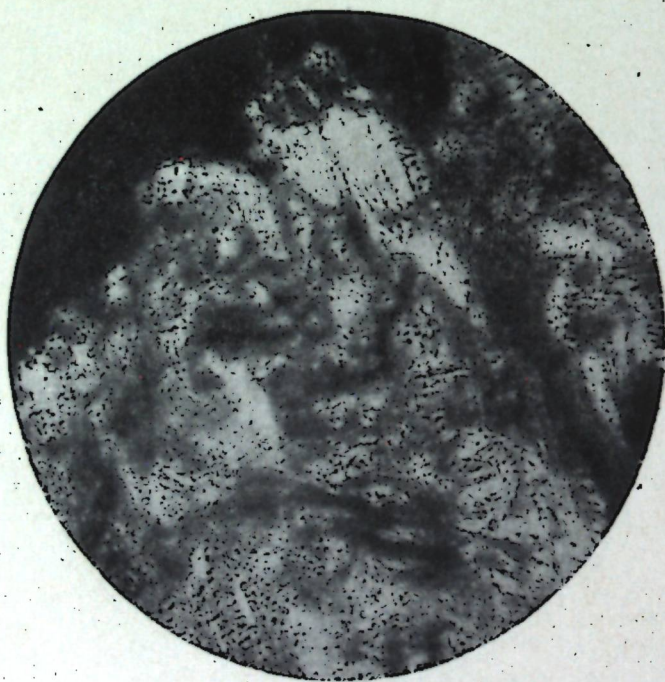


Фиг. 2. Расчленение кристалла полевого шпата пучками гиф лишайника. Увел. 360

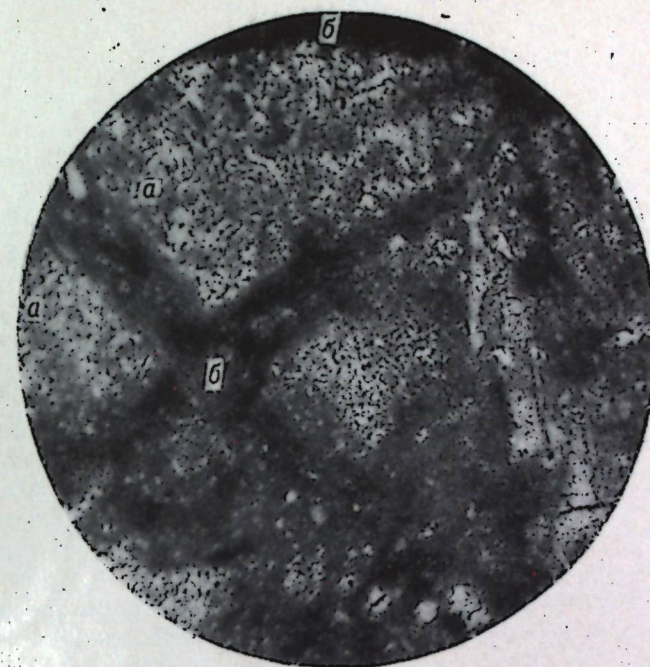
а — полевой шпат; б — лишайник



Фиг. 3. Контакт лишайника с породой. Гифы лишайника разрушают плагиоклаз и хлорит. Увел. 360
а — полевой шпат; б — хлорит; е — лишайник



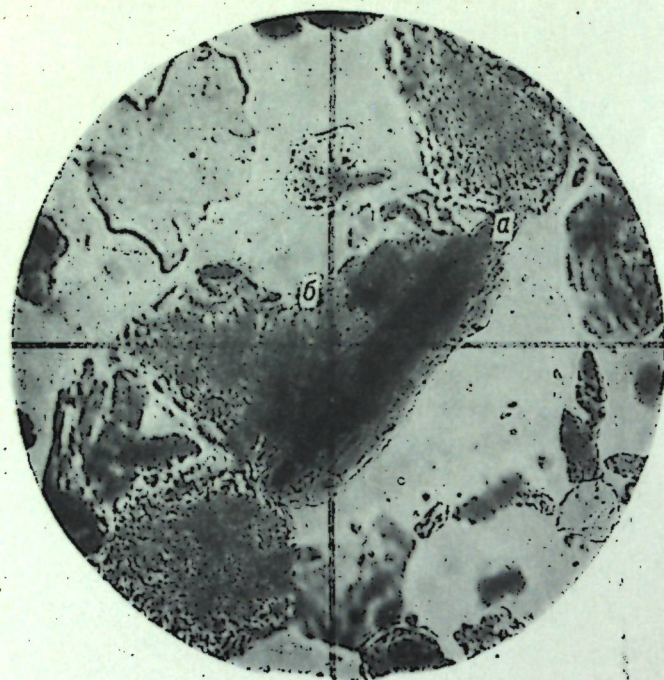
Фиг. 4. То же, что в фиг. 3, но при скрещенных николях. Линия контакта лишайника с породой весьма неровная. Ясно видно разъедание гифами кристалла полевого шпата



Фиг. 5. Серичитизация плагиоклаза под лишайником. Увел. 360; николи +
а — серичитизированный полевой шпат; б — лишайник

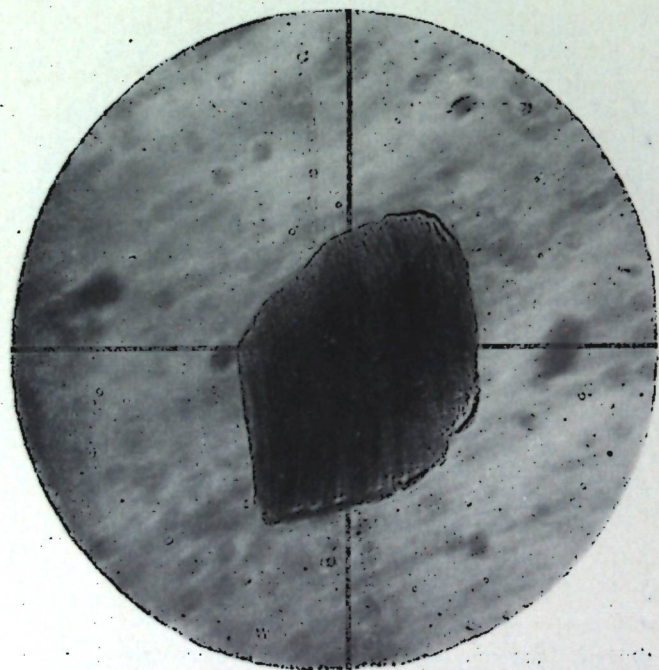


Фиг. 6. Разрушение кристалла полевого шпата проникающими в него по трещинам пучками гиф лишайника. Увел. 360; николи +
а — полевой шпат; б — лишайник; е — обломки полевого шпата в теле лишайника



Фиг. 7. Роговая обманка, переходящая в хлорит в мелкозерне из щели в сиените № 1. Увел. 500

а — роговая обманка; б — хлорит



Фиг. 8. Минерал из группы бейделлит-натронита в мелкозерне из щели в сиените № 1. Увел. 500

Многие кристаллы роговой обманки испытывают одновременно побурение и обесцвечивание. Они характеризуются чередованием (вдоль по разведенным трещинам спайности) полос еще сохранившего свой первоначальный облик минерала с его характерным плеохроизмом, с полосами обесцвеченной и побуревшей роговой обманки. Встречаются зерна почти полностью обесцвеченного минерала с понизившимися показателями преломления и двупреломлением.

Биотит — бурые и зеленовато-бурые пластинки с сильным плеохроизмом, $Ng = 1,700$. Обнаруживает переход в хлорит. В мелкозерне листочки биотита иногда имеют отверстия в центральной части и местами покрыты окислами железа. Некоторые листочки частично обесцвечены.

Пренит — неравномерно окрашенные в желтоватый цвет или почти бесцветные изогнутые листочки и агрегаты их, часто срастающиеся с хлоритовым веществом. В сходящемся свете обнаруживают ясную двусную положительную оптическую фигуру; интерференционная окраска желтовато-белая первого порядка, $Np = 1,615$; $Ng = 1,635$; волнистое погасание. В мелкозерне не испытал никаких изменений.

Мусковит. В породе отсутствует. В образце мелкозерна (частички 0,25—0,10 мм) было обнаружено небольшое количество листочков мусковита, иногда с волнистым погасанием. Некоторые из них содержат включения рудного минерала.

Хлорит — зеленые, неправильно изогнутые листочки, обычно имеющие неравномерный буроватый оттенок и плеохроирующие в буровато-зеленых тонах. У листочков, окрашенных в чистый зеленый цвет, интерференционная окраска аномальная индигово-синяя. Минерал оптически двусный, отрицательный. Угол оптических осей малый, $Nm = 1,620—1,630$. Эти свойства свидетельствуют о значительном содержании железа в хлорите; по классификации А. Н. Винчелла (1949), он больше всего приближается к оптически отрицательному рипидолиту. Листочки пронизаны многочисленными, повидимому, хлоритовыми же, пластинками, различным образом ориентированными, а также эпидот-доизитовыми агрегатами лапчатой формы и кристаллами роговой обманки. Изредка в них наблюдаются включения правильно ограниченных кристалликов апатита. На поверхности некоторых листочков видны скопления мелких бурых зерен (повидимому, окислов железа). Л. А. Варданянц (1935) указывает на происхождение этого хлорита из биотита.

Побурение хлорита сопровождается повышением показателя преломления (до 1,677, а в некоторых случаях еще выше) и двупреломления (желто-бурые тона интерференционной окраски¹). В мелкозерне многие обломки хлорита имеют шероховатую поверхность. В некоторых случаях наблюдается расщепление по плоскости спайности на слабо связанные друг с другом листочки, которые в направлении, перпендикулярном плоскости спайности, имеют яркие интерференционные цвета.

Кали-натровые полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином и содержатся в породе в количестве около 7%. Ортоклаз отличается свежестью; мутноваты лишь содержащиеся в нем пертитовые вкрапления² и идиоморфные кристаллики плагиоклаза. Микроклин несколько менее свеж, и мутные полоски в нем протягиваются

¹ Н. А. Успенский (1936) также наблюдал побурение хлорита в начальных стадиях изменения породы, проявляющееся в некотором изменении его оптических свойств (повышение свтопреломления и двупреломления), но без появления в нем каких-либо новообразований.

² Это было отмечено в свое время И. И. Шафрановским (1932).

во взаимно перпендикулярных направлениях в соответствии со структурой этого минерала.

В выветрившейся корочке породы и в мелкозем из щели обломки кали-натровых полевых шпатов в большинстве своем являются столь же мало измененными, как и в породе.

Плагноклазы представляют основную массу полевых шпатов. На основании данных определения их показателей преломления в иммерсионных препаратах они имеют альбит-олигоклазовый состав.

Все они значительно более мутные, чем кали-натровые полевые шпаты, особенно близ трещин спайности, и во многих участках перешли в агрегат иногда довольно крупных чешуек бесцветной слюды и зеленовато-желтых плеохроирующих или землистых полупрозрачных зерен эпидота и цоизита; в небольших количествах отмечаются и кристаллики кальцита. Край некоторых кристаллов альбитизированы. Они содержат включения небольших идиоморфных кристалликов роговой обманки, апатита и циркона. По трещинам спайности местами наблюдаются прожилки эпидота.

В выветрившейся корочке породы и в мелкозем из щели все зерна плагноклазов, обычно серицитизированные с поверхности, в большей или меньшей степени разъедены, малопрозрачны, особенно в центральной своей части, и обогащены окислами железа, придающими им буроватую окраску и повышающими их показатель преломления до 1,560. Они большей частью имеют округлые очертания. В мелкозем нами было обнаружено зерно плагноклаза ($N = 1,542$), которое с одного края перешло в образование, похожее на халцедон ($N = 1,535$); промежуточная зона отличается неравномерным волнистым погасанием.

К а л ь ц и т в породе и ее выветрившейся корочке является псевдоморфозой по плагноклазу и имеет вид небольших, большей частью неправильной формы, округлых зерен, часто соединенных вместе по 5—15 индивидуумов. Некоторые зерна окрашены в желтоватый или буроватый цвет; в мелкозем встречаются единично.

К в а р ц в коренной породе присутствует исключительно в трещинах. В мелкозем были обнаружены зерна неправильных очертаний с волнистым погасанием.

Рассмотрим характер тех вторичных минералов, которые составляют более половины веса частиц 0,01—0,002 мм. В иммерсионных препаратах породы и ее выветрившейся корочке, кроме чешуек серицита и гидрослюды (N ее доходит до 1,540), было обнаружено небольшое количество почти изотропных агрегатиков с N около 1,530, принадлежащих, очевидно, глинистым минералам (возможно — галлуазиту). В мелкозем большая часть таких мелкозернистых продуктов выветривания окрашена в буроватый цвет и их показатель преломления повышается до 1,560, двупреломление же является низким. Удастся наблюдать заметное количество желтоокрашенных чешуек с N_g , близким к 1,600, и яркими интерференционными цветами, которые, очевидно, представляют собой минерал монтронит-бейделлитовой группы.

В целях получения дополнительных данных для выяснения природы этих образований мы произвели их окрашивание по методике, предложенной В. Т. Белоусовой (1948). Большая часть листочков окрасилась малахитовой зеленью в сине-зеленый цвет, некоторые же из них — в светлозеленый. Спиртовой раствор патен-блау окрашивает их очень слабо. Таким образом, было подтверждено наличие серицита (переходящего в гидрослюду) и показано возможное присутствие небольшого количества бейделлита. Аналогичные результаты были получены и с частичками <0,002 мм.

В состав этих тонких частиц вошли, повидимому, и минеральные образования, которые возникли в процессе сжигания органического вещества мелкозема из его зольных элементов.

В мелкозем встретилась еще одна отсутствующая в коренной породе группа минеральных образований, происхождение которой объясняется жизнедеятельностью растительных организмов. Это — кремневые скелеты диатомовых водорослей и фитолитарии, т. е. состоящие из аморфного кремнезема тельца разнообразной формы, которые образуются в клетках злаков и осок; эти образования легко могли быть занесены в щель с окружающих мест.

Кроме того, в образце мелкозема были обнаружены в небольшом количестве бесцветные листочки, изотропные или со слабым двупреломлением и с низким показателем преломления, повидимому — продукты неполного сгорания растительных оболочек.

Б. Преобразование минералов в примитивной горнолуговой почве

Из приведенного выше описания мы уже видели, что эта почва представляет собой по существу дернину, образованную некоторыми представителями разнотравно-злаковой растительности, которая проникает в породу по ее трещинам на глубину до 10 см, а иногда и больше. Как мы увидим далее, верхний сплошной слой ее, мощностью в 5 см (мы его будем дальше обозначать как гор. 0—5 см), несколько отличается в минералогическом отношении от нижней части (гор. 5—10 см).

Сиенит № 2, на котором сформировалась эта почва, характеризуется весьма неравномерным распределением составляющих его минералов. Он сложен крупными идиоморфными широкотаблитчатыми кристаллами полевых шпатов (длиной до 5—6 мм), промежутки между которыми заполнены хлоритом и кварцем. Эти минералы выполняют также большую часть трещин в полевых шпатах, причем кварцевые прожилки, как и в сиените № 1, составлены из отдельных, разновременно гаснущих участков (фиг. 9). Встречаются участки, которые представляют собой раздавленные зерна кварца, пронизанные многочисленными прожилками хлорита и в некоторых случаях обогащенные полупрозрачными зернами эпидота. Часто в состав такой мозаики входят небольшие обломки полевых шпатов (фиг. 10).

Обломки сиенита, взятые с глубины 5—10 см, а также и из верхней части дернины, выглядят иначе, чем коренная порода. Они содержат много трещин, по стенкам которых отложились окислы железа и гумус. Листочки хлорита лишь местами сохранили свой первоначальный облик, основная же масса их приобрела интенсивно буровую окраску и во многих участках стала землистой, малопрозрачной.

Механический состав исследованной нами горнолуговой почвы (табл. 3) характеризуется теми же особенностями, которые были отмечены Б. Б. Полюновым (1945) для аналогичных почвенных образований на гранито-гнейсах Ильменского заповедника. Он складывается в основном из крупных обломков породы (от 2—3 см в диаметре и много больше) и мелкоземистой части. Первые составляют около половины веса почвы; мелкозем же, принимая в расчет органическую часть, — несколько более четверти его.

Частицы крупнее 1 мм почти целиком состоят из обломков породы; во фракции 1—0,5 мм последние составляют несколько меньше 50%, во фракции 0,5—0,25 мм — около 10% и, наконец, во фракции <0,25 мм они встречаются лишь единично.

Среди частиц $> 0,25$ мм не встретилось таких минералов, которых бы не было в породе; однако, как мы видели выше, хлорит испытал глубокие изменения, превратившись в мелкочешуйчатый бурый агрегат с более высоким двупреломлением, часто обохренный; более отчетливо выступает и пелитизация плагиоклазов.

Таблица 3

Механический состав примитивной горнолуговой почвы (в %)

Горизонт, см	Фракция, мм		
	> 2	$2-0,25$	$< 0,25$
0—5	65,6	5,2	29,2
5—10	67,7	6,3	26,0

Минералогический состав механических фракций крупнее $0,25$ мм был подсчитан суммарно, так как для каждой из них мы располагали лишь 1—2 шлифами с малым числом зерен. Как видно из табл. 4, он оказался весьма близким к составу породы, более чем на 90% сложенной из полевых шпатов и хлорита.

Таблица 4

Минералогический состав породы и обломков размерами $> 0,25$ мм из горнолуговой почвы (в %)

Образец		Минералы									
		рудный минерал	анатаз	циркон, рутил	эпидот-цинцит	апатит	окислы железа	роговая обманка	хлорит	полевой шпат (плагиоклазы)	кварц
Порода	Шлиф	0,30	—	Един.	0,50	0,10	0,40	0,30	28,50	66,2	2,90
	Иммерсия	0,02	Един.	0,01	0,65	0,20	0,18	0,51	26,48	67,39	3,23
Почва	0—5 см	0,01	—	—	0,42	—	Един.	0,35	25,61	69,70	2,75
	5—10 см	—	—	—	0,62	—	—	0,15	30,13	64,11	3,97

Иную картину представляет мелкоземистая часть почвы, т. е. частички ее диаметром меньше $0,25$ мм (см. табл. 5—9). Минералы породы составляют в ней около 70%, остальные же 30% приходятся на долю продуктов глубоко продвинувшегося разрушения этих минералов и новых минеральных образований, возникших под влиянием почвообразовательного процесса. Из них почти целиком складывается фракция $< 0,002$ мм и больше чем наполовину — фракция $0,01-0,002$ мм.

Сопоставляя содержание одних и тех же минералов в почве и породе, мы, как и для предыдущей группы образцов, отмечаем значительное уменьшение количества плагиоклазов в обоих горизонтах почвы. Заметно

Таблица 5

Содержание механических фракций $< 0,25$ мм в примитивной горнолуговой почве

(в % от веса минеральных частиц $< 0,25$ мм)

Горизонт, см	Фракция, мм				Всего
	$0,25-0,10$	$0,10-0,01$	$0,01-0,02$	$< 0,002$	
0—5	27,4	33,1	11,9	27,6	100,0
5—10	29,9	34,7	20,9	14,5	100,0

Таблица 6

Минералогический состав мелкоземистой части примитивной горнолуговой почвы (в вес. %)

Гор. 0—5 см

Минералы	Фракции механического анализа, мм			
	$0,25-0,10$	$0,1-0,01$	$0,01-0,002$	Всего
Рудный минерал	0,112	0,060	0,006	0,178
Окислы железа	0,021	0,119	0,027	0,167
Анатаз	—	0,010	—	0,010
Гранат	0,005	0,030	—	0,035
Циркон	0,009	0,015	Един.	0,024
Рутил	0,005	0,008	—	0,013
Сфен	0,060	0,245	0,002	0,307
Эпидот-цинцит	0,126	0,834	0,055	1,015
Апатит	0,016	0,056	Един.	0,072
Роговая обманка	0,611	1,439	0,042	2,086
Нерудные непрозрачные	0,145	0,116	0,019	0,280
Пренит	Един.	—	—	Един.
Мусковит, серицит	0,293	0,460	0,674	1,427
Хлорит	4,289	7,804	3,742	15,835
Хлорит бесцветный	1,266	0,063	Един.	1,329
Полевые шпаты мало выветрелые	2,232	10,481	1,108	13,821
» » выветрелые	13,398	7,958	—	21,356
» » мало прозрачные	3,537	0,538	—	4,075
Кальцит	—	Един.	0,001	0,001
Кварц	0,814	0,887	0,124	1,825
Бурые продукты преобразования хлорита и роговой обманки	0,238	0,609	5,202	6,049
Обесцвеченная роговая обманка и хлорит	0,208	0,020	—	0,228
Бурые агрегаты	Един.	0,036	—	0,036
Желтый изотропный минерал	—	0,957	0,028	0,985
Халцедон	—	0,043	—	0,043
Опал	0,011	0,059	0,078	0,148
Кремнеземные фитолигарии	—	0,212	0,730	0,942
Скелеты диатомовых и их обломки	—	0,010	0,066	0,076
Вевеллит	—	Един.	—	Един.
Уголь	—	0,036	—	0,036

Таблица 7

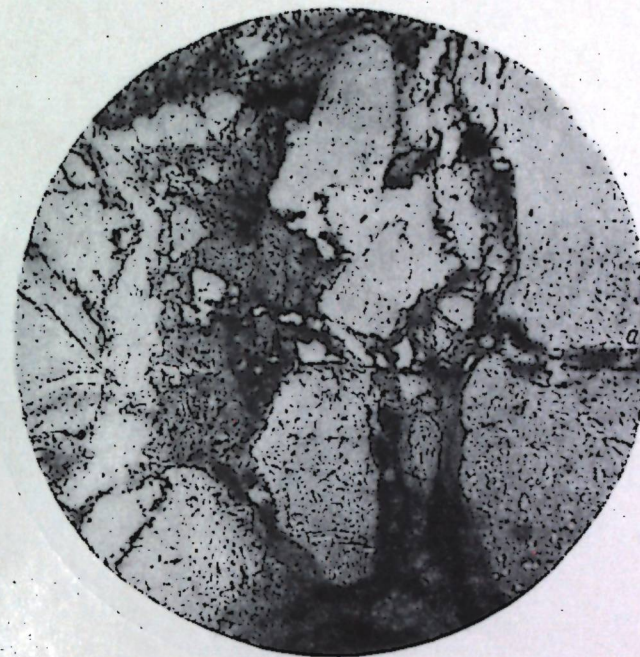
Минералогический состав мелкоземистой части примитивной горнолуговой почвы (в вес. %)
Гор. 5—10 см

Минералы	Фракции механического анализа, мм			
	0,25—0,10	0,10—0,01	0,01—0,002	Всего
Рудный минерал	0,105	0,135	0,096	0,336
Оксиды железа	0,036	0,083	0,069	0,188
Анализ	—	0,002	—	0,002
Гранат	Един.	0,017	Един.	0,017
Циркон	—	0,010	»	0,010
Рутил	—	0,004	»	0,004
Сфен	0,015	0,128	0,008	0,151
Эпидот-диопсид	0,084	0,467	0,048	0,599
Апатит	0,009	0,049	0,002	0,060
Роговая обманка	0,293	1,190	0,092	1,575
Нерудные непрозрачные	0,198	0,087	0,031	0,316
Мусковит, серицит	0,308	0,587	0,882	1,777
Хлорит	5,310	9,290	6,381	20,981
Хлорит бесцветный	0,700	0,116	—	0,816
Полевые шпаты мало выветрелые	2,279	10,190	0,970	13,439
» » выветрелые	14,606	8,093	—	22,699
» » мало прозрачные	3,669	—	—	3,669
Кальцит	—	0,003	Един.	0,003
Кварц	0,882	0,888	0,128	1,898
Бурые продукты преобразования хлорита и роговой обманки	0,233	1,107	7,501	8,891
Обесцвеченная роговая обманка и хлорит	0,063	0,017	—	0,080
Бесцветная гидрослюда	Един.	—	—	Един.
Бурые агрегаты	1,058	1,835	4,135	7,028
Желтый изотропный минерал	—	0,187	Един.	0,187
Халцедон	—	0,024	—	0,024
Опал	0,054	0,065	0,004	0,123
Кремнеземные фитолиты	—	0,097	0,496	0,593
Скелеты диатомовых и их обломки	—	Един.	0,002	0,002

падает в них также содержание второго основного компонента породы — хлорита. Наблюдается уменьшение содержания апатита, кварца и особенно кальцита. Значительно более высокое содержание в почве роговой обманки объясняется, по-видимому, неравномерным распределением ее в исходной породе; не исключена также возможность попадания ее в почву с вышерасположенных участков склона, сложенных сиенитом, приближающимся по своему составу к сиениту № 1.

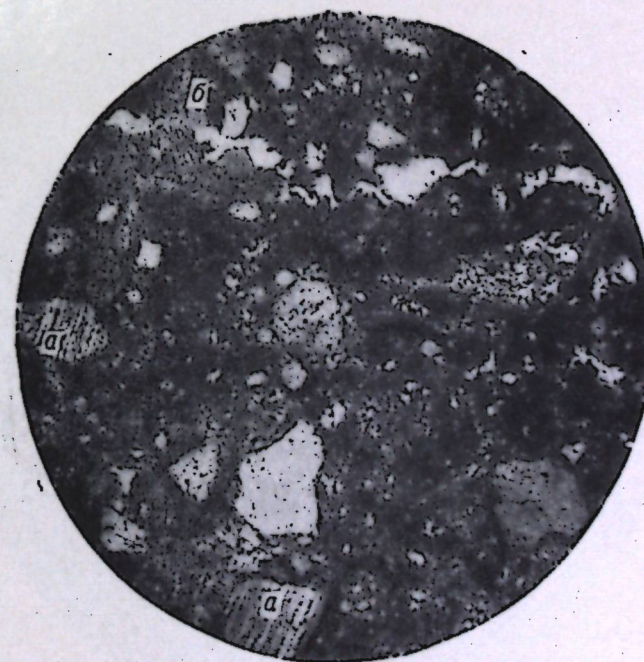
Обращает на себя внимание появление в почве (как и в мелкоземистом из щели в сиените № 1) заметного количества мусковита, отсутствующего в породе. Происхождение его остается неясным.

На основании данных табл. 6 и 7 мы можем отметить следующие особенности распределения минералов по механическим фракциям. Тяжелые минералы—анатаз, гранат, циркон, рутил, сфен, эпидот-диопсид, апатит, роговая обманка—в основной своей массе концентрируются во фракции 0,1—0,01 мм; в более крупной фракции 0,25—0,10 мм их значительно меньше, во фракции же 0,01—0,002 мм одни из них содержатся в весьма небольшом количестве, другие полностью отсутствуют. Для первых семи мине-

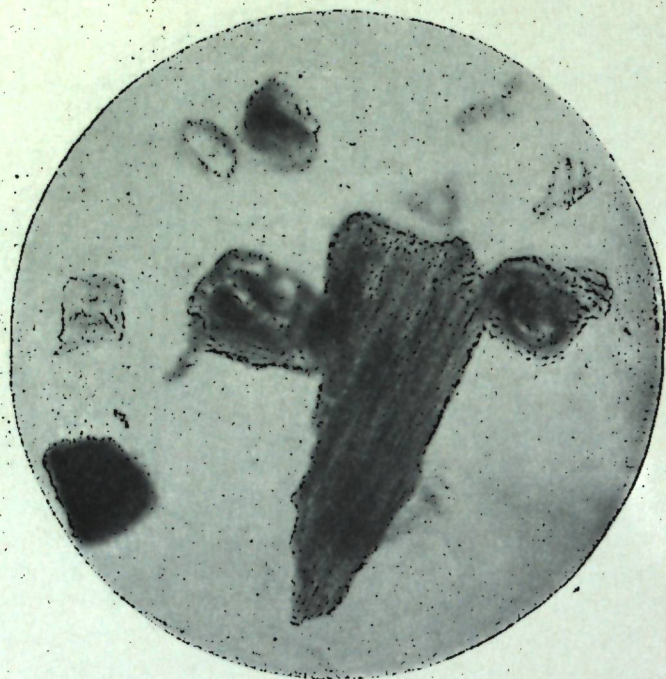


Фиг. 9. Сиенит № 2. Светлоокрашенные участки представляют собой плагиоклаз, темноокрашенные — хлорит. Увел. 50

a — трещинка в породе, заполненная кварцем



Фиг. 10. Сиенит № 2. Увел. 50; николи +
a — обломки полевого шпата; б — трещинка, заполненная кварцем.



Фиг. 11. Кристаллы нонтронитизированной роговой обманки. Увел. 360; николи ||



Фиг. 12. То же, что и фиг. 11, но при скрещенных николях

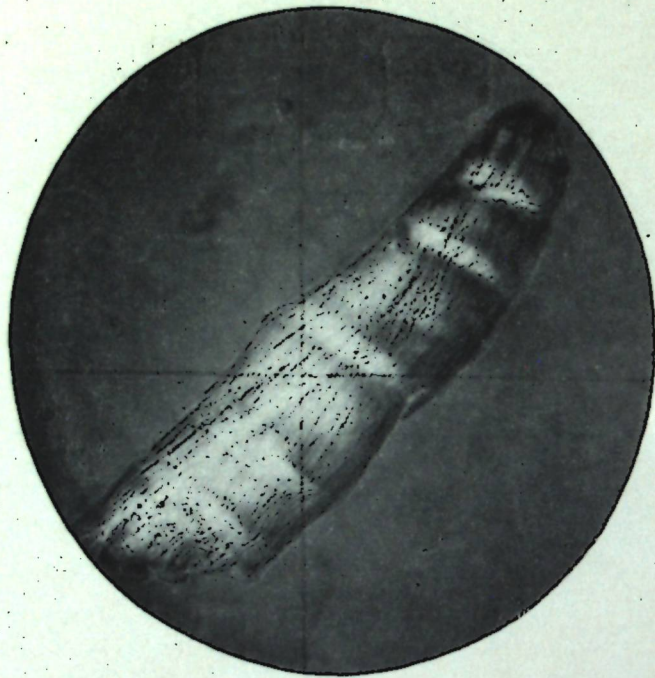


Фиг. 13. Легкая фракция (уд. вес $< 2,33$) частиц 0,25—0,1 мм из верхней части примитивной горнолуговой почвы. Увел. 50

a и b — обесцвешенные в периферической части кристаллы роговой обманки и хлорита; в — полностью обесцвешенные их зерна



Фиг. 14. Продукт преобразования роговой обманки. Увел. 360



Фиг. 15. Продукт преобразования роговой обманки.
Увел. 360; николи +



Фиг. 16. Бесцветный хлорит из примитивной горно-
луговой почвы. Увел. 360; николи +

ралов, отличающихся механической устойчивостью, такое распределение обусловлено размером их кристаллов в исходной породе; сюда же следует отнести и рудный минерал, размеры зерен которого варьируют в нескольких больших пределах. Роговая обманка присутствует в породе в виде крупных кристаллов, но благодаря совершенной спайности она легко распадается на более мелкие части, чему, как мы видели выше, способствуют литофильные лишайники. Резкое снижение содержания этого минерала во фракции 0,01—0,002 мм указывает на податливость его к химическому разрушению.

Хлорит также содержится в наибольшем количестве во фракции 0,1—0,01 мм. Это вызывается, с одной стороны, тем, что он легко расщепляется на более мелкие листочки, с другой — малой устойчивостью против химического разложения.

Постепенное повышение содержания мусковита от фракции 0,25—0,1 мм к фракции 0,01—0,002 мм можно объяснить его относительно большей химической устойчивостью при легкой механической дробимости; кроме того, в тонких фракциях накапливается серицит, обладающий теми же оптическими константами, что и мусковит.

Полевые шпаты распределяются по механическим фракциям различным образом, в зависимости от видов их. Обладающие более совершенной спайностью и мало затронутые выветриванием кали-натровые полевые шпаты и свежий альбит из трещин в породе в основной своей массе попадают во фракцию 0,1—0,01 мм; сильно измененные плагиоклазы альбит-олигоклазового состава в наибольшем количестве заключаются во фракции 0,25—0,10 мм; во фракции 0,1—0,01 мм содержание их снижается почти наполовину, а во фракции 0,01—0,002 мм попадают лишь единичные зерна их.

Содержание кварца во фракциях 0,25—0,10 мм и 0,10—0,01 мм одинаково; во фракции 0,01—0,002 мм оно сильно снижается.

В отличие от минералов породы, различного рода минеральные новообразования сосредоточиваются в наиболее тонких фракциях; сюда относятся: описываемые ниже бурые продукты преобразования хлорита и роговой обманки, бурые агрегаты, серицит, глинные минералы и минералы, возникающие внутри растений.

Табл. 8 и 9 показывают распределение минералов, входящих в состав частиц < 0,25 мм, по фракциям гравитационного анализа. Минералы породы попадают во фракции высоких и средних удельных весов, продукты их разрушения и минеральные новообразования в своей основной массе сосредоточиваются во фракциях наименьших удельных весов. Многие минералы попадают в несколько фракций. Эпидот-доизит, апатит и роговая обманка, имеющие удельный вес выше трех, обнаруживаются во фракции удельного веса 3,0—2,75 потому, что они в небольшой своей части входят в состав обломков породы и соединены с более легкими по удельному весу минералами, главным образом плагиоклазом (поэтому также попадающим во фракцию, не соответствующую его удельному весу). Роговая обманка присутствует и в других фракциях гравитационного анализа, так как она подвергается в почве постепенному преобразованию, сопровождающемуся и постепенным уменьшением ее удельного веса. По всем фракциям распределяются также хлориты и плагиоклазы; чем дальше зашел процесс их преобразования, тем в более легкие фракции попадают его продукты.

Рассмотрение минеральных образований мелкоземистой части почвы мы начнем с минералов, входящих в состав породы, в порядке убывания их удельных весов.

Рудный минерал. Кристаллы его большей частью правильной кубической формы, сильно обохренны. В породе они обычно ассоцииро-

Распределение минералов мелкоземистой части примитивной горюлу
Гор.

Франции	0,25—0,10 мм				
	Уд. вес				
Минерал		> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45 < 2,45
Рудный минерал	0,112	—	—	—	—
Анализ	—	—	—	—	—
Гранат	0,005	—	—	—	—
Циркон	0,009	—	—	—	—
Рутил	0,005	—	—	—	—
Сфен	0,060	—	—	—	—
Эпидот-диопсид	0,093	0,033	—	—	—
Апатит	0,008	0,008	—	—	—
Окислы железа	0,016	0,005	—	—	—
Роговая обманка	0,518	0,093	—	—	—
Нерудные непрозрачные	0,104	0,041	—	—	—
Пренит	—	Един.	—	—	—
Мусковит	—	0,197	0,096	—	—
Хлорит	—	0,985	1,531	1,716	0,057
Полевые шпаты:	—	—	—	—	—
1) мало выветрелые	—	0,054	0,337	1,833	0,008
2) выветрелые	—	—	2,285	11,072	0,041
3) мало прозрачные	—	—	0,411	3,126	—
Кальцит	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	0,584	0,230	—
Антигорит	—	—	—	1,217	0,049
Бурые продукты преобразования хлорита и роговой обманки	—	0,041	0,192	—	0,005
Обесцвеченные роговая обманка и хлорит	—	—	—	—	0,208
Бесцветная гидрослюда	—	—	—	—	—
Халцедон	—	—	—	—	—
Бурые агрегаты	—	—	—	Един.	Един.
Желтый изотропный минерал	—	—	—	—	—
Опал	—	—	—	—	0,011
Фитолитарии	—	—	—	—	—
Скелеты диатомовых водорослей и их обломков	—	—	—	—	—
Вевеллит	—	—	—	—	—
Уголь	—	—	—	—	—

ваны с хлоритом. В почве он такой же, как и в породе, причем нижний горизонт содержит его больше, чем верхний.

О к и с л ы ж е л е з а, помимо пленок на поверхности различных минералов, образуют иногда мелкозернистые полупрозрачные агрегаты, красно-бурые или бурые в отраженном свете. В почве их примерно столько же, сколько и в породе.

А н а т а з — правильной формы бипирамидальные буроватые плеохроирующие кристаллы с очень высоким показателем преломления и двупреломлением. В породе встречается единично, в почве — в очень малом количестве.

Таблица 8

говой почвы по фракциям гравитационного анализа (в вес. % к почве)
0—5 см

0,10—0,01 мм					0,01—0,002 мм				
> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45	< 2,45	> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45	2,45—2,20 < 2,20
0,060	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—
0,010	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,023	0,007	—	—	—	Един.	—	—	—	—
0,015	—	—	—	—	»	—	—	—	—
0,008	—	—	—	—	»	—	—	—	—
0,245	—	—	—	—	0,002	—	—	—	—
0,771	0,063	—	—	—	0,017	0,038	—	—	—
0,056	—	—	—	—	Един.	—	—	—	—
0,089	0,030	—	—	—	0,004	0,023	—	—	—
1,201	0,232	—	—	—	0,012	0,030	—	—	—
0,086	0,030	—	—	—	0,005	0,014	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,291	0,169	—	—	—	0,107	0,567	—	—
—	2,314	4,335	1,155	Един.	—	0,223	1,701	1,341	0,477
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,106	0,968	9,334	0,073	—	0,024	0,062	0,477	0,045
—	—	1,907	6,021	0,030	—	—	—	—	—
—	—	—	0,530	—	—	—	—	—	—
—	—	Един.	—	—	0,001	—	—	—	—
—	—	0,887	—	—	—	—	0,045	0,079	—
—	—	—	—	0,063	—	—	—	—	—
—	0,076	0,136	0,367	0,030	—	0,019	0,029	4,714	0,321
—	—	—	—	0,020	—	—	—	—	0,119
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,043	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,036	—	—	—	—	—
—	—	—	0,897	0,060	—	—	0,022	—	Един.
—	—	—	—	0,059	—	—	—	—	0,006
—	—	—	—	0,212	—	—	—	—	0,040
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,071
—	—	—	—	0,010	—	—	—	—	0,014
—	—	—	—	Един.	—	—	—	—	0,052
—	—	—	—	0,036	—	—	—	—	—

Ц и р к о н, р у т и л — мелкие идиоморфные бесцветные кристаллики в виде включений в полевых шпатах. В почве такие же, как и в породе, но их здесь больше.

Г р а н а т — неправильной формы изотропные бесцветные обломки с очень высоким показателем преломления. В верхнем горизонте почвы его больше, чем в нижнем. В породе не был обнаружен.

С ф е н — сероватые или буроватые, сильно плеохроирующие зерна неправильной формы с шагреновой поверхностью, частично покрытые белым налетом (лейкоксен?). В верхнем горизонте содержится в большем количестве, чем в нижнем. В породе не был обнаружен.

Распределение минералов мелкоземистой части примитивной горно
Гор.

Фракция	0,25—0,10 мм				
	Уд. вес				
Минерал	> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45	< 2,45
Рудный минерал	0,105	—	—	—	—
Анализ	Един.	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—
Циркон	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—
Сфен	0,015	—	—	—	—
Эпидот-диопсид	0,060	0,024	—	—	—
Апатит	0,009	—	—	—	—
Оксиды железа	0,015	0,021	—	—	—
Роговая обманка	0,191	0,102	—	—	—
Нерудные непрозрачные	0,087	0,111	—	—	—
Мусковит	—	0,308	Един.	—	—
Хлорит	—	1,074	1,916	2,320	—
Полевые шпаты:					
1) мало выветрелые	—	0,093	0,305	1,761	0,120
2) выветрелые	—	—	3,005	11,601	—
3) мало прозрачные	—	—	0,329	3,340	—
Кальцит	—	—	0,003	—	—
Кварц	—	—	0,601	0,281	—
Антигорит	—	—	—	0,700	—
Бурые продукты преобразования хлорита и роговой обманки	—	0,033	0,182	—	0,018
Обесцвеченные роговая обманка и хлорит	—	—	—	Един.	0,063
Бесцветная гидрослюда	—	—	—	»	Един.
Халцедон	—	—	—	—	—
Бурые агрегаты	—	—	—	—	1,058
Желтый изотропный минерал	—	—	—	—	0,054
Опал	—	—	—	—	—
Фитолитарии	—	—	—	—	—
Скелеты диатомовых и их обломки	—	—	—	—	—

Эпидот и диопсид. Зеленовато-желтые и бесцветные прозрачные зерна, а также буроватые и сероватые землистые полупрозрачные образования. В почве такие же, как и в породе. В гор. 0—5 см его больше, чем в породе.

Нерудные непрозрачные минералы представляют собой главным образом эпидот, еще более мелкозернистый; белые или бурые в отраженном свете.

Апатит. В качестве включений в полевом шпате и, реже, хлорите. Округлые и удлиненные, большей частью неправильной формы зерна, бесцветные или желтоватые с многочисленными игольчатыми включениями, ориентированными параллельно его длинной оси. В почве зерна его имеют такой же облик, как и в породе, но встречаются в несколько меньшем количестве. Отсутствие признаков коррозии у этого минерала, пред-

Таблица 9:

луговой почвы по фракциям гравитационного анализа (в вес. % к почве)
5—10 см

0,1—0,01 мм					0,01—0,002 мм				
> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45	< 2,45	> 3,0	3,0—2,75	2,75—2,63	2,63—2,45	< 2,20
0,135	—	—	—	—	0,096	—	—	—	—
0,002	—	—	—	—	Един.	—	—	—	—
0,017	—	—	—	—	»	—	—	—	—
0,010	—	—	—	—	»	—	—	—	—
0,004	—	—	—	—	0,008	—	—	—	—
0,128	—	—	—	—	0,010	0,038	—	—	—
0,437	0,030	—	—	—	0,002	—	—	—	—
0,049	—	—	—	—	0,013	0,056	—	—	—
0,031	0,038	0,014	—	—	0,036	0,056	—	—	—
1,065	0,125	—	—	—	0,004	0,027	—	—	—
0,049	0,038	—	—	—	—	0,061	0,821	—	—
—	0,285	0,302	—	—	—	0,581	3,284	1,881	0,635
—	1,994	7,011	0,285	—	—	—	—	—	—
—	0,038	2,247	7,867	0,038	—	0,055	0,056	0,759	0,100
—	—	2,020	6,073	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	Един.	—	—	Един.	—
—	—	0,888	Един.	—	—	—	0,065	0,063	—
—	—	—	0,116	—	—	—	—	—	—
—	0,094	0,576	0,430	0,007	—	0,106	0,100	6,185	1,158
—	—	—	—	0,017	—	—	—	—	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,024	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,999	0,836	—	—	—	3,758	0,377
—	—	—	0,128	0,059	—	—	—	—	Един.
—	—	—	—	0,065	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,097	—	—	—	—	0,396
—	—	—	—	Един.	—	—	—	—	0,100
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,002

ставляющего собой источник фосфора для литофильной растительности; свидетельствует о том, что его зерна разлагаются ею целиком. С этим согласуется и указание В. П. Батурина (1947) на то, что этот минерал, никогда не обнаруживающий в осадочных породах признаков разрушения, «легко растворяется в естественных условиях».

Роговая обманка — обыкновенная зеленая, плеохроичная от синевато-зеленого до буровато-зеленого цвета. $Ng = 1,685 \pm 0,003$, $Nr = 1,663 \pm 0,003$; $Ng - Nr = 0,022$. В значительно меньшем количестве встречается бурая роговая обманка, плеохроичная от темнотного до буровато-оливкового цвета; ее $Ng = 1,670 \pm 0,003$.

Во фракции уд. веса 3,0—2,75 попадают зерна ее, обнаруживающие переход в хлорит. Здесь же встречаются кристаллы, начинающие обесцвечиваться (что сопровождается некоторым понижением показателя

преломления и двупреломления), а также побуревшие целиком или местами, главным образом, у трещин спайности. Иногда оба эти явления наблюдаются на одном и том же обломке. Такие обломки имеют очень неровную поверхность с многочисленными выступами и впадинами, придающими ей ступенчатый характер; обломки разъедены по трещинам спайности и приобретают полосчатую пеструю окраску с беловато-зеленоватым и буроватым тонами и неравномерное погасание. Бурое мелкозернистое вещество, заполняющее трещины спайности роговой обманки, имеет яркие интерференционные цвета. Во фракции с уд. весом 2,75—2,63 попали обломки ее, уже в значительной степени перешедшие в такое бурое мелкочешуйчатое глинное образование, по своему характеру ближе всего стоящее к минералам бейделлит-понтронитового ряда (фиг. 11 и 12)¹.

Во фракции с уд. весом 2,63—2,45 встретились единичные зерна, имеющие облик роговой обманки, с одного края окрашенные в серо-зеленый цвет и имеющие еще высокий N , в остальных же частях бесцветные, обладающие значительно более низким показателем преломления и темпосерой интерференционной окраской. Во фракции с уд. весом 2,45—2,20 мы находим обломки кристаллов роговой обманки с характерным призматическим габитусом, сохранившие следы своей окраски, сильный плеохроизм и значительное двупреломление только в центральной части; бесцветные края их почти изотропны, и N у них близок к 1,470 (фиг. 13). В этой фракции много также совершенно бесцветных обломков, имеющих волокнистое асбестовидное строение (фиг. 14); их N колеблется от 1,460 до 1,469; двупреломление не превышает 0,003; удлинение положительное; оптическая фигура большей частью неясная псевдоодноосная, положительная или отрицательная. Погасание волнистое, часто напоминающее полисинтетическую двойниковатость (фиг. 15). Встречаются также же изогнуто-волокнистые обломки, окрашенные в желтоватый, буроватый и зеленоватый цвета и имеющие несколько более высокие показатели преломления, а иногда заметный плеохроизм.

В целях получения более точного представления о составе описанного бесцветного продукта изменения роговой обманки мы проделали микрохимические испытания на присутствие в нем некоторых элементов. Соляная кислота ни на холоду, ни при нагревании не действует на него. Едкие щелочи растворяют его быстро, оставляя тончайшие пленки и хлопья, распадающиеся на мельчайшие частички, не различимые при самых больших увеличениях. Щелочной раствор показал ясную реакцию на кремнезем и на алюминий (реактив не содержал этих элементов); последнего, однако, немного. В некоторых случаях наблюдается слабая реакция на Fe^{++} . Кальций и магний отсутствуют. На основании этих результатов мы пришли к заключению, что бесцветные обломки представляют собой кремнеглиноземное соединение, сохраняющее структуру исходного минерала. Это подтвердили и данные рентгенографического исследования таких обломков, предварительно отделенных от других минералов легкой фракции жидкостью Туле уд. веса 2,30, и затем еще отобранных под микроскопом. Рентгенограмма имеет сильный фон, свидетельствующий о наличии большого количества аморфного вещества, и небольшое число очень слабых линий, принадлежащих минералам группы монтмориллонита (~10%) и слюдам и гидрослюдам (10—15%). Малахитовая зелень окрашивает эти обломки в интенсивный чистый синий цвет.

¹ Такой характер преобразования роговой обманки наблюдал в свое время и К. Д. Глинка (1898). Частичное обесцвечивание роговой обманки в почве, сопровождающееся приобретением ею волокнистого строения, было отмечено З. Н. Немовой (1930).

В иммерсионных препаратах, приготовленных из исходного образца почвы, впадины на поверхности разрушающихся кристаллов роговой обманки заполнены темнобурым органическим веществом, которое в виде тонких бурых полос протягивается вдоль трещин спайности.

П р е и т — единичные бесцветные волокнистые обломки с $N > 1,610$, высоким двупреломлением и положительным оптическим знаком. Встречен только в верхнем горизонте почвы. В породе не был обнаружен.

М у с к о в и т. Бесцветные, а также слегка желтоватые листочки или агрегаты их, содержащие многочисленные включения мелких зернышек рудного минерала, листочков хлорита и других, не поддающихся определению минералов, иногда иголочек рутила в виде сетки (обесцвеченный биотит?). $Ng = 1,596 \pm 0,003$; $Np = 1,560 \pm 0,003$. Некоторые листочки мусковита частично состоят из мелкочешуйчатого серицитового агрегата; последний встречается и в отдельных обломках, также переполненных включениями рудного минерала, а иногда в виде тесных срастаний с хлоритом. Единичные листочки бесцветной слюды встречаются и во фракциях с уд. весом 2,75—2,63 и 2,63—2,45; поверхность у них частично покрыта мелкочешуйчатым веществом зеленовато-желтоватого цвета. У них очень низкое двупреломление и угол оптических осей меньше, чем у мусковита. В породе мусковит отсутствует.

В самой легкой фракции (уд. вес $< 2,45$) встречаются тонкие бесцветные листочки слюды с N , близким к N канадского балзама, волнистым угасанием и слабым двупреломлением. В образце почвы, не обработанной H_2O_2 , на поверхности таких листочков обнаружены колонии зеленых водорослей (размеры отдельных телец, имеющих округло-угловатую форму, около 5 μ).

Х л о р и т. Зеленые псевдогексагональные таблички или радиально-лучистые агрегаты, а также агрегаты червеобразно изогнутых листочков с заметным плеохроизмом от зеленого до бледно-буроватого. Погасание прямое. Оптически отрицательный. Интерференционная окраска аномальная, индигово-синяя и красновато-бурая. $Ng = 1,639 \pm 0,003$; $Np = 1,635 \pm 0,003$. По всем свойствам он, как мы видим, близок к хлориту в сиените № 1. У трещин спайности иногда наблюдается побурение хлорита, сопровождающееся повышением N и двупреломления. Часты включения многочисленных, преимущественно мелких полупрозрачных землистых зерен эпидота, белых в отраженном свете.

В почве было встречено еще одно минеральное образование хлоритового характера. Оно имеет вид окрашенных в бледный зеленовато-буроватый цвет агрегатов, составленных переплетающимися между собой перистыми чешуйками (фиг. 16). Агрегаты часто заключают в себе мелкие зернышки рудного минерала и какого-то мелкозернистого малопрозрачного вещества; часто углубления на их поверхности заполнены мельчайшими бурокрашенными зернышками.

Основная масса этих агрегатов попадает во фракцию с уд. весом 2,63—2,45; некоторое же количество содержится и во фракциях с меньшим удельным весом, и в этом случае между чешуйками наблюдаются прослойки опала. Во фракции с уд. весом $< 2,33$ опал составляет основную массу агрегатов. Чешуйки имеют положительное удлинение; их $Ng = 1,557 \pm 0,003$; $Np = 1,554 \pm 0,003$. У одного из таких агрегатов, составленного чешуйками, расположенными параллельно друг другу, удалось обнаружить ясную двuosную отрицательную оптическую фигуру и $2V \approx 40^\circ$. Повидимому, этот минерал представляет собой богатую антигоритовой молекулой разновидность хлорита. В образце породы такого рода минерала

обнаружено не было, но он встретился в обломке ее в гор. 0—5 см. В таблицах этот минерал обозначен как бесцветный хлорит.

Возвращаясь к основному виду хлорита, следует указать, что его преобразование в почве протекает разными путями и нам удалось проследить ряд переходных стадий между мало измененным минералом, концентрирующимся во фракции с уд. весом 3,0—2,75 и продуктами его наиболее полного разложения, попадающими во фракцию с уд. весом $< 2,45$.

Во фракции с уд. весом 3,0—2,75 мы находим как гладкие листочки хлорита, так и агрегаты мелких чешуек его, то собранных в виде сферолитов, то расположенных более или менее параллельно друг другу, образуя подобие волокон, то различным образом изогнутых. Многие из обломков хлоритов являются в той или иной степени побуревшими. У гладких пластинок побурение отмечается главным образом по трещинам спайности, и в этих местах листочки хлорита расщепляются и приобретают агрегатную желто-бурю интерференционную окраску. Агрегаты окрашены большей частью неравномерно в различных своих частях, и местами на их поверхности видны скопления мелкочешуйчатого красновато-бурого в отраженном свете вещества, по видимому окислов железа. В этой фракции встречаются также почти бесцветные листочки и агрегаты с N , близким к 1,610.

Во фракциях с уд. весом 2,75 — 2,63 и 2,63—2,45 мы находим более бледноокрашенные зеленовато-буроватые хлориты, часто обнаруживающие на своей поверхности бурю окрашенное мелкозернистое вещество. Некоторые пластинки имеют волнистое угасание, серую интерференционную окраску и $N < 1,572$. В этих фракциях присутствуют также побуревшие и обесцвеченные листочки хлорита. Некоторые гладкие листочки сохранили окраску только в своей центральной части; обесцветившиеся края их имеют N несколько $< 1,551$ и более низкую серую интерференционную окраску.

Во фракции $< 2,45$ были обнаружены следующие продукты преобразования хлоритов: а) еще сильнее обесцвеченные зеленовато-буроватые хлориты с волнистым погасанием и N , близким к 1,570, низким двупреломлением, а в некоторых своих частях уже изотропные; б) уплощенные зерна, представляющие собой агрегат переплетающихся между собой, червеобразно изогнутых чешуек с желто-бурыми интерференционными цветами и N близким к 1,570 (рис. 17); в) волокнистого строения зеленовато-буроватого или золотистого цвета обломки, в значительной степени обесцветившиеся по краям, в связи с чем величина N обнаруживает большие колебания в разных участках (бледно окрашенная часть имеет N около 1,515); г) буровато-зеленоватые листочки с $N < 1,487$ и серой интерференционной окраской; д) неравномерно окрашенные в бурый цвет изотропные листочки; е) сохранившие свою окраску только в центральной части (фиг. 13) или же полностью бесцветные листочки мелкочешуйчатого строения с низким двупреломлением (порядка 0,003). Показатель преломления у окрашенной части таких листочков близок к 1,510, у бесцветных он падает до 1,460. На частично обесцвеченных листочках наблюдаются выделения мельчайших бурых в отраженном свете зернышек, по видимому окислов железа. Встречаются также бесцветные обломки, представляющие собой пакет тончайших листочков, гладкая поверхность которого имеет едва заметные тонкие волнистые полосы, идущие параллельно друг другу. На таких обломках часто видны мелкие, зеленоватые, неправильной формы зернышки с большим N и высоким двупреломлением; представляющие собой, очевидно, эпидот и цоизит. Последние иногда сопровождаются каким-то мелкочешуйчатым изотропным веществом.

В иммерсионных препаратах, приготовленных из образца почвы, не подвергнувшегося обработке H_2O_2 , эти бесцветные обломки окрашены в буроватый цвет и имеют более высокий N — от 1,500 до 1,535.

Мы видим, что в процессе своего преобразования хлориты весьма постепенно изменяют свои оптические свойства и даже в легких фракциях мы находим еще мало изменившиеся обломки его.

В табл. 6, 7, 8 и 9, подобно тому, как это было сделано в предыдущем разделе, выделены в отдельную группу бурю окрашенные продукты преобразования хлоритов и роговой обманки (последние представляют небольшую долю). Другую группу составляют обесцвеченные обломки этих минералов с низкими показателями преломления.

Во фракциях 2,63—2,45 и 2,45—2,20, наряду с более интенсивно окрашенными в буроватый цвет чешуйками, содержится много частиц 0,01—0,002 мм, бледнозеленых, с $N_g = 1,570 \pm 0,003$; $N_p = 1,542 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,028$ и положительным удлинением; их оптические свойства в одинаковой мере соответствуют продуктам первой стадии гидратации хлоритов (джефферизиты) и глининому минералу нонтронит-бейделлитового ряда. По видимому, переход хлоритов в этот последний совершается через стадию гидрохлоритов. Агрегаты таких чешуек в некоторых случаях выполиняют впадины на поверхности кристаллов полевых шпатов.

К а л и - н а т р о в ы е полевые шпаты не были обнаружены в исследованном образце породы. В почве мы нашли небольшое количество мутноватых зерен ортоклаза и микроклина. Некоторые обломки последнего имеют заметно корродированную поверхность.

П л а г и о к л а з ы представлены теми же разновидностями, что и в сиените № 1, но количество альбита здесь значительно выше. Кристаллы плагиоклазов в различной степени изменены — от слегка мутноватых до полупрозрачных; большая часть их эпидотизирована и серицитизирована, на некоторых образовались мелкие кристаллики кальцита.

В почве основная плагиоклазовая часть полевых шпатов представлена разрезанными с краев, мутными, в значительной степени эпидотизированными и серицитизированными, а также обохренными зернами (фиг. 18); при раздавливании таких зерен между двумя предметными стеклами видно, что серицит (его чешуйки имеют $N_g = 1,600$) образуется только с поверхности. Наиболее сильно измененные полевые шпаты, попадающие в самую легкую фракцию (уд. вес $< 2,45$) уже в значительной степени перешли в мелкочешуйчатый агрегат вторичных, главным образом слюдистых образований, сохраняющий форму исходного минерала; этот агрегат характеризуется волнистым погасанием и низким двупреломлением; показатель преломления агрегата близок к таковому наименее измененных полевых шпатов. На фиг. 19 представлен встретившийся нам кристалл полевого шпата, по видимому плагиоклаза, сохранивший свое двойниковое строение, но почти целиком перешедший в глинистый минерал.

В табл. 8 и 9 полевые шпаты разделены на три группы: в первую вошли наименее измененные обломки, обнаруживающие помутнение лишь в некоторых участках поверхности и по трещинам спайности, которые представлены кали-натровым полевым шпатом и альбитом, большей частью сохраняющими свою призматическую форму; во вторую — разрезанные серицитизированные и в меньшей степени сосюртитизированные полевые шпаты, которые еще сохранили свой характерный габитус и гаснут как одно зерно, хотя ряд участков, а сплошь и рядом и вся центральная часть кристаллов уже обнаруживает агрегатную структуру; третья группа включает зерна, настолько измененные, что они стали малопрозрачными и в отраженном свете окрашены в интенсивно белый, желтый, бурый или

красно-бурый цвета. Из табл. 6 и 7 мы уже видели, что, хотя общее содержание полевых шпатов во фракциях 0,25—0,1 мм и 0,1—0,01 мм и является близким, распределение в них различных групп этих минералов неодинаковое: в более крупной фракции преобладают выветрелые и сильно выветрелые зерна, в более мелкой — менее измененные обломки.

Во фракции 0,01—0,002 мм количество полевых шпатов резко снижается, и они представляют собой только мало измененные обломочки. Общее содержание полевых шпатов и распределение их по группам очень близко для обоих почвенных горизонтов.

Ввиду того, что обработка перекисью водорода могла несколько сказаться на облике наиболее сильно выветрелых зерен полевых шпатов, мы просмотрели несколько иммерсионных препаратов, приготовленных из естественного образца почвы. Более чистые обломки имеют на своей поверхности лишь небольшие пленки органического вещества. Сильно выветрелые разведенные зерна часто целиком окрашены в буроватый цвет, и на многих участках их поверхности видны мелкие округлые темные агрегаты.

Выветрелые зерна полевых шпатов большей частью охвачены с поверхности переплетениями тончайших корневых волосков; проникающих также и в глубь кристаллов (при повороте микрометрического винта микроскопа видны то одни, то другие червеобразные их участки). Часто на зернах наблюдаются пронизывающие их в различных направлениях остатки разрушенных грибных гиф, а также и бактериальные колонии.

К а л ь ц и т. Мелкие (0,08 мм и менее) кристаллики вполне правильной скаленоздрической формы с неровной поверхностью, часто собранные по 2—5 вместе. В почве он наблюдается в незначительном количестве.

К в а р ц в коренной породе представлен следующими двумя видами:

1) зернами неправильной формы, часто мозаичной структуры, состоящими из одновременно гаснущих участков; они мутные благодаря многочисленным включениям (главным образом — пузырьков жидкостей и газов) и часто прорастают хлоритом, чешуйки которого вместе с эпидотом покрывают зерна также с поверхности. Размеры их большей частью 0,1—0,2 мм, иногда же они достигают и 2 мм;

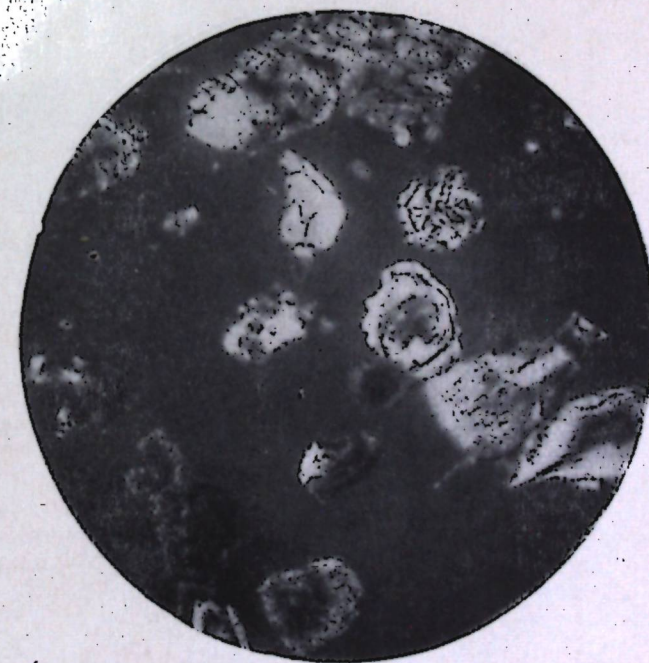
2) выросшими на этих зернах мелкими, длиной большей частью от 0,01 до 0,05 мм, идиоморфными кристалликами, имеющими форму, характерную для низкотемпературной модификации кварца с сильно развитой призмой. В одних случаях эти кристаллики являются уплощенными; в других грани призмы развиты у них почти одинаково. Они бывают как единичными, так и сросшимися — незакономерно (по 2—5 кристаллов) или же по граням призмы. Одни из этих кристалликов совершенно прозрачны, другие же содержат мелкие, не различимые под микроскопом включения изометрической или удлиненной формы, чаще с более высоким показателем преломления. Нередко они обладают слабо выраженным волнистым погасанием.

В почве находятся те же виды кварца, что и в породе. Чаще всего мы встречаем обломочки мутного, малопрозрачного, проросшего хлоритом кварца, на которых сидят сростики правильно образованных кристалликов вторичного кварца (фиг. 20, 21). Значительно реже попадаются отдельные идиоморфные кристаллики с мутноватой, в отличие от прозрачных верхушек, центральной частью, гаснущей одновременно с ними. Единичные кристаллики обнаруживают следы коррозии в виде маленьких выемок на их гранях. В гор. 0—5 см идиоморфные кристаллы составляют около 30% содержания кварца, в гор. 5—10 — около 10%.

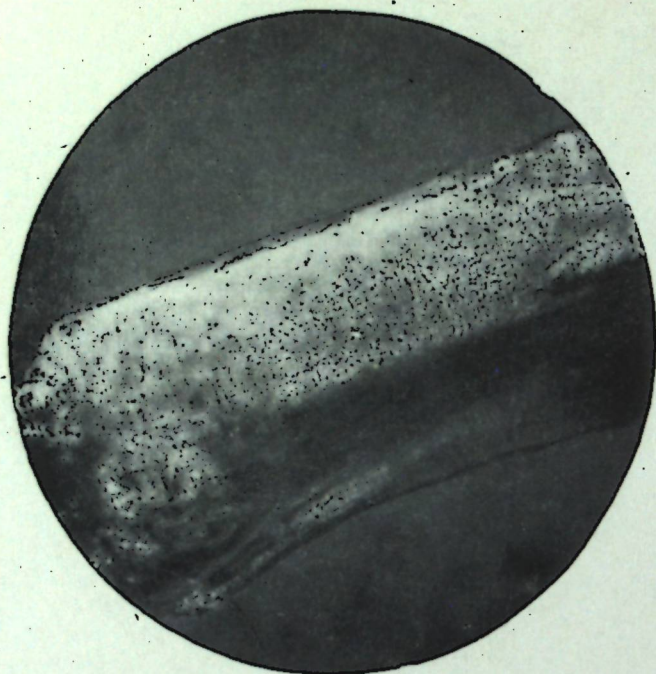
Нам осталось рассмотреть минеральные новообразования в почве.



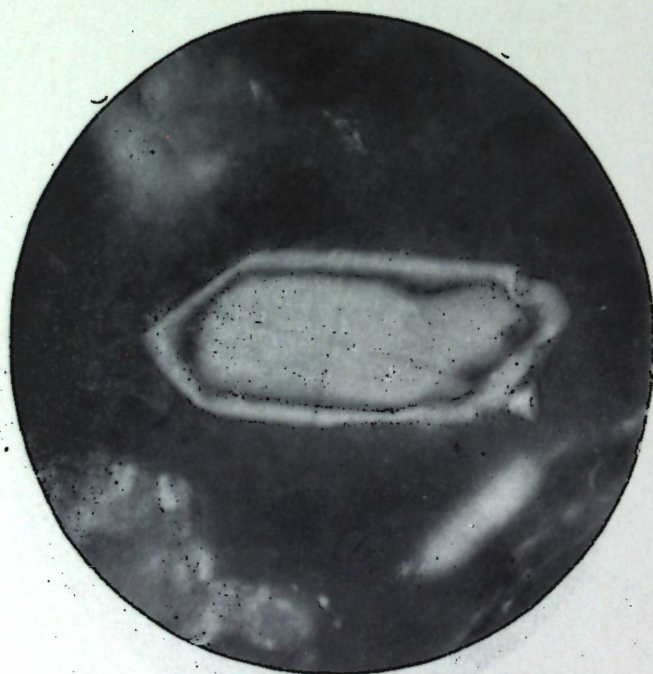
Фиг. 17. Продукт преобразования хлорита во фракции уд. веса < 2,45 примитивной горнолуговой почвы. Увел. 360; николи +



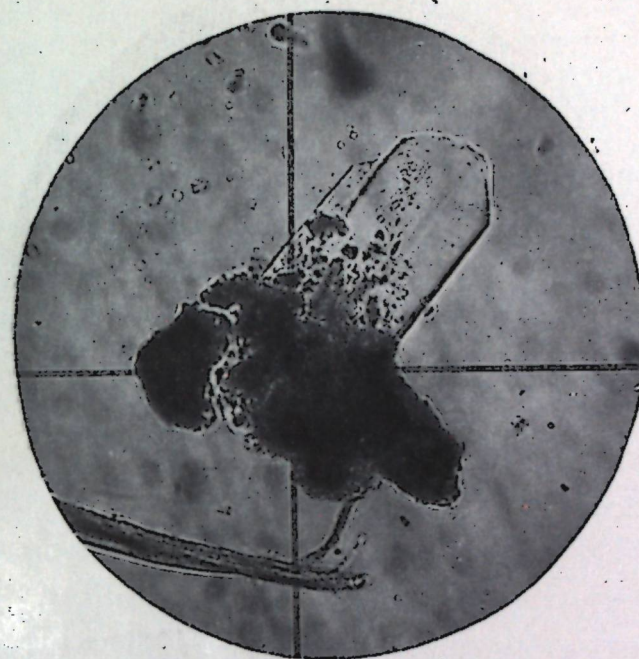
Фиг. 18. Плагиоклазы в примитивной горнолуговой почве. Увел. 50. николи +



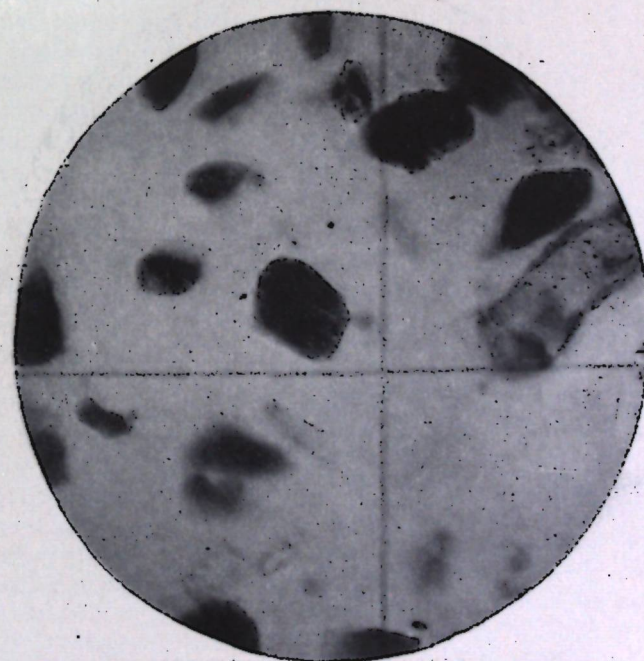
Фиг. 19. Псевдоморфоза глинного минерала по плагиоклазу. Увел. 360; николи +



Фиг. 20. Вторичный кварц в примитивной горно-луговой почве. Увел. 360; николи +



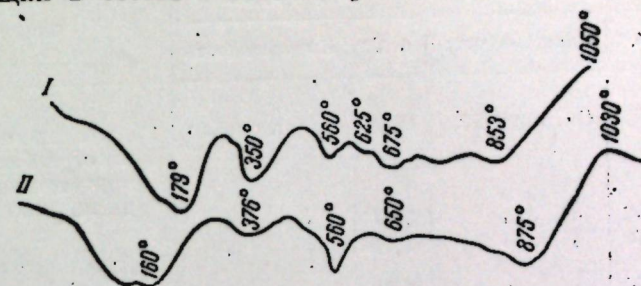
Фиг. 21. Вторичный кварц в примитивной горно-луговой почве. Увел. 360



Фиг. 23. Бурные агрегаты в легкой фракции (уд. вес $< 2,45$) частиц 0,1 — 0,01 мм нижней части примитивной горнолуговой почвы. Увел. 50

Серицит и, возможно, эпидот. Они были уже описаны нами выше в качестве продуктов преобразования плагиоклазов. В почве количество серицита уменьшается по сравнению с мелкоземом из щели, что, повидимому, объясняется разрушением его растительностью, использующей калий, входящий в состав этого минерала.

Глинистые минералы. Выше уже были описаны продукты преобразования ферромагнетизальных алюмосиликатов, которые, на основании всех их свойств, можно рассматривать как минерал, относящийся к поитронит-бейделлитовому ряду. Повидимому, в составе этого новообразования принимают участие и элементы, освобождающиеся в результате выветривания плагиоклазов, а также зольные элементы минерализующихся растительных остатков. Представленные на табл. 7 и



Фиг. 22. Кривые нагревания частиц $< 0,002$ мм при-
мтивной горнолуговой почвы (Е. А. Шурыгина). Обе
кривые имеют один и тот же характер и свидетель-
ствуют о преобладании феррибейделлита. Кроме того,
присутствует небольшое количество слюдяных
минералов.

I — гор. 0—5 см; II — гор. 5—10 см

фиг. 22 данные рентгенографического и термического исследования частиц $< 0,002$ мм, проведенного И. Г. Цюруной и Е. А. Шурыгиной, находятся в полном согласии с микроскопическими наблюдениями. На основании этих данных мы составили табл. 12. Основная масса частиц $< 0,002$ мм состоит из феррибейделлита и аморфного вещества. Слюда представлена главным образом серицитом; возможно и присутствие хлорита, многие линии которого имеются на рентгенограммах частиц $< 0,002$ мм (табл. 10 и 11). Кварц, возможно, представляет собой продукт кристаллизации различных форм аморфного кремнезема в почвенном мелкозем.

Аморфный материал складывается, с одной стороны, продуктами разложения минералов породы — свободными гидроокисями железа и алюминия или их коагелями, с другой — веществами, образующимися в результате минерализации растительных остатков, а также и соединениями, возникшими из зольных элементов органического вещества почвы при его окислении перекисью водорода. Аморфного материала содержится больше в гор. 0—5 см.

Высушенные в термостате при низкой температуре ($40-50^\circ$) частицы $< 0,002$ мм в иммерсионном препарате имеют вид уплощенных агрегатов желтовато-буроватого цвета. У некоторых из них отмечается более или менее упорядоченная ориентировка слагающих их микролитов (большая часть их гаснет одновременно при скрещенных николях), но не настолько совершенная, чтобы можно было определить оптические свойства. Средний показатель преломления агрегатов $1,580-1,590$. При больших увеличениях в них различаются очень мелкие частички разнообразной формы и с различными показателями преломления. Глинистые агрегаты из гор. 5—10 см имеют более интенсивную бурю окраску.

Мы произвели окрашивание этих частиц методом В. Т. Белоусовой; от малахитовой зеленой они приобрели синий цвет со слабо зеленоватым оттенком, который был несколько интенсивнее для образца из гор. 5—10 см; патен-блау окрасил их в зеленоватый цвет. Образцы из обоих

Таблица 10

Расшифровка рентгенограмм частиц < 0,002 мм горнолуговой почвы
(И. Г. Цюрупа)

Гор. 0—5 см		Гор. 5—10 см		Описание рентгенограмм
d A°	Интенсивность	d A°	Интенсивность	
7,87	Оч. слабая?	8,88	Очень слабая	Рентгенограмма образца из гор. 0—5 см имеет небольшой фон, обусловленный присутствием аморфных и высокодисперсных веществ
7,06	»	7,55	»	
5,70	»	5,78	»	При расшифровке обнаружен кварц, 1—2%
5,60	»	5,47	»	
5,02	Слабая			Минерал монтмориллонитовой группы, 30—40%
4,42	»	4,48	Ср.-слабая	
4,20	Оч. слабая	4,26	»	Слюда, 20—25%
3,95	»	3,90	Оч. слабая	
3,68	Слабая	3,64	Слабая	Гидрослюда, очень небольшое количество
3,34	Сильная	3,34	Сильная	
		3,21	Средняя	Рентгенограмма образца из гор. 5—10 см имеет небольшой фон, обусловленный присутствием аморфных и высокодисперсных веществ
3,16	Оч. слабая			
3,10	Ср.-слабая			При расшифровке обнаружен кварц, 1—2%
2,90	»	2,90	Ср.-слабая	
2,76	Слабая	2,70	»	Минерал монтмориллонитовой группы, 40—50%
2,60	Средняя	2,60	Сильная	
2,45	Слабая	2,46	Ср.-слабая	Слюда, 10—15%
2,20	Оч. слабая	2,26	Средняя	
2,17	»	2,16	Ср.-слабая	Гидрослюды нет
2,01	Ср.-слабая	2,00	»	
1,91	Оч. слабая			Слюда, 10—15%
1,84	Средняя	1,82	»	
1,75	Слабая			Гидрослюды нет
1,67	Средняя	1,66	Слабая	
1,58	»	1,56	Ср.-сильная	Слюда, 10—15%
1,51	Сильная	1,51	Сильная	
1,45	Слабая	1,46	Слабая	Гидрослюды нет
1,39	Средняя	1,38	Средняя	
1,37	Ср.-слабая	1,34	Слабая	Слюда, 10—15%
1,32	»	1,30	Средняя	
		1,26	»	

горизонтов дали также слабо положительную бензидиновую реакцию (Hendricks and Alexander, 1940).

Бурые агрегаты представляют собой уплотненные образования, большей частью овальной формы, сильно ожелезненные (интенсивно бурые в отраженном свете), состоящие из мельчайших частичек; часто внутри таких агрегатов видны тяжи, расходящиеся от центральной его части в различные стороны и поляризующие в буро-желтых тонах; остальные части агрегата обнаруживают при скрещенных николях слабую буровато-сероватую агрегатную интерференционную окраску или же являются изотропными. Показатель преломления колеблется в пределах 1,610—

Таблица 11

Рентгенограмма хлорита из синенита № 2
(Фон довольно сильный, линии очень четкие)

№	$d = \frac{x}{2 \sin \theta}$	Интенсивность	№	$d = \frac{x}{2 \sin \theta}$	Интенсивность
1	7,92	Оч. слабая	26	2,03	Оч. слабая
2	7,00	Сильная	27	2,01	Сильная *
3	6,35	Оч. слабая	28	2,00	Слабая
4	5,80	»	29	1,91	Средняя
5	5,12	Слабая	30	1,85	Оч. слабая
6	4,76	Средняя	31	1,84	Сильная
7	4,44	Оч. слабая	32	1,71	Слабая
8	4,22	Сильная	33	1,67	Сильная
9	3,85	Слабая	34	1,61	Оч. слабая
10	3,64	Сильная	35	1,58	Слабая
11	3,53	»	36	1,55	Сильная
12	3,33	Оч. сильная	37	1,52	Средняя
13	3,20	Ср.-слабая	38	1,49	Оч. слабая
14	3,02	Оч. слабая	39	1,46	»
15	3,00	»	40	1,43	Слабая
16	2,80	Средняя	41	1,39	»
17	2,70	Ср.-слабая	42	1,38	Сильная *
18	2,60	Оч. слабая	43	1,36	Очень слабая
19	2,47	Средняя	44	1,33	»
20	2,39	Слабая	45	1,31	»
21	2,34	Оч. слабая	46	1,29	Ср.-слабая
22	2,30	Средняя	47	1,28	Средняя
23	2,22	Слабая	48	1,23	»
24	2,18	Оч. слабая	49	1,21	Ср.-сильная
25	2,15	Средняя	50	1,19	»

* Диффузные (размытые) линии.

Таблица 12

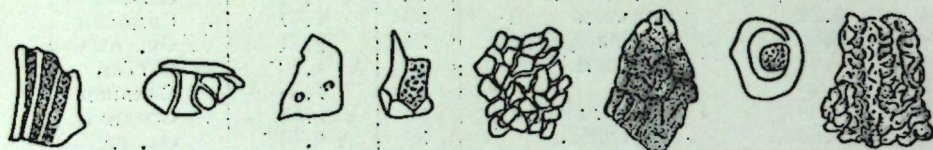
Минералогический состав частиц < 0,002 мм горнолуговой почвы (в вес. %)

Минерал	Горизонт	
	0—5 см	5—10 см
Слюда	5—7	1,5—2
Кварц	0,5	0,3
Феррибейделлит	8—10	6—7
Аморфное вещество	9—14	5—6

1,630, но бывает и более высоким в зависимости от степени ожелезнения. Часто внутри агрегатов заключены обломки выветрелых полевых шпатов и фитолитари; наблюдается также, что вещество их выполняет впадины на поверхности различных минералов. После обработки агрегатов реактивом Тамма остается опаловое вещество, скрепляющее мелкие зернышки различных минералов (эпидота, полевого шпата и др.). Таким

образом, эти агрегаты представляют собой коагелы гидроокиси железа¹ с кремнеземом (а возможно и с органическим веществом), покрывающие целиком или частично обломки различных минералов и минерализующиеся растительные остатки². Бурых агрегатов значительно больше в гор. 5—10 см, чем в верхнем (рис. 23).

Желтые изотропные обломки разнообразной формы и строения и показателем преломления около 1,650 (рис. 24). Большая часть из них имеет характер растительной ткани, некоторые похожи на обломки полевых шпатов; бороздки и впадинки на поверхности этих обломков часто заполнены описанным выше слабо поляризующим бурым веществом. Соляная кислота, даже концентрированная, на них не действует; при прокаливании их образуется гематит; отсюда следует, что буровато-желтая окраска этих образований объясняется наличием какого-то (возможно, органического) соединения железа, покрывающего их поверхность



Фиг. 24. Желтые изотропные обломки, входящие в состав частиц 0,1—0,01 мм примитивной горнолуговой почвы

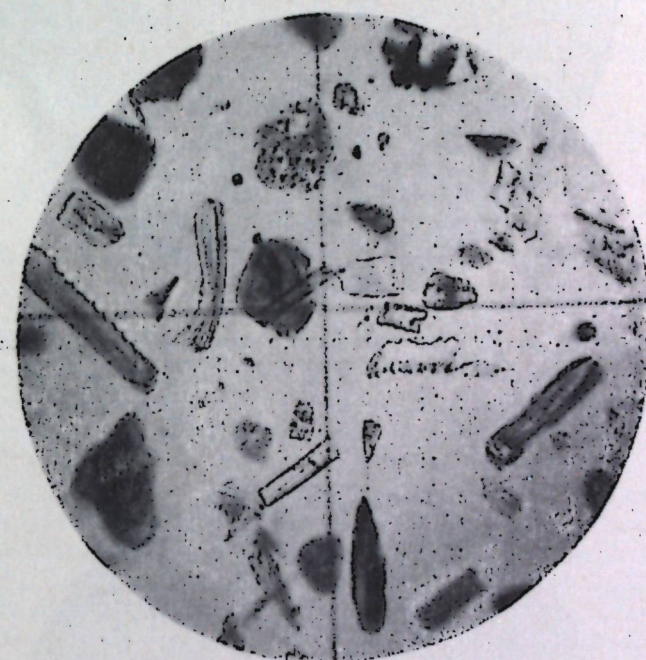
или пропитывающего их. В основной своей массе они имеют размеры от 0,10 до 0,01 мм и содержатся в значительно большем количестве в верхнем горизонте почвы.

Х а л ц е д о н. Обломки характерного агрегатно-волокнистого строения с показателем преломления несколько ниже 1,532. В гор. 0—5 см его несколько больше, чем в нижнем. Повидимому, возникает в результате кристаллизации опала.

О п а л имеет разнообразную форму. Чаще всего он встречается в виде угловатых обломков с ноздреватой поверхностью. При больших увеличениях в них часто различаются многочисленные мелкие зерна различных минералов.

Обратимся теперь к минеральным образованиям растительного происхождения. В целях сопоставления различных форм их в почве и произрастающих на ней растений мы обработали перекисью водорода до полного обесцвечивания различные части их — листья, стебли, цветы, корни, а также и частично разложившиеся растительные остатки, выбранные из почвы.

К р е м н е з е м н ы е ф и т о л и т а р и и являются преобладающей формой такого рода образований; на рис. 25 и 26 представлены наиболее часто встречающиеся в нашей почве виды³; преобладает удлиненная призматическая форма, большей частью с зазубренными ребрами, и форма «коротких» клеток, несколько напоминающих вашички; эти же формы мы видим и на фотографии ткани листа, сожженной перекисью водорода *Festuca* (рис. 27). Обычно фитолитарии бесцветны, прозрачны или же испещрены многочисленными мельчайшими остатками плазмы. Иногда они бывают окрашены в интенсивно бурый цвет. Показатель преломления боль-

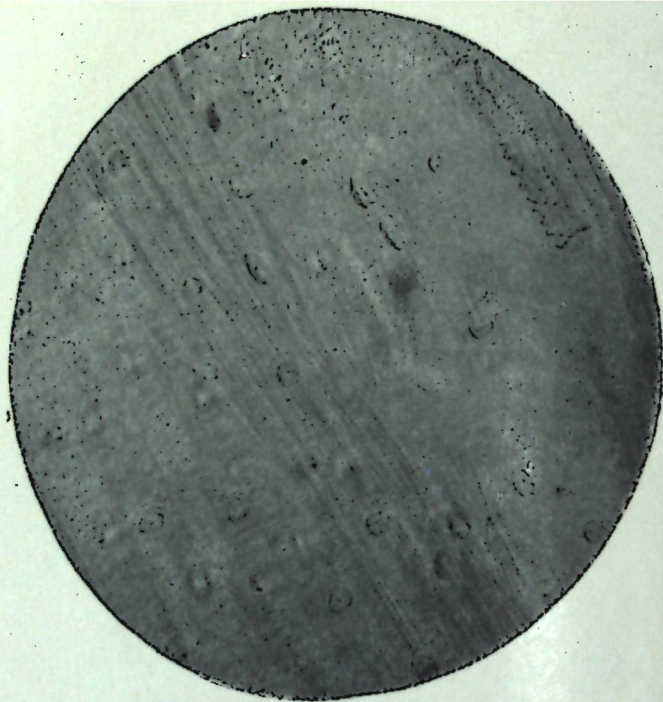


Фиг. 25. Фитолитарии в легкой фракции (уд. вес < 2,45) частиц 0,1—0,01 мм верхней части примитивной горнолуговой почвы. Увел. 50

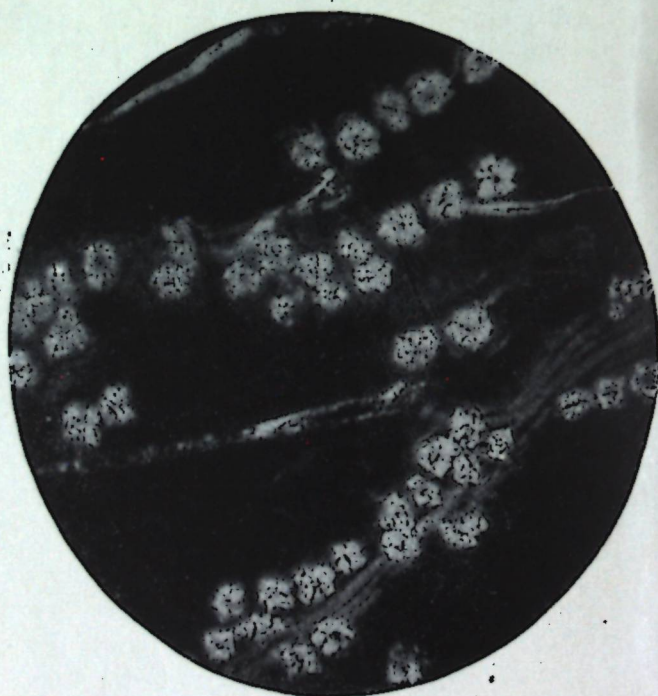
¹ Вопрос относительно присутствия в них свободной гидроокиси алюминия остается открытым.

² Возможно, что часто наблюдающиеся в них тяжки представляют собой остатки корневых волосков, вокруг которых осела гидроокись железа и кремниевая кислота.

³ Подробное описание фитолитарий имеется в работе Е. И. Парфеновой (1949).



Фиг. 27. Участок озоленного листа *Festuca* с нарушенным строением. Увел. 360



Фиг. 28. Участок озоленного листа *Alchemilla retinervis* с непарушенным строением. Увел. 360; пикколи +

шинства из них колеблется в пределах от 1,419 до 1,425; у единичных же экземпляров он еще несколько ниже. Во впадинах между зубцами часто наблюдается слабое двупреломление, повидному, вызванное натяжением. Длина этих телец от 0,05 мм и меньше. Основная масса их входит в число частиц от 0,01 до 0,002 мм (они попадают во фракции с уд. весом $< 2,45$). В верхнем горизонте почвы их значительно больше, чем в нижнем.

В е в е л л и т (минералогическое название оксалата кальция — $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). В почве (гор. 0—5 см) были встречены в очень малом количестве агрегаты, составленные из чрезвычайно мелких, неправильной формы кристалликов, характеризующихся сильной псевдоадсорбцией. На основании их малого удельного веса ($< 2,45$) и величин показателей



Фиг. 26. Кремнеземные фитолитарии в примитивной горнолуговой почве

преломления мы приняли их за вевеллит. Мелкие (не более 0,02 мм) сферолиты, составленные из аналогичных кристаллов, формируются по стенкам клеток листьев *Alchemilla retinervis* (рис. 28) и *Minuartia oreina*. Скопления розеток из мелких зерен с высоким двупреломлением были обнаружены также у оснований колосков *Festuca*. В сожженных H_2O_2 , частично гумифицированных растительных остатках из верхнего слоя почвы, помимо сферолитов вевеллита, были обнаружены и другие с более низким N ($< 1,557$) и двупреломлением (серовато-белые цвета первого порядка).

Продукты минерализации растительных остатков. Сюда относятся прежде всего тонкие буроватые и бесцветные, пленки различной формы и структуры, изотропные и слабо поляризующие представляющие собой в той или иной степени минерализовавшиеся клеточные оболочки (они имеются и во всех препаратах растений, обработанных H_2O_2); бесцветные имеют наиболее низкий показатель преломления (у слабо преломляющих он близок к 1,500, у изотропных к 1,425, т. е. опаловый). Природа других относящихся сюда образований, попадающих в самую тонкую ($< 0,002$ мм) фракцию, остается еще невыясненной. То же следует сказать и о продуктах, образующихся из зольных элементов почвенного гумуса при сжигании его перекисью водорода.

Скелеты диатомовых водорослей принадлежат к представителям обоих классов этих организмов: *Pennatae* — с двусторонне симметричным строением створок и *Centricae* — с радиальным строением створок. Первые преобладают. Эти скелеты имеют те же размеры, что и фитолитарии, и основная их масса сосредоточивается в легкой фракции частиц 0,01—0,002 мм.

Сравнивая между собой верхнюю оторфованную часть дернинки (гор. 0—5 см) с нижней ее частью, заполняющей трещины в породе, мы, несмотря на очень близкое их сходство, отмечаем ясные различия в отношении содержания некоторых минералов, входящих в состав частиц ($< 0,25$ мм). Прежде всего в верхнем слое содержится значительно больше минералов, обязанных своим образованием жизнедеятельности растительных организмов. Далее мы находим в нем больше обесцвеченных ферромагнетных алюмосиликатов. Нижняя часть дернинки обогащена окислами железа и другими, повидному органическими, соединениями его. Можно

предполагать, что в примитивной горнолуговой почве в зачаточном виде уже различаются элювиальный и иллювиальный горизонты.

В заключение еще раз подчеркнем особенности преобразования минералов в примитивной горнолуговой почве.

Мы видели, что уже в самые начальные стадии почвообразовательного процесса происходит интенсивное разрушение минералов, составляющих основную массу сенинта, низшей литофильной растительностью и возникновение при активном участии этой последней ряда новых минеральных образований.

С приходом на смену низшей литофильной флоре разнотравно-злаковой растительности расширяется сфера биохимического воздействия на слагающие породу минералы. Образованная этой флорой торфянистая дернина характеризуется крайне изменчивым водно-воздушным, а следовательно и окислительно-восстановительным режимами. В ней существует большая пестрота и щелочнокислотных условий, вызываемая, с одной стороны, присутствием многочисленных, еще сравнительно свежих обломков породы и минералов, вокруг которых создаются микрозоны с высокими значениями pH, и, с другой стороны, большой кислотностью продуктов жизнедеятельности населяющих дернину организмов (величина pH, даваемая водной суспензией, для верхней части дернины оказалась равной 5,51, для нижней — 5,04). Все это приводит к тому, что минералы породы испытывают сложные химические процессы преобразования, часто идущие через промежуточные стадии мутабильных соединений. Особенно отчетливо это проявляется для ферромагнетизальных алюмосиликатов, на которые почвенные экзоэнзимы действуют аналогично сильным кислотам (см. у Ферсмана, 1914). Сплошь и рядом на одно и то же минеральное зерно накладываются отпечаток прямо противоположные процессы (частично побуревшие, частично обесцвечившиеся обломки роговой обманки).

Из минеральных новообразований в примитивной горнолуговой почве получает преобладание глинистый минерал нонтронит-бейделлитового ряда и почти совершенно исчезает гидрослюда, которая составляет большую часть тонких фракций мелкозема из щели в сенинте № 1. Значительным разнообразием отличаются минералы растительного происхождения, а также минералы, возникающие при разложении в почве растительных остатков.

ВЫВОДЫ

1. Начальные стадии почвообразовательного процесса в высокогорной области Северного Кавказа обусловлены воздействием на сенинт низшей литофильной флоры, особенно лишайников и сменяющей их разнотравно-злаковой растительности. Она образует на поверхности породы дернину мощностью в несколько сантиметров — примитивную горнолуговую почву. Эта стадия почвообразования характеризуется интенсивным разрушением составляющих основную массу этой породы минералов — плагиоклаза, хлорита и роговой обманки.

В составе минеральной части мелкоземистого материала, созданного деятельностью этих организмов, наряду с изменившимися в той или иной степени минералами породы заключается большое количество (около 30%) минеральных новообразований.

2. Из минералов породы наиболее энергичному разрушению подвергаются плагиоклазы. Гифы лишайников расщепляют их кристаллы на более мелкие части и разъедают своими кислыми выделениями поверхность кристаллов, образуя на ней многочисленные углубления. В горнолуговой

почве эту работу продолжают корневые волоски. Обнаружена интенсивная серицитизация плагиоклазов под лишайником, а также частичный переход их в глинные образования. Количество плагиоклазов в мелкоземе снижается наполовину по сравнению с содержанием их в породе.

Кали-натровые полевые шпаты (ортоклаз и микроклин) в значительно меньшей степени подвергаются изменению; помутнение наблюдается лишь в местах плагиоклазовых простков и по трещинам спайности.

3. Хлориты под действием гиф лишайника расщепляются по трещинам спайности и буреют вследствие окисления железа, теряя при этом свою прозрачность. В примитивной горнолуговой почве дальнейшее преобразование этого минерала обуславливается резкими сменами окислительно-восстановительных и щелочнокислотных условий и приводит, с одной стороны, к переходу его через промежуточную стадию гидрохлоритов в глинистый минерал нонтронит-бейделлитового ряда, с другой — к связанной с процессами раскисления постепенной потере всех составных частей, в результате чего остается сохраняющий структуру исходного минерала скелет его, состоящий из кремнеглиноземной субстанции.

4. Значительное разрушение испытывает и роговая обманка. Благодаря спайности этот минерал, при активном участии литофильных лишайников, дробится на мельчайшие обломочки, легче поддающиеся химическому разложению. В горнолуговой почве преобразование роговой обманки идет по тем же двум направлениям, какие были указаны для хлорита. Переход в глинистый минерал нонтронит-бейделлитового ряда осуществляется как непосредственное, начинающееся с поверхности и по трещинам спайности замещение роговой обманки мелкозернистым обохренным агрегатом этого минерала.

5. Из минералов, содержащихся в породе в небольших количествах, циркон, рутил, анатаз, сфен, эпидот и цоизит отличаются большей как механической, так и химической устойчивостью и, попадая в мелкоземистую часть почвы, не испытывают изменений; некоторые из них обнаруживают тенденцию к накоплению. Рудный минерал подвергается некоторому разрушению, проявляющемуся в его обохривании. Апатит не изменяет своего облика в почве, но количество его уменьшается, повидимому вследствие растворения.

6. Кварц присутствует в породе и в почвенном мелкоземе в виде аллотриоморфных зерен и паросших на них идиоморфных кристалликов вторичного кварца. Он входит и в состав частиц $< 0,002$ мм, возможно в качестве почвенного новообразования.

7. Минеральные новообразования в мелкоземе из щели в сенинте и примитивной горнолуговой почве возникают при активном участии литофильной растительности. Они представлены:

1) серицитом в виде псевдоморфоз по плагиоклазам;
2) возможно эпидотом, так как имеются указания на его образование в результате процессов выветривания;

3) глинистыми минералами нонтронит-бейделлитового ряда, образующимися по разрушающимся ферромагнетизальным алюмосиликатам, а также, повидимому, и путем непосредственного выпадения из раствора, причем большое участие в них принимают и зольные элементы минерализующихся растительных остатков;

4) опалом и халцедоном: первый из них образуется как в качестве конечного продукта разрушения породообразующих минералов, так и путем выпадения из раствора; тонкие пленки опала появляются в почве также в результате полной минерализации кремнистых клеточных оболочек растений. Халцедон, вероятно, представляет собой продукт кристаллизации опала;

- 5) водными окислами железа и железо-органическими соединениями, покрывающими в виде пленок другие минералы;
- 6) минеральными телами, возникающими внутри растений в виде кремнеземных фитолитарий (злаки) и вевеллита (двудольные);
- 7) кремневыми скелетами диатомовых водорослей;
- 8) минеральными и органоминеральными продуктами минерализации растительных остатков.

ЛИТЕРАТУРА

- Ассинг И. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Белоусова В. Т. Определение минералогического состава глинистых пород методами иммерсии и окрашивания. Тр. ВНИГРИ, новая серия, вып. 32, 1948.
- Варданьянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-западного Кавказа. Ростов н/Д., 1935.
- Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Сельхозгиз, 1936.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Гедройц К. К. Действие перекиси водорода на почву. «Удобрение и урожай», 1931, № 9.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. Сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, АН СССР, 1946.
- Глинка К. Д. Петрографический характер поворжевских и великолукских почв. Варшава, 1898.
- Земятченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. VIII, вып. 1, 1939.
- Немова З. Н. Минералогическое исследование некоторых почв с Ахманганского плато в Армении. Изв. АН СССР, VII серия Отд-ния физ.-матем. наук, 1930, № 2.
- Парфенова Е. И. Некоторые вторичные минеральные образования в растениях и почве. Пробл. сов. почвовед., сб. 15, 1949.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук, АН СССР, вып. 95, петрографич. серия, № 29, 1948.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. «Почвоведение», 1945, № 7.
- Полынов Б. Б. Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении. Юбил. сборн. АН СССР к XXX-летию Октябрьской революции, 1947.
- Седлецкий И. Д. Усложнение молекул минералов в процессе выветривания массивно-кристаллических горных пород. ДАН СССР, 1947, т. 56, № 5.
- Успенский Н. А. Железистые хлориты Алапаевских железорудных месторождений. Тр. Ломоносовского ин-та, вып. VII, 1936.
- Ферсман А. Е. Соединения переменного состава в земной коре. Сб. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского, М., 1914.
- Шафрановский И. И. Выветривание полевых шпатов в пегматитовых жилах северной Карелии. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, т. 51, вып. 5, 1932.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород. «Почвоведение», 1947, № 9.
- Drosdoff M. and Miles E. F. Action of H_2O_2 on weathered mica. «Soil Sci.», 1938, v. 46, № 5.
- Hendricks S. B. and Alexander L. T. A qualitative color test for the montmorillonite type of clay minerals. «J. Amer. Soc. Agr.», 1940, v. 32, № 6.

Д. Н. ИВАНОВ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕДИ В ПОЧВАХ И РОЛЬ МЕДНЫХ УДОБРЕНИЙ В ПОВЫШЕНИИ УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

I. ВВЕДЕНИЕ

До начала XX столетия почвоведение и агрохимия, как правило, имели дело с сравнительно узким рядом элементов. К ним относятся: кремний, железо, алюминий, титан, кальций, магний, фосфор, натрий, калий, сера, хлор, азот, кислород и водород. Остальные элементы при химическом анализе почв не учитывались. Все эти «малые» элементы, представляющие около 85% числа элементов периодической системы и только около 0,1% массы почвы, впоследствии получили название микроэлементов. Следует отметить, что выделение группы микроэлементов носит искусственный и довольно неопределенный характер. Оно определяется в значительной мере нашими практическими запросами, аналитическими возможностями и теми объектами, в которых мы их рассматриваем.

Под термином «микроэлементы» понимают то, что данный элемент входит в состав почвы или организма в очень малых концентрациях по сравнению с некоторыми элементами, составляющими подавляющую часть почвы или организма. Обычно микроэлементами бывают те, которые имеют малый кларк для земной коры, но и это положение весьма условно. Железо и алюминий имеют высокий кларк, они являются макроэлементами почвы, но по отношению к растению они настоящие микроэлементы. Нет естественной принципиальной границы между группами макро- и микро-элементов. Все элементы являются естественными, связанными между собой частями единого тела почвы и организма, выполняющими определенные функции, но которые в большинстве случаев еще не изучены.

Несмотря на условность деления элементов по отношению к организмам и почве на макро- и микроэлементы, мы будем употреблять эти термины, так как они широко вошли в научную литературу.

Следствием неизученности количественного содержания и функций микроэлементов было то, что микроэлементы иногда принципиально обособлялись от элементов зольного питания растений. При этом предполагалось, что микроэлементы могут лишь ускорять или подавлять определенные функции организма, не являясь необходимыми для развития и жизнедеятельности организма в целом. Впоследствии выяснилось, что некоторые микроэлементы так же нужны для развития организмов, как и

макроэлементы, и их необходимо рассматривать как условие нормального существования и развития организмов.

Микроэлементы представляют собой весьма многочисленную и в химическом отношении разнородную группу, и подавляющее большинство элементов этой группы еще не изучено. Неизвестны ни их распространение в почвах и организмах, ни их физиологические функции, которые могут быть как положительными, так и отрицательными.

Анализы организмов и почв на содержание в них некоторых микроэлементов, выполненные в прошлом веке, оставались простыми экспериментальными фактами, не объединенными какой-либо общей идеей. Для того времени это было совершенно естественно. Не было достаточно серьезных экспериментальных фактов и наблюдений, которые говорили бы о существенном значении микроэлементов для нормального развития организмов. Кроме того, несовершенство методов исследования также тормозило изучение микроэлементов в организмах и почве. Считалось твердо установленным, что для нормального развития и существования организмов достаточно четырех «органогенов»; углерода, водорода, кислорода и азота, и шести «зольных» элементов: фосфора, калия, кальция, магния, серы и железа. Но впоследствии от этого взгляда пришлось отказаться, так как появились и начали накапливаться данные, которые устанавливали необходимость, кроме перечисленных элементов, и некоторых других, входящих в организм в очень малых количествах (Максимов, 1948).

В настоящее время установлено присутствие в составе организмов около 60 химических элементов. Есть основания предполагать, что в организмах могут быть найдены все элементы, входящие в состав почвы. На основании присутствия элемента в составе организма нельзя утверждать, что данный элемент существенно необходим для развития организма. Присутствие элемента в организме будет неизбежным, если элемент содержится в почвенном растворе. В некоторых случаях показателем необходимости элемента для развития растения и активного, избирательного его усвоения из почвы растением является обогащение золы растения этим элементом по сравнению с почвой, на которой оно развивается.

После того как микроэлементы привлекли внимание исследователей, в основном изучалось их влияние на физиологические и агрохимические свойства растений и по этим вопросам для некоторых микроэлементов собран большой материал.

На основании полученного материала положительное значение некоторых микроэлементов для растений может быть сведено к следующему.

а) Внесение микроэлементов как удобрений резко повышает урожай наиболее ценных сельскохозяйственных культур. В некоторых случаях без внесения их совершенно невозможно получить урожай.

б) Внесение микроэлементов как удобрений повышает качество урожая. В растениях повышается количество сахара, жира, крахмала, витаминов. Увеличивается абсолютный вес зерна хлебных злаков, выход, крепость и померность волокна конопли и льна.

в) Внесение микроэлементов предотвращает или устраняет нарушение единства между организмом и средой. Так, например, внесение микроэлементов снижает угнетенное состояние растений, которое вызывается повышенной температурой и интенсивностью освещения. Микроэлементы повышают засухоустойчивость и морозостойкость растений.

г) Внесение микроэлементов как удобрений устраняет или ослабляет отрицательные влияния на растение неблагоприятных соотношений между элементами минерального питания, снимает отрицательное влияние избытка некоторых элементов, повышает солеустойчивость растений.

д) Микроэлементы могут быть средством ускоренного и направленного воспитания растений. Под воздействием микроэлементов у растений можно вызвать изменения в нужную для человека сторону, которые закрепляются в потомстве (Школьник, 1950).

В настоящее время вопрос о необходимости некоторых микроэлементов для нормального развития организмов можно считать решенным, но еще не разработаны научно обоснованные практические способы определения нужды в них организмов и мероприятия по обеспечению организмов необходимым количеством микроэлементов, а этого требует наше социалистическое сельское хозяйство. Отставание в разработке этих практических приемов, необходимых для сельского хозяйства, в значительной мере является следствием того, что не изучалось распространение микроэлементов в почве — источнике зольного питания растений, а через них и животных. Однако значение микроэлементов этим не исчерпывается. В работах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Польшова, А. П. Виноградова вопросы распространения и поведения микроэлементов в организмах и почвах рассматриваются как большая биогеохимическая проблема.

«В XX столетии внимание ученых все более и более привлекает к себе присутствие в почве в незначительных количествах редких химических элементов. Не только было найдено большое число этих элементов, но и выяснилось, что почва должна содержать все вообще элементы. Значение этих «бесконечно малых» для биологических процессов делает необходимым определение их в почве, которая является единственным источником редких элементов для сухопутных организмов. Однако такие определения не носят еще систематического характера» (Вернадский, 1934).

«С геохимической и энергетической точек зрения процессы жизни являются очень тонкими реакциями, и поэтому, вероятно, ни в одной другой области геохимии, как в биосфере, не играют такой роли рассеянные элементы, катализаторы изменчивых валентностей, «вагабундирующие атомы», почвы очень подвижных систем» (Ферсман, 1937).

«Значение того или другого элемента в биологических и других процессах коры выветривания далеко не всегда определяется его количеством и иногда самое ничтожное содержание может обусловить весьма важные реакции (например, каталитическое действие)» (Польшов, 1933).

Медь, как микроэлемент почвы и организмов, привлекала внимание исследователей в течение целого столетия, но наиболее интенсивно изучался этот вопрос в последние 20—25 лет. В первую очередь расследовалась физиологическая роль меди в организмах и отчасти ее содержание в них. В результате многочисленных исследований было убедительно показано, что медь является элементом, существенно необходимым для нормального развития многих высших растений, и что она участвует в окислительно-восстановительных процессах в них, но физиологическая роль меди все же еще не выяснена до конца. За последние 10—15 лет началось изучение распространения меди в почвах, но опубликованных работ по этому вопросу очень мало. В иностранной литературе сообщаются отдельные, разрозненные, случайные данные. Наиболее полные работы принадлежат нашим, советским исследователям. Все же вопрос о распространении меди в растениях и почвах, о ее поведении в различных условиях почвообразования остается открытым. Поэтому не изучена и болезнь «медного голодания» растений на торфяноболотных, на некоторых подзолистых и песчаных почвах. Выяснение же причины возникновения этой болезни и разработка приемов ее предупреждения являются важной хозяйственной проблемой.

II. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

Физиологическое и агрохимическое значение меди

Предположение о возможном присутствии меди в растениях было высказано в середине XVIII в. К середине XIX в. работами многочисленных ученых было установлено, что медь входит в состав растений.

Б. Б. Полюнов (1948) делит химические элементы по отношению к живому веществу на элементы-органогены и элементы-примеси. Элементы-органогены делятся на две категории: абсолютные, т. е. такие, без которых невозможно существование какого бы то ни было организма, и специальные, т. е. необходимые для жизни лишь некоторых групп организмов. Элементы-примеси также делятся на две категории: абсолютные, т. е. такие, которые широко рассеяны и неизбежно присутствуют во всех природных растворах хотя бы в следах, и экологические (местные), присутствие которых выражено количествами, значительно превышающими их кларки. Медь предположительно отнесена к специальным органогенам и экологическим примесям.

Некоторые исследователи считают, что медь входит в состав ферментов и ее биологическая роль заключается в активировании перекиси водорода или органических перекисей, образующихся при обмене веществ, и что в нормально функционирующей клетке медь находится в микрогетерогенном состоянии. Это мнение подтверждается тем, что соли меди катализируют окисление органических веществ посредством перекиси водорода. Каталитическое действие меди проявляется при ничтожных концентрациях (1 : 100 млн.). Окислительная роль меди может проявляться как в непосредственном катализе медью реакции окисления, так и через посредство других биологических катализаторов (Михлин, 1947).

М. Я. Школьник (1939, 1947) выдвигает предположение, что действие микроэлементов на углеводный обмен является косвенным и что оно обусловлено их прямым воздействием на физико-химические свойства коллоидов плазмы, на активизацию соответствующих ферментов и на всю жизнедеятельность растений. Это не исключает некоторой роли микроэлементов в каталитических реакциях, регулирующих углеводный обмен, путем их прямого участия в производимой ферментом реакции или путем вхождения того или другого элемента в комплекс самого фермента как составляющей его части.

По мнению Г. В. Заблуда (1937), живые белково-пигментные коллоиды хлоропластид, в которых сосредотачивается фото-синтетический процесс, вступая в физико-химическую или химическую связь с ионами меди, приобретают повышенную стабильность и повышают жизнедеятельность пластид. Вследствие этого медь стимулирует процессы образования и тормозит процессы разрушения хлорофилла. Наряду с задержкой разрушения пластид и хлорофилла сохраняется жизнь всей клетки в целом и задерживается отмирание вегетативных органов.

И. В. Мосолов (1948) говорит, что, при отсутствии меди в питательной среде, в растениях (ячмень сорт Винер) нарушаются физиологические процессы. Синтетические процессы преобладают над гидролитическими, вследствие чего растение в течение длительного времени не образует регенеративных органов; в листьях таких растений к концу вегетации накапливается большое количество белкового азота и уменьшается содержание небелкового.

А. П. Виноградов (1932, 1934) указывает, что у большинства моллюсков и всех высших раков медь находится в крови, в дыхательном пигменте —

гемоцианине, играющем роль, аналогичную роли гемоглобина у других животных. Медь у высших животных связана с веществами, образующимися из пигмента крови, так называемыми порфиринами. Таким образом, видно, что у высших животных существует физиологически важный медный обмен.

А. В. Палладин (1946) отмечает важную роль меди в организме. У некоторых животных она входит в состав кровяного пигмента, участвует в окислительных процессах. Медь играет роль в кроветворении: при недостаточном поступлении меди в организм уменьшается новообразование гемоглобина. Медь оказывает терапевтическое действие при анемиях.

Сельскохозяйственная практика установила, что культурные растения на некоторых торфяноболотных и песчаных почвах часто подвержены болезни, имеющей разные названия: «болезнь обработки», «белая чума», «болезнь верещатников». У хлебных злаков она проявляется в том, что кончики листьев становятся белыми, зерно развивается шуплым, урожай резко снижается. При сильном проявлении заболевания зерно в колосе совершенно не развивается или же растение кустится, но не дает колоса. Ячмень и яровая пшеница более подвержены заболеванию, чем рожь и озимая пшеница. Болезни этой подвержены также хлебные злаки, кормовые травы, лен, конопля, овощные культуры, но степень проявления ее различна. Описанная болезнь прекращается при внесении в почву медных удобрений, при опрыскивании растений растворами солей меди и при введении растворов солей меди непосредственно в растение. Попытка заменить медь каким-либо другим элементом положительных результатов не дала.

На основании этих наблюдений было высказано предположение (Всесоюзный институт болотного хозяйства, 1937), что причиной появления болезни является недостаток меди в торфяных почвах. Но прямых доказательств правильности этого положения не было, так как не определялось содержание меди в почве.

Были высказаны и другие предположения о причинах возникновения указанной болезни растений на торфяно-болотных почвах:

- 1) наличие ядовитых веществ в торфяно-болотных почвах, так называемого глидина;
- 2) повреждение растений заморозками;
- 3) поражение корневой системы растений паразитами-грибами;
- 4) присутствие значительных количеств закиси железа.

Первые три предположения, выдвинутые иностранными исследователями, опровергнуты работами Всесоюзного института болотного хозяйства, четвертое не получило достаточного развития и подтверждения.

Болезнь, вызываемая только внесением меди, известна и у плодовых деревьев, развивающихся на не торфяных почвах. Она получила название «экантемы», или «суховершинности». Проявления болезни многообразны. Например, на побегах апельсиновых деревьев листья достигают чрезмерно больших размеров, самые побеги принимают ненормальную форму, появляются вздутия, трещины. Пораженные побеги теряют листья и высыхают. Болезнь устраняется при внесении меди в почву или при введении ее непосредственно в растение. Листья груши, пораженные экантемой, содержали 3,1—5,1 мг меди на 1 кг сухого вещества, а содержание меди в листьях нормального дерева достигает 11—20 мг (Стайлс, 1949).

«Болезнь обработки» имеет широкое распространение в Голландии, Германии и СССР на осушенных болотах, а иногда и на песчаных почвах. В связи с проводимыми в СССР колоссальными работами по освоению болот под сельскохозяйственные культуры, изучение причин появления «болезни

обработки» и разработка мер ее предупреждения имеют большое практическое значение.

Д. Н. Прянишников (1940) отмечает высокую эффективность медных удобрений и необходимость их внесения в торфяноболотные почвы.

А. М. Лазарев (1939) сообщает, что внесению меди в осоково-глинистый торф (долина р. Яхромы) вызывает резкое повышение урожая пшеницы, ячменя, тимофеевки, клевера и корней кок-сагыз.

М. Д. Бахулин (1934) установил, что при внесении меди урожай льна на верховых болотах повышается в три раза и улучшается его качество (Московская обл., болото «Галицкий Мох»).

С. Проскура (1940) наблюдал значительное повышение урожая и улучшение качества конопли при внесении меди в болота низинного типа со слабощелочной реакцией (Киевская обл. Панфильский болотный пункт).

Работой Е. А. Пановой (1941) подтверждена высокая эффективность медного удобрения на осоково-глинистом торфе долины р. Яхромы на культурах: овес, ячмень, яровая пшеница, кок-сагыз, подсолнечник и просо.

Г. И. Запольский (1948) говорит, что применение медных удобрений на временно избыточно увлажненных суходолах и на осушенных низинных болотах (Ленинградская обл.) несколько повышает урожайность трав, но главным образом улучшается ботанический состав трав луга, повышается питательная ценность сена и устраняется отрицательное влияние азотных удобрений на состав травостоя.

Гюдиг и др. (Hudig u. Meyer, 1926) установили полевыми опытами, что внесение в кислую торфяную (Голландия) почву сернокислой меди и медьсодержащих компостов повышает урожай зерновых культур и сахарной свеклы в 1,5—2,5 раза.

Радемахер (Rademacher, 1932) подтверждает большую эффективность медьсодержащих удобрений и сообщает о том, что внесение этих удобрений более целесообразно перед посевом, чем после него.

Всесоюзный институт болотного хозяйства (1937), ныне Институт мелиорации водного и болотного хозяйства (1949), провел большую исследовательскую работу по выяснению распространения «болезни обработки» на торфяноболотных почвах СССР, по изучению эффективности медных удобрений на различных типах болот и отзывчивости различных растений на медные удобрения, по замене чистых солей меди отходами производства, по установлению сроков внесения удобрений и их доз. К сожалению, не производилось количественного определения меди в почвах и растениях. По данным института, периодическое внесение медьсодержащего удобрения — пиритного огарка — в количестве 500 кг/га обязательно. Внесение медных удобрений повышает в два раза и больше урожай зерна пшеницы, ячменя и белых сортов овса; значительно повышает урожай корней и семян кок-сагыз, проса, конопли, подсолнечника, трав, фасоли, гороха, махорки, сахарной и кормовой свеклы, турнепса и других культур. Слабо отзывчивы на внесение медных удобрений только черные сорта овса, озимая и яровая рожь, картофель.

При внесении медных удобрений улучшается качество продукции: увеличивается абсолютный вес зерна хлебных злаков, выход, крепость и номерность волокна конопли, продукция семян злаковых трав, процент бобовых в травостое луго-пастбищных смесей, количество клубеньков на корнях мотыльковых растений, содержание сахара в капусте и свекле, жира — в масличных, витамина С — в капусте, стеблях и листьях люцерны и пр. При внесении медных удобрений уменьшается заболочаемость

корней кок-сагыз гнилью. Действие внесенных в торфяную почву медных удобрений сказывается в течение 3—4 лет. В настоящее время меры предупреждения проявления «болезни обработки» на торфяноболотных почвах БССР путем внесения медных удобрений приняли характер обязательных хозяйственных мероприятий.

Положительное действие медных удобрений не ограничивается торфяноболотными почвами, — оно проявляется и на минеральных почвах.

Н. Н. Мокин (1931) производил опыты с внесением меди в серозем под хлопчатник и установил, что она вызывает ускорение вегетации и повышение урожая хлопчатника (Среднеазиатский государственный университет).

И. К. Негоднов (1933) установил, что при внесении меди в сероземы (Узб. ССР, Кибрайский садхоз № 3) растительная масса проса повышается до 176 % от контроля. Часть растений достигает плодоношения; без меди плодоношения не было.

По данным И. Г. Важенкина (личное сообщение) внесение меди в среднеподзолистые тонкопесчаные почвы Соликамской опытной станции повышает урожай ячменя на 45 % (вегетационный опыт).

М. В. Каталимов (1936) проводил опыты с внесением меди и других микроэлементов в красноезем (Грузия, Анасеули). Положительного эффекта опыты не дали.

Ф. Н. Доминиковский (1948) наблюдал повышение урожая пшеницы на среднеподзолистых, пылевато-суглинистых почвах (Московская обл., Немчиновка) при внесении в них пиритного огарка, причем урожай зерна увеличился больше, чем урожай соломы. По мнению автора, это говорит об улучшении фосфатного питания и более интенсивном переводе усвоенных растением питательных веществ из вегетативных органов в продуктивные.

Следует отметить, что полевые и вегетационные опыты с внесением медных удобрений имели очень серьезный недостаток. При их выполнении не производилось количественное определение меди в почвах и в обычных удобрениях (НРК), которые при этом вносились. Вегетационные опыты с микроэлементами предъявляют особые требования к чистоте их выполнения, на что обращает серьезное внимание Д. Н. Прянишников (1940). Известно, что даже дистиллированная вода, полученная в кубе с медным холодильником, содержит некоторое количество меди, которая оказывает влияние на развитие растений. Кроме того, в пыли воздуха, особенно в городских районах, содержится значительное количество меди (М. П. Болотов, 1938). Все эти обстоятельства могут исказить данные опыта и затруднить их истолкование. Кроме того, опыты не вскрывают причины различной эффективности медных удобрений на разных почвах и не дают данных для заблаговременного выделения участков, на которых возможно проявление болезни, что весьма важно в хозяйственном отношении.

Необходимость учета микроэлементов (по крайней мере некоторых) должна быть распространена на всю агрохимическую методику, так как возможны случаи, когда микроэлементы, присутствующие в удобрениях, могут создать ложное представление о действии макроэлементов.

Физико-химические и химические свойства меди

Медь — элемент первой группы периодической системы элементов. Ниже приводятся некоторые наиболее общие свойства меди.

Атомный вес	63,57	ВЕК ¹	0,70; 1,05
Удельный вес	8,93	Геохимическая характеристика—халькосфера	
Атомный объем	7,12	Теплота образования окислов	+40,8
Радиус атомный	1,28	Теплота образования сульфидов	+46,0
Радиус иона (одновалентный)	0,96	Потенциал ионизации первого электрона	7,69
Геохимическая валентность	+1, +2		
Ионный потенциал	1,04		
ЕК ¹ ЕК ² 	0,70; 2,10		

Электроны атома меди расположены по оболочкам: К—2, L—8, М—18, N—1. Не вполне стабилизированная оболочка М способна к частичной потере электронов. Поэтому медь образует два ряда соединений: одновалентный, связанный с потерей одного электрона оболочки N, и двухвалентный, связанный с дополнительной потерей электрона оболочки М. Двухвалентные соединения более многочисленны, устойчивы и имеют более широкую область применения.

В земной коре к валентности 1 относятся лишь глубинные соединения, первичные сульфиды и минерал куприт Cu_2O . Все остальные минералы меди (около ста) отвечают валентности 2.

Соединения меди, отвечающие валентности 1, менее растворимы, чем соединения, отвечающие валентности 2. Ионы валентности 1 слабо мигрируют, а ионы валентности 2 мигрируют очень сильно наряду с довольно легко растворимыми солями галоидов и аниона SO_4 . Аналогичным образом от валентности иона зависит и осаждаемость благодаря активной поляризации ионами: (CO_3) , (SiO_4) , (PO_4) , (AsO_4) .

Характерной особенностью меди является чрезвычайная ее склонность к комплексообразованию. Из комплексных соединений наиболее характерны соли, содержащие циангруппу, и соединения с аммиаком — так называемые «аммиакаты», или амминсоединения; в первых медь входит в состав сложного аниона, например $[\text{Cu}(\text{CN})_2]^-$; в последних — в состав катиона, например $[\text{Cu}(\text{NH}_3)]^+$, $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_2]^+$, $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_4]^{2+}$.

В присутствии хлоридов других катионов (например, KCl , NaCl) CuCl_2 дает двойные соли типа $\text{CuCl}_2 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{H}_2\text{O}$, которые иногда рассматриваются как комплексные (например, $\text{K}_2\text{CuCl}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Особенно прочные комплексные соединения дает медь с органическими соединениями, например, с щавелевой, лимонной и малеиновой кислотами.

И. Н. Антипов-Каратаев (1947) изучал природу поглощения ионов меди почвами и глинами. В этих опытах на покровном суглинке обнаружена полная обратимость поглощения ионов меди; на черноземе некоторая часть их поглощается необратимо; еще большая часть меди поглощается необратимо на бентоните. Причину этого явления автор усматривает в образовании комплексных соединений меди и приходит к выводу, что медь поглощается почвами и глинами в смешанных формах: в виде обменных катионов и хемосорбционных (необменных) соединений.

Изучая прочность поглощения, И. Н. Антипов-Каратаев установил, что на сильно гумусированных почвах и монтмориллонитовых глинах по прочности поглощения ионы меди стоят на первом месте по сравнению с кальцием и магнием ($\text{Cu}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$), а на слабо гумусированных почвах и немонтмориллонитовых глинах — на последнем ($\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{Cu}^{++}$). Далее автор приходит к выводу, что так называемая «болезнь обработки» проявляется на торфяноболотных почвах в тех случаях, когда количество подвижной меди меньше 50% от общего его количества в почве при валовом содержании около $2 \cdot 10^{-3}\%$.

Установленное Антиповым-Каратаевым явление необменного поглощения меди хорошо согласуется с известными фактами о том, что токсичность

разных количеств меди тем меньше, чем больше адсорбционная способность почвы, и что сильно гумусные почвы продолжительное время удерживают в верхнем горизонте внесенные в них соли меди. Например, из 20 кг сульфата меди на акр через пять лет в верхнем слое 20 см оказалось 19,2 кг (Lucas, 1948). На низинных осоково-глинистых торфах при культуре ячменя токсичность меди не проявляется при концентрации в 0,13% (Бобко и Панова, 1945).

Распространение меди в земной коре

Для земной коры весовой кларк меди исчисляется в $1 \cdot 10^{-2}\%$ и атомный в $3 \cdot 10^{-3}\%$ (Кларк и Вашингтон). Основная масса меди находится в рассеянном, диффузном состоянии во всех телах земной коры, органических и неорганических, в породах изверженных, осадочных и метаморфических, в почвах, водах, растениях и животных.

В. И. Вернадский (1934) устанавливает шесть геохимических групп элементов: благородные газы, благородные металлы, циклические элементы, рассеянные элементы, элементы сильно радиоактивные и элементы редких земель. Медь отнесена к циклической, или органогенной, группе. Эта группа включает наибольшее число элементов и образует почти всю земную кору, и для нее характерны многочисленные химические обратимые процессы. Каждый элемент этой группы дает характерные для определенной геосферы, постоянно возобновляющиеся соединения, может переходить из одного состояния в другое и возвращаться в исходное состояние. Органогенная группа элементов имеет большое значение для живого вещества, и, наоборот, живое вещество имеет исключительное значение для многообразных превращений этой группы элементов.

Не исключена возможность нахождения меди в состоянии, характерном для группы рассеянных элементов, т. е. в виде отдельных атомов. В. И. Вернадский распространяет состояние рассеяния на все элементы при очень малых их концентрациях. По Вернадскому, медь относится к девятому изоморфному ряду (Mg, Mn, Fe, Zn, Cd, Cu, Ni, Co) и к десятому (Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Tl).

Для нас представляет интерес девятый ряд, согласно которому медь в магматической и метаморфической оболочках может изоморфно замещать магний и железо. Из этого ряда следует, что в основных магматических породах возможно присутствие меди в рассеянном виде в силикатах магния и образование при выветривании водных силикатов меди. Из магматических сульфидных расплавов медь выносятся вместе с летучими соединениями и выпадает из гидротермальных растворов совместно с другими элементами изоморфного ряда. В коре выветривания при окислении сульфидов происходит образование сульфатов, карбонатов и водных силикатов меди (Уклонский, 1940).

В природе встречается около 155 минералов меди (Ферсман, 1939), из них самородных 3, сернистых 47, галоидных соединений 18, окислов 5, карбонатов 5, силикатов 8, фосфатов и аналогов 35, нитратов 2, сульфатов и аналогов 30 и других 2. Наиболее распространены медьсодержащие минералы (Наковник, 1938):

Самородная медь	Cu
Сульфиды и их аналоги и сульфосоли:	
халькозин	Cu_2S
ковелин	CuS
халькопирит	CuFeS_2

борнит	$3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{FeS}$
тениантит	$4\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}$
тетраэдрит	$4\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}$
энаргит	$3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}$
Окислы:	
куприт	Cu_2O
тенорит	CuO
Карбонаты:	
малахит	$\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$
азурит	$2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$
Сульфаты:	
брошантит	$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{Cu(OH)}_2$
Галогиды:	
атакамит	$\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu(OH)}_2$
Силикаты:	
хризосола	$\text{CuSiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Медь является специфически халькофильным элементом; первичными соединениями ее для зоны выветривания служат по преимуществу сернистые соединения, среди которых широким распространением пользуется только халькопирит, или медный колчедан, в большинстве случаев первичный минерал меди. Встречается почти во всех месторождениях медных руд. Как глубинный минерал, на поверхности халькопирит быстро разрушается, давая в зоне окисления начало ряду новых минералов.

Отмечается сравнительно большая неустойчивость почти всех соединений меди, образующихся в зоне окисления. Эти соединения преобразуются преимущественно в карбонаты и силикаты и в меньшей мере в фосфаты и другие соединения. Не будучи достаточно устойчивыми, карбонаты, силикаты и пр. под действием даже обычных грунтовых вод растворяются и выносятся.

В коре выветривания фиксация меди происходит под влиянием разнообразных высокодисперсных веществ (глинистые продукты и др.), которые могут удалять медь из раствора. Относительно высокая растворимость соединений меди, фиксация ее из растворов высокодисперсными веществами, а также присутствие в теле организмов являются причинами широкой распространенности меди в осадочных породах, на которых развилась подавляющая часть почв СССР (Смирнов, 1936; Уклонский, 1940)¹.

О минералах меди в почве практически ничего не известно, поэтому в данное время мы можем только предполагать наиболее возможные формы нахождения меди в почвах, исходя из свойств меди и тех общих закономерностей, которые известны для нее в коре выветривания. Этот вопрос усложняется еще тем, что для микроэлементов приобретают особое значение сложные взаимодействия микробиологического характера. В. И. Вернадский (1940) пишет: «Мы знаем, что организмы не случайно берут наблюдаемые в них элементы. Есть ряд приспособлений в их структуре и в их жизни, которые обуславливают захват того или иного химического элемента, в том или ином количестве в их среду и образование из него нужных ему продуктов... Несомненно этими проявлениями жизни могущественным образом и нарушаются в земной коре все химические реакции. Благодаря им, главным образом, история химических элементов совсем иная, чем какой она была бы, если бы химия земной поверхности обуславливалась только составом и термодинамическим полем этой поверхности. Мы знаем, что благодаря этим явлениям огромная часть химических элементов биосферы захватывается живым веществом и направляется в другие

¹ Под осадочными породами мы подразумеваем как морские, так и континентальные отложения (глины, суглинки, песчаники, лёсс и др.).

русла химической реакцией, чем то, в котором они шли бы в случае отсутствия на земле жизни».

Б. Б. Полюнов (1934) отмечает, что значительные количества цинка и меди проходят в своем цикле в зоне выветривания через живое вещество, не только пассивно поглощаясь организмами из растворов, но и вступая в органоинеральные соединения, выполняющие те или другие физиологические функции. Медь связывается органическим соединением гемоглобином — кровяным пигментом — у некоторых низших животных из группы моллюсков и членистоногих. Медь и цинк концентрируются в крови и мускулах многих беспозвоночных животных (кишечнополостных, иглокожих, червей, ракообразных и моллюсков) и обнаруживаются в печени, мышцах, коже, молочных железах, семенниках и других органах высших животных.

Распространение меди в породах, растениях, водах и почвах

Работ, касающихся содержания и распределения меди в породах, растениях и особенно в почвах, очень мало. Отдельные данные приводятся в некоторых работах иностранных исследователей, но они разрознены и случайны и поэтому не дают сколько-нибудь полного представления о содержании и распределении меди в почвах. Наиболее полные данные приводятся в работах А. П. Виноградова (1940) и Д. П. Малиюга (1944, 1946).

А. П. Виноградов изучал содержание меди в почвах и в связи с этим анализировал торфяные, подзолистые, серые лесные почвы, черноземы, сероземы и некоторые другие почвы различных районов СССР. По его данным оказалось, что слабо гумусированные почвы содержат медь в количестве $1 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-3}\%$, тогда как торфяные почвы содержат медь в количестве, меньшем чем $1 \cdot 10^{-3}\%$. На основании этого автор делает вывод, что «болезнь обработки» растений является по существу болезнью, вызываемой недостаточностью меди в почве.

Представляют интерес данные о содержании и распределении меди в почвах, организмах, воде и пр., полученные Д. П. Малиюга при изучении геохимии кобальта, никеля и меди. Автор приходит к выводу, что медь содержится в указанных объектах в следующих количествах:

В почвах	от $2 \cdot 10^{-3}$	до $7,2 \cdot 10^{-4}\%$
В илах	» $6,1 \cdot 10^{-4}$	» $2,3 \cdot 10^{-3}\%$
В водах:		
океанов	» $1,4 \cdot 10^{-5}$	» следов
морей	» $1,4 \cdot 10^{-5}$	» $2,0 \cdot 10^{-7}\%$
соленых озер	» $4,6 \cdot 10^{-7}$	» $3,2 \cdot 10^{-7}\%$
пресных озер	» $3,1 \cdot 10^{-6}$	» $6,0 \cdot 10^{-7}\%$
рек Европейской равнины	» $3,8 \cdot 10^{-6}$	» $2,2 \cdot 10^{-7}\%$
В морских организмах	» $3,3 \cdot 10^{-1}$	» следов
В пресноводных растениях	» $4 \cdot 10^{-5}$	» $2,7 \cdot 10^{-5}\%$

Приведенные данные показывают широкое распространение меди в биосфере.

В 1938 г. в Почвенном институте АН СССР под руководством И. Н. Антипова-Каратаева началось изучение распространения меди в почвах. Были разработаны спектральный метод определения меди (Иванов, 1939) и химический метод (Король, 1940), а также получен материал о распространении меди в почвах (Седлецкий, Иванов, 1941; Иванов и Седлецкий, 1946) и о ее подвижности в них (Антипов-Каратаев, 1947)..

Полученные данные показывали зависимость распределения меди от характера почвообразовательного процесса и зависимость потребности в медных удобрениях на торфяных почвах от содержания в них меди.

Большой интерес представляет подход И. Н. Антипова-Каратаева к изучению подвижности меди в почвах, что неоднократно указывается нами в тексте. Успешно начатые работы в этой области были прерваны на время Великой Отечественной войны и возобновились после ее окончания под руководством академика Б. Б. Полинова.

В данной работе приводится вновь полученный материал.

Е. С. Иткина (1942, 1946, 1948) изучала содержание меди в осадочных породах и водах нефтеносных районов СССР. Из приведенного в работе аналитического материала видно, что медь широко распространена в осадочных породах нефтяных месторождений. Количество меди в этих породах колеблется в пределах 10^{-4} — $10^{-3}\%$. По данным автора, воды нефтяных месторождений Азербайджана содержат медь в количестве 10^{-5} — $10^{-4}\%$, в то время как в водах «Второго Баку» она не обнаружена, хотя золы нефтей последнего содержат меди больше, чем первые. Автор предполагает, что содержание меди в водах зависит от содержания ее в породах. Медь широко распространена в песчано-глинистых фациях продуктивной толщи Апшеронского полуострова, а разрез «Второго Баку» составляют известняки и доломиты, содержащие медь в ничтожных количествах. Поэтому воды нефтяных районов Азербайджана более обогащены медью по сравнению с водами «Второго Баку».

Л. А. Гуляева, Е. С. Иткина и И. И. Ромм (1941) нашли, что в нефтях содержание меди составляет величину порядка 10^{-4} — $10^{-5}\%$ и в золах нефтей 10 — $1 \cdot 10^{-2}\%$, причем медь связана с органическим веществом, а не с механическими примесями.

Значительное количество меди (в среднем 2—3%) содержат купролиты—осадочные породы, заметно обогащенные медью (Пустовалов, 1940). Характерной и постоянной составной частью купролитов являются растительные остатки или битуминозное вещество. Существуют две точки зрения на образование купролитов: гипотеза органогенной и химической концентрации меди.

Для объяснения присутствия значительных количеств меди в пермских отложениях Я. В. Самойлов (1929) предположил, что, возможно, в истории земли были такие периоды, когда жили животные, содержащие в своей крови не гемоглобин, а гемоцианин, т. е. животные, в крови которых железо было заменено медью. Такие животные существуют в настоящее время среди ракообразных и мягкотелых. После смерти организмов тела их переходили в осадок и давали рассеянное состояние и минеральное скопление элемента. Открытие купролитов среди осадочных образований не только пермского, но и иных возрастов (силурийские, девонские, третичные отложения) противоречит высказанному предположению.

Вторая точка зрения основана на том, что медь переходит в легкоподвижные растворимые соединения в условиях высокого кислородного потенциала, имеющего место на земной поверхности. Растворы, содержащие медь, могут транспортировать ее до тех пор, пока не приобретут восстановительных свойств. В этих условиях медь переходит в нерастворимые соединения, которые и выпадают в осадок. Одним из фактов, подтверждающих эту точку зрения, является то, что выделения меди приурочены к породам, обогащенным растительным материалом или битуминозным веществом, т. е. к условиям с низким потенциалом окисления. Физико-химическая гипотеза накопления меди в осадочных породах не исключает участия в этом процессе и организмов.

В литературе (Твенхофел, 1935) высказываются предположения о возможности осаждения некоторыми микроорганизмами меди из растворов. Опыты показали, что микроорганизмы могли жить при концентрации меди в растворе 1 : 2500 и осаждают металлургическую медь из сернокислого раствора меди.

А. Д. Архангельский и Е. В. Рожкова (1932), А. Д. Архангельский и П. В. Соловьев (1938) экспериментально изучали условия накопления меди в осадочных породах и пришли к двойственному выводу, что в одних случаях медь имеет органогенное, а в других обломочное или химическое происхождение, но значительная концентрация меди в породах может возникать лишь вторым путем.

Н. М. Страхов (1937), изучая геохимию фосфора, ванадия и меди в породах, обогащенных органическим веществом (Черное море, Южный Урал, Нижняя Волга), установил, что соединения меди больше накапливаются в пластах, обогащенных органическим веществом, по сравнению с пластами, бедными им. Автор считает, что эта медь частично внесена в осадок организмами и частично адсорбирована органическим веществом.

На основании обзора литературы можно сделать следующий вывод. Изучение меди в почвах имеет как общегеохимическое, так и непосредственно практическое значение. Медь является элементом, существенно необходимым для нормального развития организмов. Внесение медных удобрений в некоторые почвы резко повышает урожай растений и повышает его качество. Недостаток работ по агрохимии меди заключается в том, что они не были связаны с количественным определением меди в почве как источнике зольного питания растений. Остаются невыясненными общие закономерности распространения меди в почвах.

III. ЗАДАЧИ ПРОВЕДЕННЫХ АВТОРОМ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРИМЕНЕННЫЙ ИМ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ

Большая практическая значимость медных удобрений обязывает более углубленно выяснить содержание меди в породах, растениях, водах и почвах, ее миграцию при почвообразовании, химические формы и их доступность растениям, что должно представлять основу решения ряда теоретических и практических вопросов.

В соответствии с этим, задачами данной работы было выяснить:

- 1) содержание меди в изверженных породах и в первичных продуктах почвообразования;
- 2) закономерности распределения меди в профилях почв различного типа;
- 3) содержание меди в торфяных почвах в связи с проявлением в них медного голодания растений.

Для выполнения поставленных задач был предварительно разработан и применен спектральный метод количественного определения меди (Иванов, 1939).

Количественный спектральный анализ основан на зависимости интенсивности спектра от концентрации элемента. Эта зависимость выражается экспериментальной формулой

$$I = aC^b,$$

1

где I — интенсивность спектральной линии, C — концентрация элемента, a и b — некоторые постоянные.

Однако интенсивность спектра зависит не только от концентрации элемента, но и от условий возбуждения. Поэтому, как правило, по абсолютной интенсивности нельзя сделать точных заключений о концентрации. Установлено, что некоторые линии элементов пробы сходным образом реагируют на изменение условий возбуждения спектра и тем самым сохраняют свою относительную интенсивность. Эти линии получили название гомологических пар. Отсюда следует, что относительная интенсивность гомологической пары линий двух элементов при постоянстве концентрации одного элемента является функцией концентрации другого элемента.

Из формул типа 1 для линии определяемого элемента $I_{оп}$ и линии элемента сравнения $I_{ср}$ можно написать:

$$\frac{I_{оп}}{I_{ср}} = a' C^b. \quad 2$$

Логарифмирование этого выражения дает:

$$\lg \frac{I_{оп}}{I_{ср}} = b \lg C + \lg a', \quad 3$$

т. е. линейную связь между логарифмом относительной интенсивности и логарифмом концентрации элемента в пробе. Это соотношение позволяет придать градуировочным графикам прямолинейный вид и уменьшить число эталонов.

Практика спектрального анализа основана на эмпирическом отыскании связи между концентрацией и относительной интенсивностью гомологической пары. При этом за элемент сравнения (внутренний стандарт) принимается основной элемент пробы, или элемент вспомогательного электрода, или же элемент, специально введенный в анализируемую пробу. Почвы резко отличаются своим составом даже в пределах одного почвенного профиля. Поэтому при их анализе элемент сравнения должен искусственно вводиться. Количество элемента сравнения на единицу веса (объема) пробы и способ введения должны определяться в зависимости от поставленной задачи.

Для построения градуировочного графика готовятся эталоны с известным содержанием тех элементов, которые подлежат определению. При анализе почв эталонами могут служить те почвы, химический состав которых известен. В них необходимо внести только элемент сравнения. Отсутствие этого элемента в почве должно быть предварительно установлено. Основным веществом для подготовки эталонов могут служить и те почвы, в которых элемент, подлежащий определению, отсутствует. В этом случае в такую почву вводятся определяемый элемент и элемент сравнения. Основным веществом для эталонов могут служить искусственные смеси. Необходимо стремиться к тому, чтобы состав смеси был возможно ближе к анализируемым почвам. Для лучшего усреднения нужно определяемый элемент и элемент сравнения вводить в виде раствора, что особенно важно при малых концентрациях.

Для выполнения количественного анализа необходимо построить по эталонам экспериментальный график зависимости относительной интенсивности спектральной линии определяемого элемента от его концентрации.

Почвы представляют собой объекты, очень сложные по своему химическому и минералогическому составу. Поэтому влияние отдельных компонентов почвы на интенсивность спектра определяемого элемента вполне возможно. Сложность исследуемого объекта и недостаточная изученность

физико-химической стороны всевозможных влияний не позволяют заранее предсказать с полной уверенностью возможность такого влияния, его величину и направление.

Приемы устранения всевозможных влияний сводятся к применению стандартов, близких по своему составу к исследуемым пробам, к подбору такого элемента сравнения, который близок по своему физико-химическому поведению к определяемому элементу и предварительной химической подготовке проб.

Разработка спектрального метода количественного определения сводится к следующему:

- а) выбор линий определяемого элемента, свободных от наложений линий основного вещества и возможных примесей пробы;
- б) выбор элемента сравнения, близкого по своим физико-химическим свойствам к определяемому элементу и имеющего линии, близкие к линиям определяемого элемента;
- в) выбор метода возбуждения спектра и способа введения пробы в источник;
- г) подбор гомологических пар и условий возбуждения спектра;
- д) выбор способов подготовки пробы к анализу: в простейшем случае подготовка почвенной пробы может заключаться в удалении влаги путем просушивания при определенной температуре, в растирании пробы и введении элемента сравнения. При работе с растворами может встретиться необходимость их предварительного разбавления или выпаривания, но может оказаться нужным выполнить более сложную подготовку пробы, которая будет заключаться в разложении пробы на отдельные аналитические группы;
- е) изучение влияния отдельных компонентов пробы на интенсивность спектра определяемого элемента;
- ж) подготовка эталонов;
- з) построение градуировочного графика.

Выполнение количественного анализа по разработанному методу можно разбить на три основных этапа: 1) подготовка пробы, 2) получение спектра и 3) фотометрирование.

Наиболее чувствительными линиями спектра меди, позволяющими обнаруживать медь в концентрациях $10^{-4}\%$, являются резонансные линии 3247,54 Å и 3273,95 Å, расположенные в ультрафиолетовой области спектра. Другие линии спектра меди значительно уступают указанным линиям в их чувствительности и при очень малых концентрациях меди, какие имеются в почвах, не появляются в ее спектре.

В непосредственной близости к указанным линиям меди находятся линии спектра ряда элементов, которые в различных концентрациях всегда присутствуют в почве, а присутствие некоторых из них вполне возможно. Эти элементы и линии следующие:

Co	3246,98 Å	Mn	48,52 Å
Co	47,18	Ti	48,60
Fe	47,21	Co	3273,93
Fe	47,28	Mo	74,20
Fe	46,21	Fe	74,45
Ni	48,26	Ca	74,70

При возбуждении спектра почвы электрической дугой указанные линии элементов могут возбуждаться, а спектрограф с невысокой разрешающей способностью, который был в нашем распоряжении (Хильгер,

средняя модель), не может дать их раздельно на спектрограмме. Поэтому при возбуждении спектра почвы электрической дугой или искрой наложения на линии меди линии других элементов неизбежны. Кроме того, даже очищенные угольные электроды часто содержат некоторое количество меди. При очень малых концентрациях меди и слабых интенсивностях линий ее спектра даже небольшие наложения дали бы весьма искаженное представление о содержании меди в почве.

Наложения линий можно избежать путем химической подготовки пробы (выделение определяемого элемента, удаление мешающих элементов или целых аналитических групп). Но химическая подготовка пробы значительно обесценила бы целесообразность применения спектрального метода. К тому же нет никакой уверенности в том, что химическая подготовка пробы, при столь малой концентрации определяемого элемента, не внесла бы своих собственных и значительных ошибок. Исходя из этих соображений, от применения дуги и искры как источников возбуждения спектра почвы пришлось отказаться и применить ацетилено-воздушное пламя.

Ацетилено-воздушное пламя — менее мощный источник возбуждения спектра, чем дуга или искра. Оно возбуждает спектр около 25 элементов, причем их спектр очень беден линиями. Медь дает только две основные линии: 3247,54 и 3273,95 Å. Наложение линий других элементов полностью исключается.

Пламя обладает высоким постоянством условий возбуждения, что весьма существенно при количественном анализе.

Фиг. 1. Вдуватель

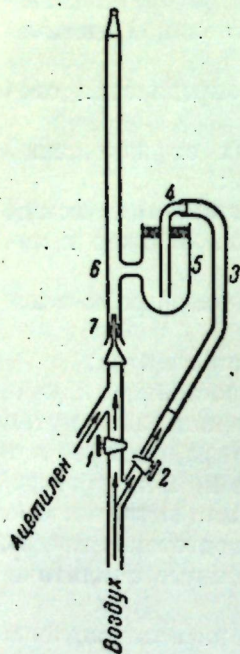
За элемент сравнения (внутренний стандарт) был взят кадмий, который дает очень удобную для сравнения линию — 3261 Å. Хлористый кадмий вводился в почву и стандарты из расчета 30 мг на грамм пробы. При предварительном просмотре различных почв указанная линия кадмия ни в одном спектре не была обнаружена. Кадмий очень мало чувствителен к пламени. Поэтому ничтожные количества кадмия, которые могут быть в почве, совершенно не могут повлиять на интенсивность линии кадмия, искусственно вводимого в почву.

Для введения проб в пламя применялся вдуватель, схема которого дана на фиг. 1.

200 мг тщательно растертой почвы помещают в чашечку 5. Воздух, поступающий в чашечку через кран 2 и трубки 3 и 4, захватывает часть почвы и переносит ее горелку 6. Здесь почва подхватывается потоком воздуха и ацетилена и переносится в пламя. По чашечке непрерывно ударяет молоточек электрического звонка. Краны 1 и 2 дают возможность регулировать поток воздуха. Узкая трубка с пробкой 7 хорошо предохраняет от загрязнения почвой ниже расположенные краны.

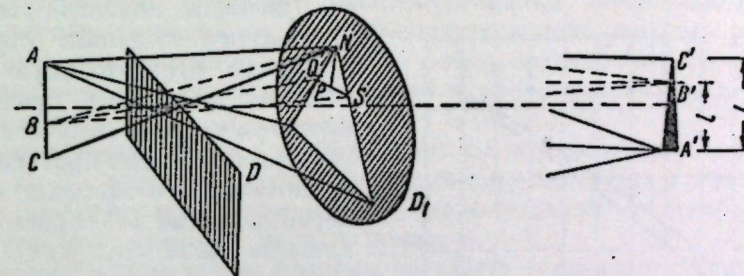
Относительная интенсивность линий меди 3247 Å и кадмия 3261 Å определялась методом фотографического фотометрирования при помощи диафрагм (Алексеева и Иванов, 1939), который заключается в следующем.

Перед линзой коллиматора (фиг. 2) помещается трехугольная диафрагма D_1 ; в точке пересечения крайних лучей, идущих от концов щели AC , ставится экран D , верхний край которого расположен на оптической оси коллиматора. При таком расположении экрана от каждой точки щели



через диафрагму D_1 будут проходить различные световые потоки. От точки A будет проходить максимальный световой поток, определяемый всей площадью отверстия диафрагмы D_1 ; поток от точки C будет задерживаться экраном D ; поток от какой-либо промежуточной точки B будет определяться площадью отверстия NQS . Изображения линий будут обладать спадом яркости вдоль линий. Закон спада будет определяться формой отверстия диафрагмы D_1 .

При трехугольной диафрагме площадь работающего отверстия пропорциональна квадрату высоты $(NP)^2$. Так как NP пропорционально BC и,



Фиг. 2. Схема расположения диафрагмы

следовательно, пропорционально расстоянию точки B' от конца линий C' , то яркость линий в точке B выразится формулой

$$I = I_0 \left(\frac{L-l}{L} \right)^2, \quad (4)$$

где L — длина изображения всей линии, l — расстояние точки B' от начала линии A' , а I_0 — максимальная яркость в точке A' .

При фотографировании спектра спектральные линии различной интенсивности будут иметь различную высоту на фотопластинке. Интенсивности двух линий в местах их исчезновения будут равны, так как эти интенсивности соответствуют порогу пластинки. Исходя из формулы 4, относительную интенсивность двух линий I_1 и I_2 с их длинами l_1 и l_2 на фотопластинке выразим формулой

$$\frac{I_1}{I_2} = \left(\frac{L-l_2}{L-l_1} \right)^2. \quad (5)$$

Таким образом, определение относительной интенсивности в техническом отношении сводится к измерению высот спектральных линий на фотопластинке.

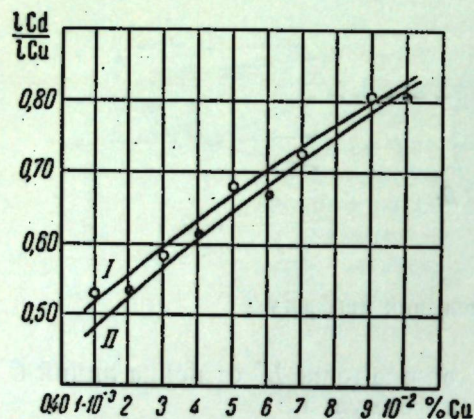
Пользуясь формулами 3 и 5, можно написать

$$\lg \frac{L-l_2}{L-l_1} = \frac{b}{2} \lg C + A, \quad (6)$$

где $A = \lg \frac{a'}{2}$ не зависит от концентрации. Эта формула служит основанием для построения градуировочного графика. В формулу 6 не входят величины, характеризующие фотопластинку и зависящие от фотографического процесса, что является определенным достоинством метода.

Для построения градуировочного графика и выяснения влияния состава пробы на относительную интенсивность линий было приготовлено четыре вида стандартов: 1) на кремневой кислоте; 2) на торфяной почве;

3) смесь элементов, в которую входили кремний, алюминий, железо, кальций, магний, марганец, натрий, калий, фосфор и органические соединения; 4) водный раствор. Медь вводилась в виде сернокислых соединений. Кривые, построенные по спектрам стандартов в виде порошков, совпали. Но кривая для растворов имела смещение, причем оно было больше для меньших концентраций. Совпадение кривых, полученных со стандартами, резко отличающимися по составу, позволяет производить анализ различных почв по одной градуировочной кривой, что в значительной мере упрощает выполнение анализа. График показан на фиг. 3.



Фиг. 3. Градуировочные графики.

I — стандарты в виде порошков;
II — водные растворы

Для более полного выяснения возможного влияния структуры пробы на относительную интенсивность линий была предпринята предварительная химическая обработка почвенных проб сильными кислотами. Отклонения между обработанными и необработанными почвами были в пределах ошибки измерения. Подсчет отклонений, полученных при построении градуировочных кривых, показал, что анализ почвы на медь в области концентраций 10^{-3} — 10^{-2} % может быть выполнен с точностью $\pm 10\%$, вполне достаточной для решения задач, поставленных в этой работе.

Для выполнения анализа воздушно-сухая почва растиралась и

просушивалась при температуре 105° . После просушивания бралась навеска 3—5 г, в которую вводился хлористый кадмий в растворе из расчета 30 мг на грамм. Проба тщательно перемешивалась, высушивалась и растиралась до очень мелкого состояния. 200 мг пробы при помощи вдувателя вводилась в пламя. По полученной спектрограмме определялась относительная интенсивность линий меди и кадмия. По градуировочному графику определялась концентрация меди, соответствующая данной интенсивности. При анализе вод и вытяжек они предварительно выпаривались и сухой остаток анализировался.

Измерение высот спектральных линий при концентрации меди меньше чем $8 \cdot 10^{-4}$ % становится затруднительным. Часть анализов при очень малых концентрациях меди выполнена по методу спектров сравнения. Все растения, некоторые торфы и сильно гумусные горизонты почв перед анализом предварительно озолялись, что приводило к относительному обогащению медью анализируемых проб и давало возможность выполнить анализ с применением описанного выше фотометрического метода.

IV. ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД, РАСТЕНИЙ И ПОЧВ НА СОДЕРЖАНИЕ В НИХ МЕДИ

Исследованные объекты представляют собой почвообразующие породы (изверженные и осадочные), первичные мелкоземистые продукты почвообразования, почвы и растения. Анализ первичных мелкоземов и почв выполнялся сопряженно с анализом пород, на которых они развились, так как только такой анализ может характеризовать поведение элемента в почвообразовательном процессе.

Образцы почв, исключая торфяноболотные, были взяты и описаны почвоведом Почвенного института АН СССР¹. Во многих случаях была возможность пользоваться не только общей характеристикой какой-либо зоны, но и конкретными описаниями, данными анализа почвенных разрезов и согласовать особенности поведения меди в почвенном профиле с особенностями проявления почвообразовательного процесса.

Среди анализированных почв представлены следующие: сероземы, каштановые, черноземы, серые лесные, дерново-подзолистые, тундровые, засоленные и торфяноболотные. Из этого перечня видно, что изучением охвачены основные, наиболее распространенные почвенные типы. Для характеристики почвенного типа анализировались разрезы различного географического положения и условий почвообразования, что позволяло иногда установить общие закономерности в распределении меди в профиле этого типа.

Большая часть разрезов представлена не только основными горизонтами (А, В, С), но и переходными между ними и захватывает значительные глубины почвообразующей породы. Это дало возможность наиболее полно проследить распределение меди в почве.

Торфяноболотные почвы собраны на полях исследовательских учреждений и совхозов и охватывают массивы разного географического положения, типа и различной степени нуждаемости в медных удобрениях.

Содержание меди дается в процентах на почву, высушенную при температуре 105° . Представить все полученные данные о содержании меди в прокаленной или безгумусной почве оказалось невозможным, потому что, как правило, количество анализированных на медь горизонтов в разрезе больше, чем горизонтов, для которых имеется общий химический анализ. Сопряженный анализ почвы и растений дается на золу и на прокаленную почву.

Перейдем к рассмотрению полученного аналитического материала.

В табл. 1 приводятся данные о содержании меди в изверженных породах.

Мы видим, что содержание меди в анализированных изверженных породах колеблется от $3 \cdot 10^{-4}$ % до $3 \cdot 10^{-3}$ %, причем наибольшее количество меди содержат основные породы, наименьшее — кислые, а промежуточное положение занимают средние породы.

Так как содержание какого-либо элемента зольного питания в почве определяется его содержанием в почвообразующей породе, то из полученных данных можно сделать вывод: почвы, развившиеся на кислых породах или на продуктах их выветривания, должны содержать медь в меньших количествах, чем почвы, развившиеся на основных породах или на продуктах их выветривания.

Интересен вопрос о формах нахождения меди в изверженных породах. В первую очередь можно рассматривать две формы: самостоятельные минералы меди и изоморфное замещение. Самостоятельные минералы меди в изверженных породах при рассматриваемых ее концентрациях хотя и возможны, но мало вероятны (Ноддак, 1936). Изоморфное замещение — наиболее вероятная форма нахождения меди. По В. И. Вернадскому, медь находится в девятом изоморфном ряду и, согласно этому ряду, в магматической и метаморфической оболочках медь может замещать магний и железо, которые входят в состав основных пород (амфиболы и пироксены).

¹ Принадлежность почвенных разрезов, пород и растений дается в тексте или в сносках. Образцы без указания принадлежности собраны автором.

Таблица 1

Содержание меди в изверженных породах *

Породы	Содержание меди, %	Место взятия образца
Кислые		
Гранит	$0,3 \cdot 10^{-3}$	Северный Кавказ
»	0,5	Урал
Микроклиновый гранит	0,3	»
Нормальный гранит	0,3	»
Андезит	0,3	Закарпатье
Средние		
Трахит	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Армянская ССР
Нефелиновый сиенит	1,5	То же
Диорит	0,6	Северный Кавказ
Андезит-дацит	1,6	То же
Основные		
Порфирит	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Армянская ССР
Базальт	2,4	То же
»	2,8	»
»	2,7	»
»	2,0	Болгария

* Образцы пород представлены Р. Х. Айдинян, Е. И. Парфеновой, В. П. Петровым и В. М. Фридланд.

Содержание меди в осадочных породах представляет весьма пеструю картину. Наблюдаются значительные различия в содержании меди между отдельными образцами внутри каждой группы пород и между породами в целом. Так, глины Барабинской низменности показывают среднее содержание меди в $3 \cdot 10^{-3}\%$, а глины Талыша — $9 \cdot 10^{-3}\%$. Лёссы Европейской части СССР и Средней Азии обеднены медью (около $5-10^{-4}\%$), что является следствием обедненности медью кислых пород, продуктами выветривания которых являются эти лёссы. Остаточная красноцветная кора выветривания (Чаква) содержит очень много меди (около $7,5 \cdot 10^{-3}\%$), что объясняется ее происхождением из авгитового порфирита, т. е. основной породы.

Данные анализа осадочных пород (приведены в анализах почв) показывают, что глины содержат медь в больших количествах, чем суглинки, а суглинки — в больших, чем песчаные породы и лёссы. Обогащение глинистых пород, возможно, связано с их сорбционными свойствами. Монтмориллонит глины сорбирует медь в значительных количествах и прочно ее удерживает.

Очень интересно было выяснить поведение меди на первых стадиях почвообразования, для чего были анализированы изверженные породы и образовавшиеся на них под литофильной растительностью продукты первичной стадии почвообразования. Данные анализа приведены в табл. 2.

Данные ярко и убедительно показывают, что в первичных мелкоземистых продуктах почвообразования и в примитивных почвах, развившихся на изверженных породах под литофильной растительностью, наблюдается резкое обогащение медью по сравнению с породой. Это

Таблица 2

Содержание меди в породах и образовавшихся на них первичных мелкоземах

Образец	Содержание меди, %	Место взятия образца
Первичный мелкозем	$4,6 \cdot 10^{-3}$	Армянская ССР
Трахит	1,3	
Первичный мелкозем	5,0	То же
Порфирит	2,0	
Первичный мелкозем	5,4	»
Нефелиновый сиенит	1,5	
Первичный мелкозем	4,2	Сев. Кавказ
Андезит-дацит	1,6	
Первичный мелкозем	6,4	Армянская ССР
Базальт	2,4	
Примитивная почва	3,0	Сев. Кавказ
Гранит	0,3	
Примитивная почва	1,4	То же
Диорит	0,6	
Примитивная почва	3,1	»
Сиенит	0,4	
Примитивная почва	5,5	Армянская ССР
Базальт	2,8	
Примитивная почва	4,0	Сев. Кавказ
Слюдистые сланцы	0,6	

доказывает, что обогащение верхних горизонтов почвы начинается уже на первых стадиях почвообразования и что примитивная растительность активно поглощает медь из породы и препятствует ее выносу.

Рассмотрим данные о содержании меди в почвообразующих породах и верхних горизонтах образовавшихся на них почв. Эти данные приводятся в табл. 3 и 4.

Мы констатируем, что аккумуляция меди хорошо выражена в верхних гумусовых горизонтах почв полного профиля, и это накопление особенно ярко видно при расчете содержания меди на прокаленную почву.

Следует особо подчеркнуть, что повышение концентрации меди в первичных мелкоземах и верхних горизонтах почв не относительное, а абсолютное. Концентрация элемента в почве может относительно возрастать и вследствие более интенсивного выноса из почвы других элементов. Но резкое повышение содержания микроэлемента в результате выноса макроэлементов может иметь место только в некоторых специальных случаях (разложение и минерализация органического вещества, вынос CaCO_3 при выветривании известняков). Однако во всех рассматриваемых нами случаях нельзя объяснить изменение концентрации меди соответствующим

Таблица 3

Содержание меди в почвообразующих породах и верхних горизонтах образовавшихся на них сероземов, черноземов и каштановых почв

Образец	Глубина, см	Содержание меди в % на высушенную навеску	Место взятия образца
Разрез 15			
Темный серозем	0—10	$2,0 \cdot 10^{-3}$ 0,5 }	Ферганская долина
Лёсс	110—120		
Разрез 36			
Темнокаштановая	0—18	1,0 0,3 }	Сталинградская обл.
Лёссовидный суглинок	80—90		
Разрез 2			
Чернозем	0—10	5,6 0,5 }	Курская обл., Стрелецкая степь
Лёссовидный суглинок	250—260		
Разрез 63			
Чернозем	0—10	2,8 0,5 }	Каменная степь
Тяжелый лёссовидный суглинок	240—250		
Разрез 3			
Чернозем	0—20	5,0 2,0 }	Болгария, гора Чатия
Базальт	40—60		

Таблица 4

Содержание меди в почвообразующих породах и верхних горизонтах образовавшихся на них дерново-подзолистых и красноземных почв

Образец	Глубина, см	Содержание меди		Место взятия образца
		в % на высушенную почву	в % на прокаленную почву	
Разрез 2				
Дерново-сильнопodzолистая, легкосуглинистая	0—3	0,5·10 ⁻³	1,50·10 ⁻³	Ярославская обл.
Безвалунный суглинок	100—120	0,3	0,31	
Разрез 7				
Дерново-сильнопodzолистая	0—2	0,8	1,8	Московская обл., Уваровский район
Тяжелый покровный суглинок	90—100	0,4	0,31	
Разрез 119				
Дерново-сильно podзолистая	0—4	2,0	2,40	Москва, Ботанический сад
Валунистый суглинок . .	180—185	1,2	1,24	
Разрез 24				
Красноземная почва . .	0—10	6,4	9,3	Батумский ботанический сад
Продукты выветривания лабрадоравгитового порфирита . .	125—130	5,1	5,6	

изменением содержания макроэлементов. Следующий пример иллюстрирует это положение. Если возьмем курский чернозем (разрез 2) и предположим, что абсолютное содержание меди в процессе почвообразования в нем не изменялось, а повышение ее концентрации произошло за счет выноса других элементов, то получим, что в килограмме породы содержится 5 мг меди, а в верхнем горизонте — 5 мг на 100 г почвы. При этом допущении получается, что при образовании чернозема из 1000 г породы вынесено 900 г различных элементов, что совершенно неправдоподобно.

Причину обогащения медью первичных мелкоземов и верхних горизонтов почв по сравнению с породой вскрывают данные сопряженного анализа пород, почв и растений (табл. 5 и 6).

Таблица 5

Содержание меди в почвах, породах и развившихся на них растениях

Образец	Содержание меди, %	
	в золе	в породе или почве
Лишайники *		
на диорите	$52,0 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-3}$
на граните	18,0	0,3
Листья:		
осины	14,0	0,5
березы	15,8	0,5
дуба	16,0	0,5
Хвоя		
ели	5,0	0,4
сосны	6,6	0,4
Свекла кормовая		
листья	6,7	0,6
корнеплод	9,3	0,6
Картофель		
листья	6,6	0,6
клубень	15,0	0,6
Клевер		
Разнотравная степная растительность на черноземе	13,0	0,6
Листья чая (чай на красноземе)	9,2 27,2	5,6 6,6

* Лишайники предоставлены М. А. Бобрицкой.

Из полученных данных зольного анализа видно, что зольные составы естественной и культурной растительности (нижней и верхней) резко обогащены медью по сравнению с породами и почвами, на которых они развились. Приведенные данные являются прямым доказательством того, что обогащение почвы медью по сравнению с породой объясняется не выносом других элементов при относительной неподвижности меди, а концен-

Таблица 6

Содержание меди в почвах и развившихся на них растениях
(в %)

Культура	Зерно		Солома		Почва (прокал)
	зола	сухое вещество	зола	сухое вещество	
Ячмень*	—	—	7,2.10 ⁻³	0,90.10 ⁻³	2,7.10 ⁻³
»	15,0.10 ⁻³	0,50.10 ⁻³	11,4	0,95	8,4
»	—	—	9,4	0,93	0,6
»	16,7	0,42	10,1	0,96	3,0
»	15,8	0,48	9,8	1,20	6,3
»	28,0	0,84	10,7	1,20	16,1
»	14,0	0,50	10,8	1,20	8,8
»	30,0	1,20	13,0	1,30	32,0
Яровая пшеница	20,0	0,42	5,8	0,45	0,6
Овес	12,7	0,48	8,7	0,67	0,6

* Солома и зерно ячменя, а также соответствующие им торфяные почвы представлены М. Д. Бахулиным. Яровая пшеница и овес — с полевого участка. Почвы — дерново-подзолистые.

трацией ее растениями, которая начинается с поселения на коренных породах примитивной растительности. Они подтверждают правильность общего положения В. Р. Вильямса (1947): «Развитие второго элемента плодородия почвы, концентрации в ней элементов пищи растений, представляет функцию развития самого растения».

Примитивная растительность ведет работу по разрушению пород, освобождает медь из ее каменной оболочки, поглощает и препятствует выносу ее из продуктов выветривания и тем самым создает условия для поселения высшей растительности. Вся медь в почве прошла через растение.

Полученные данные подтверждают положение В. И. Вернадского, что благодаря проявлениям жизни могущественным образом нарушаются в земной коре все химические реакции. Медь, как и огромная часть химических элементов биосферы, захватывается живым веществом и направляется в другие русла, чем то, в котором она шла бы в случае отсутствия на земле жизни.

В случае отсутствия жизни количество меди в поверхностных горизонтах должно было бы непрерывно уменьшаться, так как известно (Смирнов, 1936), что даже грунтовые воды вызывают растворение весьма стойких соединений меди и ее миграцию, а это должно было бы привести к выносу меди из зоны выветривания.

Концентрация меди растениями является фактором, определяющим распределение меди в почвенном профиле. К рассмотрению распределения меди в профиле различных типов почв мы и переходим.

Распределение меди в профиле сероземов представлено в табл. 7. Для всех анализированных сероземов характерно обогащение медью верхних гумусных горизонтов; распределение ее соответствует распределению гумуса.

Сероземы, представленные разрезами 11 и 28, содержат медь в значительно меньшем количестве, чем другие анализированные сероземы; что, повидимому, является следствием обедненности медью соответствующих им лёссов.

Таблица 7

Распределение меди в профиле сероземов

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 5					
Типичный серозем на лёссе. Туркестанский хребет (А. Н. Розанов)	0—5	A	1,8.10 ⁻³	1,05	Не опр.
	13—18	A	1,3	0,92	То же
	20—25	B	1,1	0,63	»
	45—50	B	0,7	0,45	»
	70—75	B	0,5	0,36	»
	95—110	C	0,5	0,28	»
	115—120	C	0,5	Не опр.	»
	140—150	C	0,5	»	»
Разрез 15					
Темный серозем на лёссе; старая залежь. Ферганская долина (А. Н. Розанов)	0—10	A ₁	2,0.10 ⁻³	4,66	13,73
	10—20	A ₂	1,8	3,63	Не опр.
	22—27	B ₁	1,4	2,52	»
	35—40	B ₁	1,0	2,12	11,32
	85—95	B ₂	0,5	0,91	Не опр.
	110—120	C ₁	0,5	0,67	»
Разрез 19					
Типичный серозем на лёссе. Район Чим- кента (А. Н. Розанов)	0—10	A	1,4.10 ⁻³	3,60	Не опр.
	10—20	A	1,2	2,50	То же
	22—32	B	0,8	1,50	»
	36—46	B	0,5	1,20	»
	55—65	B	0,5	1,00	»
	70—80	B	0,5	0,50	»
	90—100	C	0,5	Не опр.	»
Разрез 11					
Темный серозем на лёс- се. Туркмения, уроч. Сайван (А. Н. Розанов)	0—10	A	0,8.10 ⁻³	2,43	Не опр.
	12—22	A	0,5	1,55	То же
	30—40	B	0,3	0,94	»
	55—65	B	0,3	0,46	»
	75—85	B	0,3	0,35	»
	95—105	B	0,3	0,35	»
	145—150	C	0,3	0,39	»
Разрез 28					
Светлый серозем солонцеватый. Турк- мения, район Каахка (А. Н. Розанов)	0—5	A	0,8.10 ⁻³	Не опр.	Не опр.
	7—17	A	0,6	То же	То же
	19—29	B	0,3	»	»
	35—45	B	0,3	»	»
	55—65	B	0,3	»	»
	120—130	C	0,3	»	»

Обедненность лёссов, на которых развились почвы, представленные разрезами 11 и 28, может быть объяснена тем, что они формировались из меловых пород, содержащих ничтожные количества меди. Анализированные лёссы Узбекистана формировались из пород весьма различного петрографического состава. Эти лёссы содержат несколько больше меди, чем первые.

Перейдем к рассмотрению распределения меди в профиле каштановых почв (табл. 8).

Таблица 8

Распределение меди в профиле каштановых почв

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 92					
Светлокаштановая, на продуктах выветривания юрских песчанников. Вскипает весь профиль. Растительность злаковая. Высота около 650 м. Тувинская авт. обл. (Б. Ф. Петров)	0-3	A ₂	0,8.10 ⁻³	Не опр.	6,99
	3-10	A	0,6	То же	5,10
	10-18	B	0,3	»	5,65
	20-25	C ₁	0,3	»	6,62
	45-50	C ₂	0,3	»	3,65
	90-100	C ₂	0,3	»	2,10
	90-100 (порода)		0,3	»	Не опр.
Разрез 93					
Темнокаштановая супесчаная, на продуктах выветривания юрских песчанников. Растительность злаковая. Высота около 700 м. Тувинская авт. обл. (Б. Ф. Петров)	0-10	A	0,8.10 ⁻³	2,97	7,03
	20-25	B	0,5	1,23	5,10
	40-45	BC	0,3	0,71	4,25
	60-65	C ₁	0,3	0,42	4,38
	105-110	C ₁	0,3	Не опр.	Не опр.
	105-110 (порода)		0,3	»	»
Разрез 36					
Темнокаштановая суглинистая, на буром лёссовидном суглинке. Вскипает с 44 см. Сталинградская обл. (Н. Н. Розов)	0-18	A ₁	1,2.10 ⁻³	Не опр.	6,34
	25-35	AB	1,0	То же	Не опр.
	40-50	BC _K	0,6	»	»
	80-90	C _K	0,3	»	6,00
Разрез 38					
Светлокаштановая, суглинистая, на лёссовидном суглинке. Вскипает с поверхности, гипс с 74 см. Сталинградская обл. (Н. Н. Розов)	1-13	A ₁	0,9.10 ⁻³	1,79	6,63
	25-30	B	0,6	1,52	6,58
	55-65	C _K	0,3	0,94	10,37
	80-90	C _{гипс}	0,3	0,66	6,85
	115-125	C	0,3	0,59	6,55

Данные анализа каштановых почв показывают хорошо выраженную аккумуляцию меди в верхних гумусовых горизонтах. Общее содержание меди в анализированных каштановых почвах несколько ниже, чем в рассмотренных выше сероземах. Но отсюда не следует делать общий вывод о том, что каштановые почвы обеднены медью по сравнению с сероземами. Количество меди в почве определяется в первую очередь содержанием ее в почвообразующей породе. Обедненность рассматриваемых каштановых почв медью является следствием очень малого ее содержания в породе.

Переходим к рассмотрению распределения меди в черноземах, анализы которых представлены в табл. 9.

Данные анализа, приведенные в табл. 9, показывают, что у чернозёмов наблюдается хорошо выраженная аккумуляция меди в верхних

Таблица 9

Распределение меди в профиле чернозёмов

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 1					
Чернозем на базальте Район оз. Севан (Р. Х. Айдинян)	0-15	—	6,4.10 ⁻³	Не опр.	Не опр.
	20-30	—	6,5	То же	То же
	50-60	—	5,6	»	»
	75-80 (базальт)	—	2,7	»	»
Разрез 3					
Чернозем на базальте. Болгария (И. Н. Антипов-Каратаев)	0-20	—	5,0.10 ⁻³	11,97	15,59
	20-40	—	4,1	6,63	10,20
	40-60	—	3,4	5,52	9,05
	(базальт)	—	2,0		
Разрез 80					
Чернозем приазовский, тяжелосуглинистый, на лёссовидном суглинке. Вскипает с 20 см. Молодая залежь. Ростов, Ботанический сад (Е. А. Афанасьева)	0-10	A ₁	1,8.10 ⁻³	3,79	7,53
	30-40	A ₁	2,0	3,90	6,70
	50-60	A ₁	1,7	Не опр.	Не опр.
	70-80	A ₁	0,7	»	»
	90-100	П	0,5	1,25	7,12
	110-120	К	0,5	Не опр.	Не опр.
	150-160	К	0,5	То же	То же
	190-200	С	0,5	»	»
	240-250	С	0,5	»	»
	320-330	—	0,5	»	»
Разрез 78					
Чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый, на лёссовидном суглинке. Сталинская обл., Велико-Анадоль (Е. А. Афанасьева)	0-10	A ₁	0,8.10 ⁻³	6,43	10,71
	30-40	A ₁	0,8	5,04	Не опр.
	60-70	П	0,5	3,00	То же
	80-90	К	0,4	1,50	»
	100-110	С	0,4	Не опр.	»
	140-150	С	0,4	То же	»
	170-180	—	0,4	»	»
	200-210	—	0,3	»	8,58
	240-250	—	0,3	0,46	Не опр.
	290-300	—	0,3	Не опр.	То же
	340-350	—	0,3	То же	»
	390-400	—	0,3	»	»
	410-420	—	0,3	»	»
	490-500	—	0,3	»	10,34
Разрез 30					
Чернозем обыкновенный, пылевато-суглинистый, на лёссе. Вскипает с 35 см. Пашня. Одесская обл., Первомайск (Н. Н. Розов)	0-10	A	1,6.10 ⁻³	7,02	7,79
	15-20	A	1,6	6,56	Не опр.
	30-40	A	1,1	6,00	То же
	50-60	A	0,7	3,98	»
	70-80	С	0,7	2,63	»
	100-110	С	0,5	1,76	9,60
	130-140	С	0,5	1,09	Не опр.
	160-170	С	0,5	0,92	То же
	190-200	—	0,5	0,94	»
	230-240	—	0,5	0,77	»
	250-260	—	0,5	0,67	»
	275-285	—	0,5	0,83	12,58

Таблица 9 (продолжение)

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потеря при прокаливании, %
Разрез 63					
Чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый, на лёссовидном суглинке, под степной растительностью. Каменная степь (Е. А. Афанасьева)	0—10	A ₁	2,8.10 ⁻³	9,48	14,89
	20—30	A ₁	2,6	5,95	Не опр.
	40—50	A ₁	2,0	3,36	То же
	60—70	П	2,0	1,97	»
	80—90	К	1,3	1,33	»
	100—110	К	0,8	Не опр.	»
	130—140	К	0,8	0,76	»
	160—170	К	0,8	Не опр.	»
	180—190	С	0,8	То же	»
	200—210	С	0,6	»	7,14
	240—250	—	0,5	0,69	Не опр.
	310—320	—	0,5	Не опр.	То же
	410—420	—	0,5	То же	»
	490—500	—	0,5	»	6,15
Разрез 2					
Чернозем мощный, тучный, глинистый, на лёссовидном суглинке, под степной растительностью. Курский черноземный заповедник (Е. А. Афанасьева)	0—10	A ₁	5,6.10 ⁻³	10,80	13,70
	40—50	A ₁	6,1	5,28	7,64
	90—100	П	3,1	2,26	4,96
	120—130	К	2,1	0,75	Не опр.
	170—180	К	3,5	0,73	»
	190—200	К	2,6	0,73	7,95
	230—240	К	1,6	0,23	3,94
	250—260	С	0,5	0,36	1,71
	280—290	С	0,5	0,08	Не опр.
	350—360	С	0,5	0,13	1,65

горизонтах. Чернозем на базальтах (разрезы 1 и 2) содержит много меди. что объясняется высоким ее содержанием в базальтах. Наблюдается некоторое обеднение медью черноземов южных районов (разрезы 80, 78 и 30) по сравнению с более северными черноземами (разрезы 63 и 2).

Обращает на себя внимание высокое содержание меди в курском черноземе (разрез 2) при очень низком ее содержании в породе. Е. А. Афанасьева (1947) предполагает, что курский чернозем прошел луговую стадию. Если это так, то было время, когда растения усваивали медь не только за счет разрушения породы, но и (может быть, в первую очередь) из грунтовых вод, которые содержат медь в количестве 10⁻⁶%, причем она находится в наиболее доступной форме. Распад органических остатков приводит к обогащению медью всего почвенного профиля. Сказанное подтверждается тем, что все почвы, имеющие грунтовое питание, заметно обогащены медью (табл. 15).

Особенностью распределения меди в профиле курского чернозема является наличие второго максимума меди на глубине 170—200 см. Обращает на себя внимание то, что этот максимум совпадает с наибольшей глубиной промачивания почвы. Поэтому некоторое накопление меди на глубине промачивания может произойти за счет выноса ее из верхних, очень богатых медью горизонтов. С другой стороны, наличие второго максимума меди можно рассматривать как остаточный признак лугового режима курского чернозема в его прошлом. Дело в том, что все анализированные нами почвы лугового режима на глубине грунтовых вод имеют второй

максимум меди. При отрыве грунтовых вод этот максимум, естественно, будет какое-то время сохраняться.

Общей и характерной чертой распределения меди в сероземах, каштановых почвах и черноземах является резко выраженное обогащение медью верхних, наиболее жизнедеятельных гумусных горизонтов почв по сравнению с породами, на которых они развились, и плавное уменьшение ее содержания с глубиной.

Содержание меди в отдельных разрезах внутри каждого типа почвы заметно колеблется, что, повидимому, в значительной мере является следствием колебаний ее содержания в породе. Как правило, содержание меди выше в тех почвах, которые развились на более богатых медью породах. Обедненность медью (менее 1.10⁻³%) пород и почв наблюдается у сероземов в разрезах 11 и 28; у каштановых почв в разрезах 92, 93 и 38, у черноземов в разрезе 78.

Известно, что почвенный профиль степных почв не дифференцирован по кремнезему, полуторным окислам и коллоидам, но наблюдается резкое обогащение верхних горизонтов гумусом и главное его убывание с глубиной. Распределение меди в профиле степных почв соответствует распределению в них гумуса и может быть представлено фиг. 4.

Подчеркивая связь между распределением меди и гумуса в минеральных почвах, мы не утверждаем наличия математической пропорциональности между содержанием меди и гумуса. Речь идет о ярко выраженном общем соответствии в распределении внутри отдельного профиля почвы. Но при сопоставлении содержания гумуса и меди в различных почвах этого соответствия может и не быть, так как содержание меди в почве определяется содержанием ее впочвообразующей породе. Полученный материал позволяет сделать такой вывод: растительность определяет характер распределения меди в почвенном профиле.

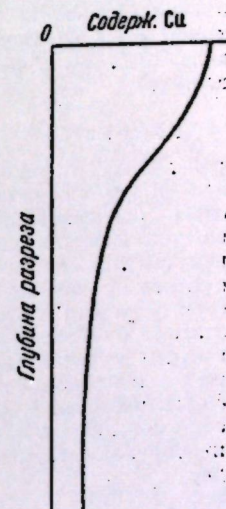
Рассмотрим распределение меди в серых лесных почвах, анализ которых приведен в табл. 10.

Территориально близкие разрезы 15 и 16 бедны медью. Выпадение меди в горизонте 20—50 разреза 16, очевидно, связано с легкой его оподзоленностью. Высокое содержание меди наблюдается в разрезе 144, что определяется довольно высоким ее содержанием в породе. Из приведенных данных видно, что для серых лесных почв характерна аккумуляция меди в верхних гумусных горизонтах.

Возможно, что по распределению меди серые лесные почвы занимают промежуточное положение между степными и дерново-подзолистыми почвами. В некоторых случаях они будут ближе в этом отношении к степным почвам, а в других — ближе к дерново-подзолистым. Распределение меди в профиле дерново-подзолистых почв представлено в табл. 11.

Данные анализа дерново-подзолистых почв показывают, что эти почвы в большинстве случаев обеднены медью. Обедненность их медью является следствием малого ее содержания в почвообразующей породе.

Большой интерес представляет распределение меди по профилю в разрезе 252. В нем ярко выражены все генетические горизонты. Горизонты A₁



Фиг. 4. Распределение меди по профилю сероземов, каштановых почв и черноземов

Таблица 10

Распределение меди в профиле серых лесных почв

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 15					
Серая лесная, тяжело-суглинистая, на сильно опесчанном лёссовидном суглинке, под дубовым лесом с подлеском из ясени и клена. Курская обл. запов. «Лес на Ворскле» (Е. А. Афанасьева)	0—10	A ₁	0,5·10 ⁻³	7,30	8,59
	10—20	A ₂	0,5	Не опр.	Не опр.
	30—40	B ₁	0,3	То же	То же
	70—80	B ₂	0,3	»	»
	90—100	B ₂	0,3	1,00	2,76
	120—130	B ₂	0,3	Не опр.	Не опр.
	140—150	B ₂ K	0,3	То же	То же
	170—180	B ₂ K	0,3	»	»
	200—210	C	0,3	»	»
	260—270	C	0,3	0,13	9,72
Разрез 16					
Серая лесная, переходная к темносерой, слабо оподзоленная, на тяжелом опесчанном лёссовидном суглинке с реликтовым гумусным горизонтом. Дубов-окаменный лес с растительным покровом из сныти и осоки. Курская обл., запов. «Лес на Ворскле» (А. А. Роде)	0—10	A ₁	1,0·10 ⁻³	6,52	11,53
	10—20	A ₂	0,8	3,05	6,05
	20—30	B ₁	0,5	1,99	4,55
	40—50	B ₁	0,5	1,48	5,04
	60—70	B ₂	1,0	0,61	3,22
	90—100	B ₂	1,0	0,37	3,28
	130—140	B ₂	0,8	0,59	Не опр.
	150—160	B ₂ K	0,5	0,48	То же
	170—180	B ₂ K	0,5	0,48	»
	200—210	C	0,5	0,61	»
	230—240	C	0,5	0,54	»
	300—310	C	0,5	0,24	»
Разрез 144					
Серая лесная, на желто-буром тяжелом лёссовидном суглинке. Пашня. Тульская обл. Чернский район (В. П. Козлов)	0—11	A	3,9·10 ⁻³	1,84	Не опр.
	19—30	A	3,7	1,81	То же
	50—55	B	1,8	0,83	»
	210—215	C	1,7	Не опр.	»

и A₁ обогащены медью по сравнению с гор. C, что является следствием биологической аккумуляции меди. Гор. A₂ резко обеднен медью по сравнению с горизонтами A₁ и B вследствие выноса меди из этого горизонта. Обогащение медью гор. B происходит в основном за счет обеднения гор. A₂. Таким образом, в распределении меди по профилю разреза 242 мы наблюдаем и установленную выше общую характерную черту—обогащение медью верхних гумусных горизонтов — и отражение специфичности подзолообразовательного процесса, выражающееся в обеднении медью гор. A₂ и обогащении ею гор. B. Распределение меди по профилю разреза 252 может быть представлено фиг. 5, которая, возможно, наиболее полно отражает характер распределения меди по профилю дерново-подзолистых почв.

Данные анализа других разрезов дерново-подзолистых почв показывают для всех них обогащение медью верхних гумусных горизонтов (A₀ и A₁). Накопление меди в этих горизонтах наиболее резко выступает при расчете ее содержания на прокаленную почву. Вынос меди из горизонтов A₀ и A₁ затруднен тем, что медь может иметь прочную связь с органическим веществом почвы (Антипов-Каратаев, 1947).

Таблица 11

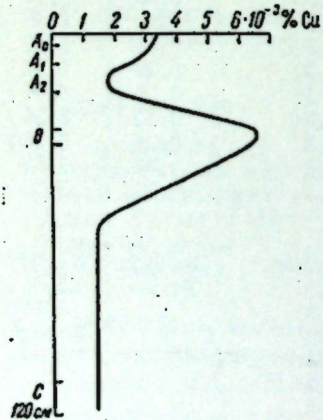
Распределение меди в профиле дерново-подзолистых почв

Почва	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 252					
Дерново-среднеподзолистая, на буром пылеватом суглинке, под редким березовым лесом. До 120 см не вскипает. Омская обл. (Н. Н. Розов)	0—4	A ₀	3,3·10 ⁻³	17,07	Не опр.
	4—10	A ₁	3,1	5,66	То же
	14—19	A ₂	1,8	1,41	»
	30—35	B	6,5	0,83	»
	60—70	BC	1,3	Не опр.	»
	110—120	C	1,4	То же	»
Разрез 119					
Дерново-сильноподзолистая, суглинистая, на валунистом суглинке, под вторичным березовым парковым лесом с сомкнутым травяным покровом. Останкино, Ботанический сад. (О. А. Вадковская)	0—4	A ₁	2,0·10 ⁻³	10,32	14,84
	5—15	A ₁ A ₂	1,2	1,87	3,89
	20—30	A ₂	0,4	0,33	1,60
	40—50	A ₂ B	0,4	0,34	1,84
	60—70	B	0,6	Не опр.	2,17
	100—110	BC	0,8	То же	1,99
Разрез 7					
Дерново-сильноподзолистая, на тяжелом покровном суглинке, под ельником-кисличником. Московская обл. (А. А. Роде).	0—2	A ₀	0,8·10 ⁻³	Не опр.	55,88
	2—4	A ₀ A ₁	0,5	30,54	41,69
	4—9	A ₁ A ₂	0,3	3,30	5,70
	9—15	A ₁ A ₂	0,3	1,80	3,68
	15—25	A ₂	0,3	0,61	2,02
	35—40	B	0,3	0,49	4,54
	40—50	B	0,3	0,30	4,07
	50—60	B	0,3	0,34	3,54
	60—70	B	0,3	0,27	3,54
	70—80	B	0,3	0,34	3,48
	80—90	C	0,3	0,26	3,30
Разрез 35					
Дерново-сильноподзолистая, на тяжелом покровном суглинке, под ельником-зеленомошником. Московская обл. (М. М. Абрамова)	0—5	A ₀	1,0·10 ⁻³	Не опр.	65,30
	5—7	A ₁	0,5	То же	25,31
	7—17	A ₂	0,3	»	3,14
	17—27	A ₂	0,3	»	Не опр.
	27—35	A ₂ B	0,3	»	То же
	35—45	B ₁	0,3	»	»
	45—52	B ₁	0,3	0,47	»
	52—62	B ₂	0,3	Не опр.	»
	62—72	B ₂	0,3	То же	»
	75—85	C ₁	0,3	»	»
	95—105	C ₁	0,3	»	2,55
	140—150	C ₂	0,3	0,55	Не опр.
Разрез 2					
Дерново-сильноподзолистая, легкосуглинистая, на безвалунистом суглинке, под ельником-кисличником. Ярославская обл. (Е. Н. Иванова)	0—3	A ₀	0,5·10 ⁻³	Не опр.	66,15
	3—4	A ₁	0,3	То же	Не опр.
	4—10	A ₂	0,3	»	То же
	10—20	A ₂	0,3	»	»
	20—30	A ₂	0,3	»	»
	30—40	A ₂ B	0,3	0,58	2,54
	40—50	B ₁	0,3	Не опр.	Не опр.
	70—80	B ₂	0,3	То же	То же
	100—120	C	0,3	0,64	3,00

Таблица 11 (продолжение)

П о ч в а	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 45					
Дерново-среднеподзолистая, тонкопесчаная, на мощных флювиогляциальных отложениях (И. Г. Важенни)	0—12	A	$1,0 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	15—25	A	0,6	То же	То же
	25—40	A	0,7	"	"
	60—90		1,3	"	"
	100—105	B ₁	0,8	"	"
Разрез 1					
Дерново-среднеподзолистая, суглинистая, на покровном суглинке, под дубовым лесом. Московская обл. (И. Н. Скрынникова)	0—6	A ₁	$0,8 \cdot 10^{-3}$	4,88	6,57
	6—16	A ₁ A ₂	0,5	Не опр.	Не опр.
	16—22	A ₂	0,3	То же	То же
	30—45	A ₂ B ₁	0,3	0,19	2,08
	70—80	B ₂	0,5	Не опр.	Не опр.
	130—138	B ₃	1,0	0,58	2,52

Распределение меди в профилях почв, представленных разрезами 119, 45, 1, а также разрезами 3 и 8 (табл. 15), соответствует распределению меди в разрезе 252. В них мы наблюдаем накопление меди в горизонтах A₁ и B и обеднение ею промежуточных горизонтов. В почвах, представленных разрезами 7, 35 и 2, наблюдается обогащение медью верхних горизонтов и постоянство ее содержания в других горизонтах. Нам кажется, что это является следствием очень малого содержания меди в почве и высокой степени мобилизации ее растениями. Возможно, что некоторая дифференциация и существует, но она слабо выражена, и при очень малых концентрациях мы ее не обнаруживаем.



Фиг. 5. Распределение меди по профилю дерново-подзолистой почвы (разр. 252)

Рассмотренные данные позволяют сделать следующий вывод: распределение меди по профилю дерново-подзолистой почвы отражает специфичность подзолообразовательного процесса.

Следующей почвенной зоной является зона тундровых почв, данные анализа которых приводятся в табл. 12.

Обращает на себя внимание очень малое содержание меди в тундровых почвах, что объясняется развитием этих почв на кислых породах, обедненных медью, и недифференцированностью распределения меди по почвенному профилю. Возможно, что это является следствием слабо развитой растительности, короткого времени ее вегетации и малой активности биогенных почвенных процессов.

Несколько особое положение среди всех рассмотренных почв по содержанию и распределению меди занимают красноземные почвы Закавказья, данные анализа которых приведены в табл. 13.

Таблица 12

Распределение меди в профиле тундровых почв

П о ч в а	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 101					
Поверхностно-глеевая, суглинистая. Кочковато-ерниковая тундра. Коми АССР (А. В. Рыбалкина)	0—4	A ₀	$0,5 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	4—6	A ₀ A ₁	0,5	То же	То же
	8—22	B ₁	0,5	"	"
	22—32	B ₂	0,5	0,73	1,70
	40—50	B ₃	0,5	Не опр.	Не опр.
	70—80	BC	0,8	0,62	2,60
Разрез 107					
Гумусово-железистая, подзолистая. Коми АССР (А. В. Рыбалкина)	0—2	A ₀	$0,4 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	2—5	A ₂	0,4	6,16	3,28
	6—18	B	0,4	Не опр.	Не опр.
	20—30	B	0,4	То же	То же
	45—50	BC	0,4	0,64	2,15

Таблица 13

Распределение меди в профиле красноземных почв

П о ч в а	Глубина, см	Содержание меди, %	Гумус, %	Потери при прокаливании, %
Разрез 24а				
Красноземная, на продуктах выветривания лабрадоравгитового порфирита, под буковым лесом. Территория заповедника Батумского ботанического сада (Н. А. Панкова)	0—10	$6,4 \cdot 10^{-3}$	9,39	31,32
	10—24	6,9	Не опр.	Не опр.
	30—35	5,3	То же	То же
	50—55	6,8	2,07	12,87
	105—110	6,2	Не опр.	Не опр.
	125—130	5,1	0,41	11,91
Разрез 4				
Красноземная, на продуктах выветривания лабрадоравгитового порфирита. Батумский ботанический сад в области смешанного леса, посадка эвкалиптов 12-15-летнего возраста (А. И. Троицкий)	0—5	$6,6 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	14—19	7,3	То же	То же
	42—48	6,8	"	"
	67—73	6,8	"	"
	103—108	5,4	"	"
	185—190	5,3	"	"
Разрез 17				
Красноземная, на галечнике. Анасеули (Р. Х. Айдиния)	0—5	$5,0 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	18—26	5,2	То же	То же
	26—36	6,4	"	"
	36—46	6,4	"	"
	52—62	7,7	"	"
	72—81	7,9	"	"
	97—107	7,9	"	"

Таблица 14

Распределение меди в профиле солончаков и солонцов

П о ч в а	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %	Сухой остаток, %	Натрий, %
Разрез 3					
Луговая солончаковая, хлоридно-сульфатная, с преобладанием среди катионов кальция, в некоторых горизонтах — натрия. Количество солей в корнеобитаемом слое от 1 до 3%. Минерализация грунтовых вод 16—18 г/л. Засоление грунтовых вод хлоридно-сульфатное, с преобладанием среди катионов натрия (П. И. Шаврыгин)	0—5	A	$3,0 \cdot 10^{-3}$	1,776	0,230
	5—15	A	4,7	1,774	0,260
	15—35	B	4,1	2,800	0,326
	50—65	BC	2,3	0,718	0,137
	150—170	C	3,0	0,259	0,071
Разрез 4					
Луговой солончак хлоридно-сульфатного засоления с преобладанием среди катионов натрия. Количество солей колеблется в пределах 2,75—3,42% на 100 г почвы. Минерализация грунтовых вод 44,1 г/л. Засоление грунтовых вод сульфатно-хлоридное с преобладанием среди катионов натрия. Грунтовые воды на глубине 252 см (П. И. Шаврыгин)	0—5	A	$4,2 \cdot 10^{-3}$	0,302	0,056
	5—15	A	5,3	2,756	0,348
	15—30	B	5,1	3,426	0,538
	45—60	BC	3,8	2,642	0,415
	130—170	C	4,0	2,348	0,354
Разрез 9					
Содовый солонец карбонатно-сульфатного засоления; среди катионов преобладает натрий. Количество солей колеблется в пределах 0,65—3,29 г на 100 г почвы. Минерализация грунтовых вод 3,92 г/л. Засоление грунтовых вод карбонатно-сульфатное с преобладанием среди катионов натрия. Грунтовые воды на глубине 180 см (П. И. Шаврыгин)	0—5	A	$3,9 \cdot 10^{-3}$	0,650	0,198
	5—15	A	4,3	3,000	0,473
	15—25	B	4,5	3,632	0,524
	25—40	BC	5,0	3,292	0,421
	40—60	BC	4,0	0,930	0,364
	60—85	C	2,8	0,830	0,266
	85—120	C	2,4	0,508	0,128
	120—160	C	2,6	0,400	0,138
Разрез 16					
Солонец глубоководчатый. Содержание солей в корнеобитаемом слое 0,19—0,78%. Засоление почвы сульфатно-карбонатное с преобладанием среди катионов натрия. Минерализация грунтовых вод 0,95 г/л. Засоление грунтовых вод хлоридно-карбонатное, с преобладанием среди катионов натрия (П. И. Шаврыгин)	0—20	A	$2,8 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	Не опр.
	20—30	B	3,9	То же	То же
	30—40	B	4,0	»	»
	40—55	B	2,6	»	»
	85—110	C	2,4	»	»
	110—160	C	2,7	»	»

Данные анализа красноземных почв показывают очень высокое содержание в них меди и сравнительное постоянство ее распределения по почвенному профилю. Обогащенность закавказских красноземов медью является следствием того, что они развились на продуктах выветривания основных пород, богатых медью.

Интересен характер распределения меди в почвах грунтового увлажнения. В табл. 14 представлены данные анализа солончаков и солонцов Барабинской низменности (Шаврыгин, 1949), а в табл. 15 — анализ дерново-подзолистых почв и черноземов, имеющих грунтовое увлажнение.

Таблица 15

Распределение меди в профиле дерново-подзолистых почв и черноземов, имеющих грунтовое увлажнение

П о ч в а	Глубина, см	Генетический горизонт	Содержание меди, %
Разрез 3			
Дерново-слабоподзолистая, глееватая, на безвалунном суглинке. Грунтовые воды на глубине 200 см. Московская обл., Белый Раст (Р. Х. Айдинян)	0—7	A ₁	$2,4 \cdot 10^{-3}$
	10—20	A ₂	0,8
	35—45	B	2,3
	65—75	B	3,1
	108—118	B	3,4
	150—160	C	4,2
Разрез 8			
Дерново-слабоподзолистая, глееватая, на безвалунном суглинке. Грунтовые воды на глубине 200 см. Московская обл., Белый Раст (А. А. Завалишин)	0—10	A ₁	$3,0 \cdot 10^{-3}$
	22—32	A ₂	1,6
	55—65	B	3,3
	85—95	C	3,2
Разрез 28			
Черноземно-луговая, солонцеватая, на глине. Целина под разнотравной растительностью. Грунтовые воды на глубине 260 см. Бараба, пос. Ольгино, П (К. А. Уфимцева)	0—10	A ₁	$4,6 \cdot 10^{-3}$
	10—20	A ₁ A ₂	4,9
	20—30	A ₁ A ₂	4,8
	30—40	B	4,2
	50—60	B	4,0
	80—90	C	4,2
	100—110	C	3,4
	170—180	C	1,0
	200—220	—	1,7
	250—260	—	4,9
Разрез 62			
Чернозем мощный, тучный, лугово-черноземного режима, на тяжелом пылеватом лёссовидном суглинке. Залежь. Грунтовые воды на глубине 340 см. Воронежская обл., Талицкий район (Е. А. Афанасьева)	0—10	A ₁	$2,1 \cdot 10^{-3}$
	10—20	A ₁	2,0
	20—30	A ₁	2,1
	30—40	A ₁	2,1
	40—50	A ₁	1,7
	50—60	A ₁	1,4
	80—90	A ₁	1,4
	110—120	B	0,5
	150—160	C	1,0
	190—200	C	1,0
	230—240	C	1,3
	300—310	—	1,9
	330—340	—	2,2

При рассмотрении полученных данных обращает на себя внимание высокое содержание меди в анализированных почвах Барабинской низменности. Из сопоставления данных видно, что распределение меди по почвенному профилю в общих чертах совпадает с распределением сухого остатка водной вытяжки и воднорастворимого натрия. Это говорит о высокой подвижности соединений меди в данных почвах.

Характерно для рассматриваемых почв грунтового увлажнения, представленных в табл. 15, наличие двух максимумов меди в почвенном профиле, причем второй находится на уровне грунтовых вод. Дерново-подзолистые почвы грунтового увлажнения (разрезы 3 и 8) обогащены медью по сравнению с рассмотренными выше дерново-подзолистыми почвами.

Второй максимум на уровне грунтовых вод наблюдается и в черноземно-луговой почве (разр. 28) и черноземе лугового режима (разр. 62), что выделяет его среди всех ранее рассмотренных черноземов. Эти два разреза также содержат значительные количества меди.

По нашим данным грунтовые воды дерново-подзолистых почв (Московская обл., Подушкино) и черноземов (Стрелецкая и Каменная степи) содержат медь в количестве $1,2 \cdot 10^{-6} \%$ — $3,4 \cdot 10^{-6} \%$. Несмотря на очень малую концентрацию в них меди, грунтовые воды при высоком их уровне, благодаря жизнедеятельности растений, могут быть источником некоторого обогащения медью почвенного профиля.

В горизонтах, непосредственно соприкасающихся с грунтовыми водами, возможно, создаются восстановительные условия, в которых медь может давать труднорастворимые соединения, что и приводит к некоторому накоплению ее в этих горизонтах.

V. СОДЕРЖАНИЕ МЕДИ В ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ. СВЯЗЬ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЕМ МЕДИ В ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ И ПОТРЕБНОСТЬЮ ИХ В МЕДНЫХ УДОБРЕНИЯХ

Площадь торфяников в Европейской части СССР исчисляется в 27,5 млн. га (Кац, 1941); на долю Белорусской ССР приходится 4,5 млн га. Болота представляют собой резерв высокоплодородных земель. В нашей стране проводятся огромные мероприятия по осушению и освоению болот и заболоченных земель. До Отечественной войны только в БССР было осушено 270 тыс. га торфяных болот. В текущей пятилетке готовится техническая база к осуществлению генерального плана мелиоративных работ в БССР, главным образом по осушению Полесской низменности. В связи с этим изучение распространения меди в торфяноболотных почвах приобретает особенно важное теоретическое и практическое значение, так как сельскохозяйственная практика установила, что без внесения медных удобрений на некоторых торфяноболотных почвах даже после их мелиорации нельзя получить урожай наиболее ценных зерновых культур.

Интересно было выяснить содержание меди в торфяных почвах и сопоставить его с содержанием ее в неторфяных почвах, на которых, как правило, «болезнь обработки» не проявляется, и попытаться установить возможную связь между концентрацией меди в торфяных почвах и степенью проявления болезни или потребностью этих почв в медных удобрениях. Для этого были собраны образцы торфяных почв в долине р. Яхромы Московской обл., в Полесской и Полоцкой областях БССР и получены образцы от некоторых научных учреждений.

Наиболее полно представлены торфяные почвы левобережной части долины р. Яхромы. Эта часть долины расположена между коренным берегом долины и руслом р. Яхромы. Максимальная высота коренного берега над тальвегом поймы достигает 25 м, а уклон 7—10°. В нижней трети склона грунтовые воды выклиниваются на дневную поверхность и изливаются в долину. У подошвы коренного берега создаются условия максимального увлажнения, и отсюда процессы заболачивания распространяются к руслу реки. Уровень грунтовых вод до осушения находился на глубине 0—10 см у коренного берега и 40—50 см в прирусловой части поймы, которая ежегодно заливалась полыми водами и сильно заливалась. Мощность заиленного верхнего горизонта достигала 10—25 см.

При сельскохозяйственном использовании болот установлено, что в первом минимуме находится калий, поэтому применение калийных удобрений всегда необходимо. Недостатка фосфора не обнаруживается. Недостаток азота часто обнаруживается в первый год культуры на слабо разложившихся торфяниках. По мере разложения торфа действие азотистых удобрений снижается и на третий год сводится к нулю.

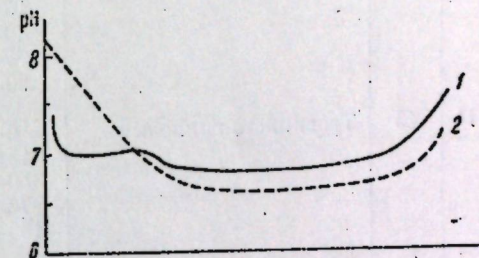
Болота долины, как правило, не нуждаются в известковании. Значение pH для торфов и грунтовых вод представлено на фиг. 6 (Путятин, 1939).

Полевыми и вегетационными опытами установлено (Лазарев, 1939), что на торфяных почвах долины р. Яхромы после их мелиорации «болезнь обработки» сельскохозяйственных растений проявляется в различной степени: очень сильно на торфяных почвах, расположенных вблизи коренного берега, слабо в средней части долины и совсем не наблюдается в прирусловой части поймы. Соответственно этому изменяется и потребность в медных удобрениях. На первых почвах без внесения медных удобрений совершенно невозможно, тура яровой и озимой пшеницы и ярового ячменя является слабо или среднее, а на вторых почвах в медных удобрениях нуждаются слабо или среднее, а на третьих почвах медные удобрения не дают никакого эффекта.

Торфяные почвы долины р. Яхромы представляют благоприятную возможность для выяснения зависимости между содержанием меди в почве и степенью проявления «болезни обработки» или потребностью в медных удобрениях.

Для сбора образцов торфяных почв в долине р. Яхромы было заложено три профиля: I — на территории Болотной станции, II — в районе с. Матвеева и III — в районе с. Подмошья¹.

В каждом профиле разрезы закладывались на описанных выше трех частях поймы: у коренного берега, на средней части и на прирусловой. Анализы торфов на содержание меди в торфяных почвах долины р. Яхромы представлены в табл. 16, 17 и 18.



Фиг. 6. Значение pH торфов и грунтовых вод долины р. Яхромы. Коренной берег слева, русло реки справа

1 — линия торфов; 2 — линия грунтовых вод

¹ Выбор профилей произведен совместно с научным сотрудником Болотной станции Г. А. Ильиным.

Таблица 16

Содержание меди в торфяных почвах долины р. Яхромы, сильно нуждающихся в медных удобрениях

№ про- филя	№ раз- реза	Вид торфа	Глубина, см	Содержание меди, %	Степень разложе- ния	Зольность
I	12	Травянисто-осоковый	0-15	$0,3 \cdot 10^{-3}$	45	29,53
			15-30	0,3	—	—
			40-50	0,3	—	—
			70-80	0,3	65	10,15
			90-100	0,3	—	—
II	15	Травянисто-гипновый	0-15	$0,5 \cdot 10^{-3}$	45	27,46
			15-30	0,5	—	—
			50-100	0,5	50	14,14
			70-80	0,5	—	—
			100-110	0,5	—	—
III	27	Древесно-травянистый	0-15	$0,3 \cdot 10^{-3}$	50	20,85
			15-30	0,3	—	—
			40-50	0,3	—	—
			80-90	0,3	45	44,30
			110-120	0,3	—	—
III	26	Травянистый	0-15	$0,5 \cdot 10^{-3}$	30	23,48
			15-30	0,5	—	—
			40-50	0,3	—	—
			70-80	0,3	30	7,15
			100-110	0,3	—	—

Указываемый в таблицах вид торфа относится лишь к верхним горизонтам. Определение вида торфа и степени его разложения выполнено сотрудником Московского торфяного института М. М. Кореновой.

Из данных анализа торфяных почв долины р. Яхромы совершенно отчетливо видно, что содержание в них меди возрастает от коренного берега по направлению к руслу реки. Такое распределение меди можно объяснить следующим: естественная растительность на болотах содержит медь в количестве около $3 \cdot 10^{-4}\%$; при малой степени разложения растительных остатков не может произойти значительное относительное обогащение торфа медью, если отсутствуют иные ее источники.

Торфяные почвы, приуроченные к коренному берегу (табл. 16), не могут обогатиться за счет делювиальных отложений, так как подзолистые почвы коренного берега содержат медь в количестве около $3 \cdot 10^{-4}\%$. Кроме того, эти торфяные почвы расположены в области наиболее сильного напора грунтовых вод, которые содержат ничтожное количество меди ($10^{-6}\%$). Возможно, что воды выщелачивают медь из почвы и выносят ее в направлении к руслу реки.

В торфяных почвах средней части долины (табл. 17) концентрация меди может возрастать за счет большего разложения торфа и приноса ее из при-террасной части поймы. Кроме того, напор грунтовых вод здесь ослабевает, поэтому должен понизиться и вынос меди.

В торфяно-луговой почве (табл. 18) концентрация меди возрастает главным образом в результате аллювиальных отложений р. Яхромы, которые содержат значительное количество меди ($3 \cdot 10^{-3}\%$).

Таблица 17

Содержание меди в торфяных почвах долины р. Яхромы, слабо и средне-нуждающихся в медных удобрениях

№ про- филя	№ раз- реза	Вид торфа	Глубина, см	Содержание меди, %	Степень разложе- ния	Зольность
I	19	Древесно-травянистый	0-15	$1,0 \cdot 10^{-3}$	45	39,62
			15-30	0,8	—	—
			40-50	0,8	—	—
			60-70	0,8	—	—
			95-105	0,8	45	16,24
II	16	Древесно-травянистый	0-15	$1,0 \cdot 10^{-3}$	40	41,43
			15-30	1,0	—	—
			40-50	1,0	—	—
			60-70	0,8	35	12,58
			90-100	0,8	—	—
			110-120	0,8	—	—
III	25	Древесно-осоковый	0-20	$0,8 \cdot 10^{-3}$	40	20,44
			20-30	0,8	—	—
			50-60	0,5	25	7,18
			80-90	0,5	—	—
			110-120	0,5	—	—
III	24	Травянисто-кустарнико- вый	0-20	$1,0 \cdot 10^{-3}$	45	41,40
			20-30	1,0	—	—
			40-50	1,0	—	—
			70-80	0,8	—	—
			100-110	0,8	30	7,75
			140-150	1,0	—	—

Таблица 18

Содержание меди в торфяно-луговых почвах долины р. Яхромы, не нуждающихся в медных удобрениях

№ про- филя	№ раз- реза	Глубина, см	Содержание меди, %	Степень разложения	Зольность
I	20	0-15	$2,5 \cdot 10^{-3}$	—	70,65
		15-30	2,0	—	—
		40-50	2,0	—	—
		70-80	1,0	45	15,50
		100-115	2,0	—	—
II	18	0-15	$3,5 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	85,68
		15-30	3,0	То же	Не опр.
		40-50	3,0	50	35,93
		70-80	2,0	45	27,21
		90-100	1,0	—	—
III	23	0-25	$3,0 \cdot 10^{-3}$	Не опр.	77,40
		25-35	2,0	То же	Не опр.
		50-60	2,5	50	18,14
		120-130	3,0	Не опр.	Не опр.

Следует отметить, что возрастание содержания меди совпадает с возрастанием зольности рассмотренных торфов.

При сопоставлении количественного содержания меди в торфяных почвах и потребности их в медных удобрениях заметна общая закономерность: с повышением валового содержания меди понижается потребность в медных удобрениях. Почвы, потребность которых в медных удобрениях проявляется в очень сильной степени, содержат медь в количестве $5 \cdot 10^{-4}\%$ и меньше. Слабой или средней степени этой потребности соответствует содержание меди около $1 \cdot 10^{-3}\%$. При полном отсутствии потребности в медных удобрениях содержание меди в почвах превышает $2 \cdot 10^{-3}\%$.

Подчеркивая связь между содержанием меди в почве и потребностью почвы в медных удобрениях, мы ни в какой мере не отрицаем и не умаляем значения форм меди в почве и их доступности для растений. Необходимость изучения этой доступности не подлежит сомнению, но пока еще не разработаны методы определения доступных форм меди.

Перейдем к рассмотрению содержания меди в торфяных почвах других областей СССР. В табл. 19 представлены данные анализа торфяных почв, потребность которых в медных удобрениях известна; в табл. 20 — данные анализа с неустановленной потребностью почв в медных удобрениях. Эти данные могут служить дополнительной иллюстрацией содержания меди в торфяных почвах.

Данные анализа, приведенные в табл. 19, показывают, что связь между содержанием меди и потребностью в медных удобрениях, установленная для почв долины р. Яхромы, наблюдается и на торфяных почвах других областей. Сильная потребность в медных удобрениях проявляется на торфяных почвах с содержанием меди около $5 \cdot 10^{-4}\%$ и слабая — при содержании около $1 \cdot 10^{-3}\%$.

Из данных анализа торфяных почв различных областей СССР видно, что эти почвы, как правило, содержат медь в количествах меньших или равных $1 \cdot 10^{-3}\%$. Это дает основание сделать вывод, что общее содержание меди в торфяных почвах при расчете на всю массу почвы меньше, чем в почвах неторфяных. Если же произвести расчет содержания меди по отношению к золе торфа, то окажется, что зола содержит меди столько же, сколько и прокаленная, малогумусная почва, или же значительно больше. Уменьшение концентрации меди происходит не по отношению к естественной зольности торфа, а по отношению ко всей его массе.

Обедненность торфяных почв медью по сравнению с минеральными почвами является следствием общего процесса обеднения торфа зольными элементами, происходящего при образовании болота. В условиях обособившегося от минеральной почвы горизонта торфа, для растений, развивающихся на торфе, источником меди могут быть только остатки отмерших предшествующих поколений растительности, которая содержит медь в количестве около $3 \cdot 10^{-4}\%$. Ежегодное увеличение массы торфа при постоянном абсолютном количестве меди приводит к понижению относительного содержания меди в торфе.

В торфяных почвах медь содержится в очень малых концентрациях и входит непосредственно в состав растительных остатков, т. е. находится в форме, недоступной растениям. При разложении остатков освобождающееся из их оболочки медь может быть адсорбирована органическим веществом и прочно им удерживаться или вступать в стойкие органоминеральные соединения. Возможно, что причиной проявления «медного голодания» растений на торфяных почвах является очень малая концентрация меди и недоступность ее форм для высшей культурной растительности.

Таблица 19

Содержание меди в торфяных почвах некоторых областей СССР различной степени нуждаемости в медных удобрениях

№ раз- реза	Вид торфа	Глубина, см	Содержание меди, %	Потребность в медных удобрениях
8	Низинный. Совхоз «Ведрич» Полесской обл.	0—15	$0,4 \cdot 10^{-3}$	Сильная
		15—30	0,4	
		50—60	0,3	
		90—100	0,3	
		100—110	0,3	
9	Низинный. Совхоз «Ведрич» Полесской обл.	0—15	$0,5 \cdot 10^{-3}$	,
		15—30	0,4	
		40—50	0,3	
		70—80	0,3	
		100—110	0,3	
23	Низинный. Коссовская болот- ная опытная станция	0—30	$0,5 \cdot 10^{-3}$	,
1	Осоколо-лесной переходный Орехово-Зуевский район Московской обл. (М. Д. Ба- хулин)	0—30	$0,3 \cdot 10^{-10}$	,
1	Гипново-осоковый. Папфил- ское болотное опытное по- ло. Полтавская обл. *	0—20	$0,3 \cdot 10^{-3}$	,
		20—40	0,3	
		40—60	0,3	
		60—80	0,3	
		80—100	0,3	
1	Сосново-пушицевый. Петер- линская опытная станция. Латв. ССР *	0—20	$0,3 \cdot 10^{-3}$	,
		20—40	0,3	
		40—60	0,3	
		60—80	0,3	
		80—100	0,5	
2	Древесно-травянистый. Пе- терлинская опытная стан- ция. Латв. ССР *	0—20	$1,0 \cdot 10^{-3}$	Слабая
		20—40	1,0	
Дел. 1	Низинный торф. Совхоз «Во- ронино» БССР	0—10 10—20	$1,0 \cdot 10^{-3}$ 1,0	,
Дел. 3	То же	0—10 10—20	$1,0 \cdot 10^{-3}$ 0,8	,

* Образцы торфа получены от указанных научных учреждений.

Следует учитывать и то, что корневая система растений на торфяных почвах пронизывает меньший объем почвы, чем на почвах неторфяных. Вследствие малого объемного веса торфяных почв содержание меди в их единице объема в несколько раз меньше, чем в неторфяных, при равной весовой концентрации.

Выше было сказано, что в настоящее время приемы предупреждения «болезни обработки» сводятся к предварительному внесению колчеданного

Таблица 20

Содержание меди в торфяных почвах некоторых областей СССР
(Потребность в медных удобрениях не установлена)

Разрез	Вид торфа	Глубина, см	Содержание меди, %
1	Древесно-осоковый. Радвилишская опытная станция Лит. ССР.*	0—25	0,3·10 ⁻³
		25—50	0,3
		50—75	0,4
		75—100	0,5
2	Древесно-осоковый. Радвилишская опытная станция Лит. ССР.*	0—25	0,3·10 ⁻³
		25—50	0,3
		50—75	0,5
		75—100	0,7
1	Переходный Клепиковский болотный опытный пункт Рязанской обл.*	0—20	0,3·10 ⁻³
		20—40	0,3
		40—60	0,4
		60—80	0,5
		80—100	0,5
2	Гипново-осоковый. Панфильское болотное поле Полтавской обл.*	0—20	0,3·10 ⁻³
		20—40	0,3
		40—60	0,3
		60—80	0,3
		80—100	0,3
3	Низинный торф. Совхоз «Полота», Полтавской обл.	0—15	0,3·10 ⁻³
		15—30	0,3
		50—60	0,3
		70—80	0,3
		80—100	0,5
5	Низинный торф. Совхоз «Полота», Полтавской области	0—15	0,4·10 ⁻³
		15—30	0,3
		40—50	0,3
		70—80	0,3

* Образцы торфа получены от указанных научных учреждений.

огарка на все осваиваемые площади из расчета 500 кг/га, хотя и известно, что не все торфяные почвы одинаково нуждаются в медных удобрениях. При колоссальных размерах осваиваемых площадей полное обеспечение их медными удобрениями становится довольно сложным мероприятием, связанным с значительными дополнительными расходами, и к тому же нецелесообразным, поскольку совершенно не разработаны обоснованные приемы выявления почв, нуждающихся в медных удобрениях.

Интересен подход к этому вопросу И. Н. Антипова-Каратаева (1947). О потребности в медных удобрениях он рекомендует судить по отношению количества меди, извлекаемой из почвы полунормальной азотной кислотой, к валовому содержанию меди в почве. Сильная потребность в медных удобрениях обнаруживается в тех случаях, когда количество подвижной меди меньше 50% от валового содержания ее в почве (при валовых количествах около 2·10⁻³%). Автор отмечает, что этот вывод требует дальнейших уточнений.

Нам кажется заслуживающей внимания показанная выше связь между валовым содержанием меди в почве и потребностью в медных удобрениях, установленная на торфяных почвах долины р. Яхромы и некоторых других районов. Возможно, что определение валового содержания меди может быть полезным приемом выявления степени нуждаемости почвы в медных удобрениях. Но этот прием должен быть предварительно проверен на других массивах болот.

Весьма желательно изучение массивов болот с точки зрения естественных исторических условий их образования, водного режима, химизма, растительности, микроорганизмов, содержания меди и потребности в медных удобрениях. Такое комплексное изучение могло бы многое дать для практики применения медных удобрений на торфяных почвах.

Можно ожидать, что сильная потребность в медных удобрениях чаще всего будет проявляться: 1) на торфяных почвах низкой естественной зольности; 2) на участках выхода грунтовых вод, хотя почвы и могут иметь высокую зольность за счет отложения карбонатов кальция и соединений других элементов. Меньшая потребность или полное отсутствие потребности в медных удобрениях может проявляться: 1) на торфяных почвах, содержащих значительное количество аллювиальных и делювиальных отложений, а потому имеющих высокую зольность; 2) на маломощных торфяных почвах, где имеются возможности питания растений частично из подстилающего почву минерального горизонта.

Выше были указаны работы, в которых устанавливалась значительная эффективность медных удобрений на подзолистых и песчаных почвах. Обращает на себя внимание то, что, по нашим данным, эти почвы содержат очень мало меди и приблизительно в таких же количествах, как и торфяные почвы, на которых начинает проявляться потребность в медных удобрениях, т. е. меньше, чем 1·10⁻³%. Широкая постановка опытов по изучению эффективности медных удобрений на любых почвах, бедных медью, и в первую очередь на песчаных и супесчаных, весьма целесообразна.

Полученный материал показывает, что медь содержится во всех почвах. Она не является случайной «примесью», каким-либо «загрязнителем» почвы. Медь есть естественная составная часть почвы, поэтому ее содержание и распределение в почве определяются основными факторами почвообразования: материнской породой, климатом, растительностью, рельефом страны, ее возрастом и хозяйственной деятельностью человека.

Основным источником меди для почвы является коренная или осадочная материнская порода, а для торфяных почв, в условиях обособившегося от минеральной породы горизонта торфа, остатки отмерших поколений растительности. Почвы, развившиеся на породах с большим содержанием меди, содержат ее больше, чем почвы, развившиеся на породах с меньшим количеством меди.

Общей характерной чертой распределения меди в почве является ее биологическая аккумуляция в верхних, наиболее жизнедеятельных горизонтах почвы. Но в зависимости от природы почвообразовательного процесса проявляются особенности распределения меди по почвенному профилю.

Характер распределения меди в основных типах почв складывается из двух одновременно протекающих процессов: 1) аккумуляции меди растительностью и 2) передвижения меди почвенными растворами.

Соотношение значимости этих процессов на разных почвах и в различных конкретных условиях будет изменяться, что будет находить отражение в распределении меди по почвенному профилю.

Это распределение, как правило, не совпадает полностью с распределением макроэлементов. Чаще всего оно соответствует распределению фосфора, марганца и калия. Иногда наблюдается соответствие с распределением подвижных форм натрия, кальция и частично, полуторных окислов и коллоидов. Медь имеет свой специфичный характер распределения по почвенному профилю. Нам кажется, что было бы ошибочно ждать полного совпадения между распределением по почвенному профилю между макроэлементом и микроэлементом, особенно в том случае, когда микроэлемент необходим для нормального развития растений.

После рассмотрения характера распределения меди по почвенному профилю в различных типах почв естественно возникает вопрос о формах нахождения меди в почвах. Но так как по этому вопросу работы отсутствуют, то решать его можно только предположительно.

В. Р. Вильямс (1947, стр. 284) отмечает: «Элементы пищи растений могут находиться в почве в трех состояниях: или в состоянии *органических соединений*, или в состоянии *ионизированных солей*, катионы которых находятся в поглощенном состоянии в гранулах коллоидов, а анионы равномерно распределены в интермицеллярной почвенной жидкости; или, наконец, в форме *раствора солей электролитов*, т. е. не поглощенных коллоидами почвы и не входящих в состав органического вещества. Несомненно, что *основное состояние запасов элементов пищи растений — их нахождение в составе мертвого органического вещества растительных остатков почвы и перегноя*» (подчеркнуто В. Р. Вильямсом. — Д. И.).

Аккумуляция меди в наиболее богатых гумусом и самых жизнедеятельных верхних горизонтах почвы указывает на то, что медь в почве связана с организмами и органическим веществом; минеральные формы меди в этих горизонтах, вероятно, занимают лишь подчиненное место.

VI. ВЫВОДЫ

1. Медь широко распространена в породах, растениях и почвах. Содержание меди в почвах определяется концентрациями $n \cdot 10^{-4}\%$ — $n \cdot 10^{-3}\%$, но большая часть анализированных основных типов почв содержит медь в пределах от $1 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-3}\%$.

2. Первичные мелкоземистые продукты почвообразования, развившиеся на изверженных породах под литофильной растительностью, резко обогащены медью по сравнению с породой. Во всех основных типах почв наблюдается аккумуляция меди в верхних, наиболее богатых гумусом горизонтах. Накопление меди в первичных мелкоземистых продуктах почвообразования и верхних горизонтах почв не относительное, а абсолютное.

3. Зола растений содержит медь в значительно больших количествах, чем породы и почвы, на которых они развились. Растения избирательно поглощают медь. Аккумуляция меди в первичных мелкоземах и почвах имеет биологическую природу, представляя собой следствие развития самого растения. На всех стадиях почвообразования растительность является важнейшим фактором, определяющим распределение меди по почвенному профилю. В почве медь находится в форме органоминеральных комплексов.

4. Распределение меди по профилям основных типов почв отражает общий характер и условия почвообразовательного процесса. В сероземах, каштановых почвах и черноземах наблюдается резкое обогащение медью верхних, наиболее гумусовых горизонтов и плавное убывание ее содержа-

ния с глубиной. Распределение меди по почвенному профилю в этих почвах соответствует распределению в них гумуса. В дерново-подзолистых почвах наблюдается аккумуляция меди в верхнем гумусовом горизонте, обеднение горизонта вымывания и обогащения горизонта вымывания.

5. Торфяные почвы, как правило, содержат медь в меньших концентрациях, чем неторфяные, что является следствием общего процесса обеднения торфа зольными элементами при развитии болота. Медь в торфяных почвах связана с мало разложившимся органическим веществом и перегноем.

Причиной резкого проявления «медного голодания» растений на торфяноболотных почвах, возможно, является обедненность этих почв медью и недоступность ее форм для растений.

6. На торфяных почвах левобережной части долины р. Яхромы наблюдается повышение концентрации меди от коренного берега долины по направлению к руслу реки. В обратном направлении возрастают степень проявления «болезни обработки» и потребность в медных удобрениях.

7. Наименьшему содержанию меди в $3-5 \cdot 10^{-4}\%$ соответствует наибольшая степень проявления «болезни обработки» и потребности в медных удобрениях. При содержании меди около $1 \cdot 10^{-3}\%$ потребность в медных удобрениях средняя или слабая. При концентрации ее в $2 \cdot 10^{-3}\%$ и выше эта потребность совершенно отпадает. Такая же зависимость наблюдается и на некоторых торфяных почвах других областей СССР.

8. Вполне возможно, что применение медных удобрений даст значительное увеличение урожая или повышение его качества на любых почвах, содержащих очень малые количества меди.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева В. Г. и Иванов Д. Н. Количественный спектральный анализ при помощи диафрагм. «Заводская лаборатория», 1939, № 9.
 Антипов-Каратаев И. Н. О подвижности меди в почвах. «Почвоведение», 1947, № 11.
 Антипов-Каратаев И. Н. и Кадер Г. М. О природе поглощения ионов глинами и почвами. «Коллоидный журнал», 1947, т. 9, вып. 2.
 Архангельский А. Д. и Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», 1932, 10(2).
 Архангельский А. Д. и Соловьев П. В. Экспериментальное исследование по вопросу о способах накопления меди в осадочных породах. Изв. АН СССР, геол. серия, 1938.
 Афанасьева Е. А. Происхождение, состав и свойства мощных чернозёмов Стрелецкой степи. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 25. Генезис и география почв. 1947.
 Бахулин М. Д. К вопросу действия извести, магния и меди на верховых торфяниках. «Химизация сов. земледелия», 1934, № 7.
 Бобко Е. И. и Панова Е. О влиянии повышенных доз меди на развитие растений на торфяных почвах. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 3, 1945.
 Болотов М. П. О содержании свинца и меди в уличной пыли и в почве городов. «Гигиена и санитария», 1938, № 5.
 Вернадский В. И. Очерки геохимии. Гостехиздат, 1934.
 Вернадский В. И. Биогеохимические очерки. Изд-во АН СССР, 1940.
 Вильямс В. Р. Почвоведение. 1947.
 Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. Изд-во АН СССР, 1932.
 Виноградов А. П. Физиологическое значение меди. «Природа», 1934, № 10.
 Виноградов А. П. Содержание меди в различных почвах. ДАН СССР, нов. серия, 1940, т. 27, № 9.
 Всесоюзный институт болотного хозяйства. Медные удобрения под зерновые культуры на осушенных болотах. Изд-во ВАСХНИЛ, 1937.
 Гольдшмидт В. М. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. «Успехи химии», 1938, т. 7, вып. 2.

- Гуляева Л. А. и др. Ванадий, никель и медь в нефтях Урало-Поволжья. ДАН СССР, нов. серия, 1941, т. 32, № 6.
- Гуляева Л. А. Опыт корреляции нефтей и битумов Урало-Поволжья по микроэлементам. ДАН СССР, нов. серия, 1945, т. 48, № 1.
- Гусова К. А. Действие меди на водоросли. «Микробиология», 1940, т. 9, вып. 5.
- Доминиковский Ф. Н. Исследование микроэлементов и азотосодержащих веществ как удобрений. Уч. зап. Белорус. гос. ун-та, вып. 9, серия химич. Гос. изд. БССР, 1948.
- Заблуда Г. В. Физиологическое действие меди на растения. Тр. Чуваш. с.-х. ин-та, вып. 1, 1937.
- Запольский Г. И. Применение борных и медных удобрений на лугах. Сб. работ Ленингр. обл. сел.-хоз. опытной станции, вып. 19—20. Сельхозгиз, 1948.
- Иванов Д. Н. Количественное определение меди в почвах спектральным методом. «Почвоведение», 1939, № 11.
- Иванов Д. Н. и Седлецкий И. Д. К освоению торфяноболотных почв. «Почвоведение», 1946, № 12.
- Институт мелиорации водного и болотного хозяйства. Справочник по осушению и сельскохозяйственному освоению болот. Гос. изд-во БССР, 1949.
- Иткина Е. С. Распределение меди в водах нефтяных месторождений. ДАН СССР, нов. серия, 1942, т. 35, № 5.
- Иткина Е. С. Распределение меди в осадочных породах нефтеносных районов Азербайджана. «ДАН СССР, нов. серия», 1946, т. 51, № 1.
- Иткина Е. С. Медь в осадочных породах каменноугольных отложений Урало-Поволжья. ДАН СССР, нов. серия, 1949, т. 62, № 3.
- Каталимов М. В. Значение микроудобрений на краснозем. Пробл. сов. почвовед., сб. 2, 1936.
- Кац Н. Я. Болота и торфяники. Учпедгиз, 1941.
- Король С. С. Определение меди в почвах. «Почвоведение», 1940, № 3.
- Лазарев А. М. О причинах действия меди на болотных почвах. «Химизация соц. земледелия», 1939, № 7.
- Максимов Н. А. Краткий курс физиологии растений, 1948.
- Малюга Д. П. К вопросу о содержании кобальта, никеля и меди в почвах. ДАН СССР, нов. серия, 1944, т. 43, № 5.
- Малюга Д. П. К геохимии рассеянных никеля и кобальта в биосфере. Тр. Биогеохим. лаборатории, т. VIII, 1946.
- Михлин Д. М. Пероксиды и пероксидазы. Изд-во АН УССР, 1947.
- Мосолов И. В. Некоторые особенности азотистого обмена в растениях при отсутствии меди в почве. Докл. ВАСХНИЛ, 1948, № 6.
- Наковник Н. И. Краткий курс месторождений полезных ископаемых. 1938.
- Негоднов И. К. Труды зональной станции садоводства им. Шредера, вып. 13. Ташкент, 1933.
- Ноддак И. и Ноддак В. Распределение полсаных металлов в земной коре. «Успехи химии», 1936, вып. 6.
- Палладин А. В. Учебник биологической химии. Медгиз, 1946.
- Панова Е. А. К выяснению условий положительного действия медных удобрений. Диссертация. Еибл. ВУУАА, 1941.
- Полынов Б. Б. Кора выстигивания. Издательство АН СССР, 1934.
- Полынов Б. Б. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. «Почвоведение», 1948, № 10.
- Проскура С. Влияние медных удобрений на урожай и качество конопли на осушенных торфяных почвах УССР. «Лен и конопля», 1940, № 9.
- Прянишников Д. Н. Агрохимия. ОГИЗ — Сельхозгиз, 1940.
- Путятин М. Д. Многолетние кормовые травы на осушенных низинных болотах. 1939.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. 1940.
- Самойлов Я. В. Биолиты. Научное хим.-техн. изд-во, 1929.
- Седлецкий И. Д. и Иванов Д. Н. Распределение меди в главнейших типах почв СССР. ДАН СССР, 1941, т. 30, № 1.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
- Стайле В. Микроэлементы в жизни растений и животных. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Страхов Н. М. К геохимии фосфора, ванадия и меди в морских битуминозных породах. Тр. Моск. гос.-развд. ин-та им. Орджоникидзе, т. VII, 1937.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
- Уклонский А. С. Минералогия. Гостехиздат, 1940.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III. 1937.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. IV. 1939.

- Школьник М. Я. Роль и значение бора и других микроэлементов в жизни растений. Изд-во АН СССР, 1939.
- Школьник М. Я. Проблема микроэлементов в свете новейших данных. «Природа», 1947, № 9.
- Школьник М. Я. Значение микроэлементов в жизни растений и в сельском хозяйстве. Изд-во АН СССР, 1950.
- Hudig u. Meyer. Über die sogenannte «Urbarmachungskrankheit» als dritte Bodenkrankheit. «Zeitschr. f. Pflanzenernähr. u. Düng.», 1926, T. A., B. 8, H. 1.
- Lucas R. E. Chemical and physical behavior of copper in Organic Soils. «Soil. Sci.», 1948, v. 66, No 2.
- Rademacher B. Praktische Möglichkeiten zur Verhütung u. Bekämpfung der Urbarmachungskrankheit. «Fortschr. Landwirtsch.», 1932, 7, 457.

К. В. ВЕРИГИНА

К ВОПРОСУ О ПРОЦЕССАХ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА ПРИ ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Изучение вопросов, связанных с мобилизацией и аккумуляцией железа при процессах почвообразования, представляет интерес не только для теории почвообразования, но и для объяснения процессов осадочного рудонакопления (Страхов, 1947). Процессы мобилизации и аккумуляции железа при почвообразовании до сих пор еще мало изучены. В этой области существует больше гипотез, чем обоснованных фактическим материалом теорий.

Широкое распространение имеют взгляды, согласно которым мобилизация и передвижение железа при процессах почвообразования связываются с воздействием на почву и материнскую породу гумусовых веществ. Эти взгляды до известной степени были экспериментально обоснованы лабораторными опытами В. Аарнио (1915) и И. Н. Антипова-Каратаева (1937); в настоящее время они разделяются Страховым (1947) и многими другими исследователями. Не отрицая значения органических веществ для освобождения железа при процессах почвообразования, необходимо также иметь в виду реакции, связанные с широко распространенными в природе процессами восстановления, которые проявляют себя в отношении мобилизации железа значительно более энергично, чем растворяющее воздействие органического вещества. Поэтому наиболее высокие концентрации железа в грунтовых водах и почвенных растворах и наблюдаются в областях господства анаэробных процессов. Особенно высокие концентрации железа в природной обстановке обнаруживаются в водах ключевых болот. На развитие в этих болотах процессов трансформации железа, связанных с комплексом хемотрофных микробиологических реакций, указывал академик В. Р. Вильямс (1939). Однако ключевые болота не привлекли внимания других исследователей и до сего времени остаются мало исследованными. Имеющиеся наблюдения (Богдановская-Гиефф, 1926; Иванова, 1933) указывают на ключевые болота как на область интенсивной миграции и накопления железа.

В 1946 г. по инициативе Б. Б. Полюнова, С. С. Смирнова и Б. П. Кротова была создана комплексная экспедиция Академии Наук СССР по изучению современного процесса образования озерных руд. В период работы в составе этой экспедиции был собран материал, освещающий вопросы, связанные с передвижением и накоплением железа в почвах.

Объектом изучения было избрано одно из озер тасжской зоны Европейской части СССР, содержащее разнообразные по форме и составу железные и железо-марганцевые руды. Процесс рудообразования в озере происходит

и в настоящее время. Исследуемое озеро расположено на границе возвышенного плато и обширной низины, лежащей на север от плато. Современная котловина озера лежит в пределах низины у края возвышенного плато. К юго-восточной окраине озера примыкает глубоко врезанная в плато долина, представляющая собой древнюю озерную котловину. И возвышенное плато, и низина сложены четвертичными отложениями, главным образом супесчаными и песчаными моренами и флювиогляциальными песками.

Четвертичные отложения имеют незначительную мощность и близко подстилаются коренными породами, содержащими в своем составе пириты. Наличие богатых пиритами пород и образующихся при окислении пиритов сульфатов оказывает существенное влияние на процессы миграции железа.

Почвы района относятся к подзолистому и болотному типам. В почвенном покрове бассейна озера преобладают слабоподзолистые и поверхностно-подзолистые супесчаные и песчаные почвы с не резко выраженными гумусовыми и железистыми иллювиальными горизонтами.

Преобладание почв со слабо выраженными признаками подзолистости определяется двумя причинами: составом материнских пород, богатых первичными минералами, что замедляет проявление подзолистого процесса, и характером растительного покрова. Господство здесь таких типов леса, как бор-брусничник, бор вересковый, бор лишайниковый также не способствует интенсивному развитию подзолистого процесса. Еловые типы леса, в условиях которых, как известно, процесс оподзоливания протекает значительно более энергично, в окрестностях озера в пределах низины отсутствуют. Лишь на возвышенном плато, на юг и юго-запад от низины, где начинают появляться еловые типы леса, почвы, формирующиеся под пологом ельников, несут более резко выраженные признаки оподзоливания. Здесь встречаются грубогумусные или поверхностно оторфованные подзолистые почвы с довольно хорошо выраженными подзолистыми горизонтами и признаками восстановительных процессов в нижней части почвенного профиля. Но эти почвы в почвенном покрове бассейна озера занимают относительно небольшие площади.

Значительные пространства покрыты болотными массивами. Характерны болота олиготрофного типа с господством сфагновых мхов, карликовой березой, клюквой, моршшкой и голубикой. По окраинам таких болотных массивов развиваются поверхностно оторфованные подзолы с хорошо выраженными гумусово-иллювиальными горизонтами.

Данные валовых анализов (табл. 1) почв бассейна озера указывают на малый вынос железа из них, что подтверждает основанное на морфологических наблюдениях заключение об их слабой оподзоленности (разр. 20). Заметный вынос железа, по данным валовых анализов, устанавливается лишь для подзолов с гумусово-иллювиальными горизонтами (разр. 10). Более показательны для процессов миграции железа данные, характеризующие содержание железа в той жидкой фазе, в которой оно передвигается, — в почвенных растворах и почвенно-грунтовых водах. Наблюдения за составом почвенных растворов и почвенно-грунтовых вод установили, что даже для подзолов с гумусово-иллювиальными горизонтами максимальное содержание железа в почвенном растворе весной отвечает 6—8 мг на литр раствора; к осени эти величины падают до 1,5—2 мг на литр. Аналогичные данные были получены и для сфагново-торфяных почв. Содержание железа в почвенных растворах этих почв также не превышает 3—4 мг на литр. Воды, стекающие по дренажным канавам из областей развития сфагново-торфяных почв и прилегающих к ним подзолов с гумусово-иллювиальными

Таблица 1

Данные валового анализа почв бассейна озера

№ раз- реша	Горизонт	Глубина взятия об- разца в см	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
в процентах к проанализированной массе										
Слабо оподзоленная почва с гумусово-железистым иллювиальным горизонтом										
20	A ₀	0—7	81,44	11,32	1,84	0,03	1,25	0,39	Не опр. То же	
	A ₁	7—12	81,75	11,17	1,76	0,02	1,05	0,19		
	B	20—30	80,81	11,70	2,07	0,03	1,04	0,27	» » »	
	C	50—60	80,80	10,69	1,81	0,03	1,56	0,46		
	C ₁	150—160	84,55	10,65	1,05	0,02	1,00	0,16		
Подзол с гумусово-иллювиальным горизонтом										
10	A ₀	0—10	77,74	11,89	1,44	0,05	1,84	0,45	2,29	4,37
	A ₀ /A ₂	10—18	80,70	10,84	1,44	0,04	0,77	0,31	1,88	3,47
	A ₂	23—25	85,89	9,30	0,63	0,02	0,59	0,14	1,57	1,53
	B	30—35	85,74	8,60	0,93	0,02	0,75	0,32	1,92	2,08
	B/C	40—45	84,19	9,20	1,10	0,02	1,03	0,38	2,18	2,12
	C ₁	60—65	79,75	12,13	1,91	0,04	1,52	0,61	2,12	2,45

горизонтами, содержат на литр воды 3—4 мг железа весной и 1,5 мг — осенью.

При изучении связи почвообразовательных процессов с образованием озерных железных руд особенно большое значение придавалось роли гумусовых подзолов (Аарнио, 1915). Считалось, что именно с образованием подзолов с гумусово-иллювиальными горизонтами связана наиболее интенсивная миграция железа. Приведенные выше материалы для данного района не позволяют говорить о какой-либо исключительной роли гумусовых подзолов в мобилизации железа.

Наряду с подзолистыми и сфагново-торфяными почвами, которые преобладают в почвенном покрове бассейна озера, в пределах древней котловины озера, ее дна и склонов формируются почвы, в которых признаки миграции и аккумуляции железа выражены чрезвычайно интенсивно.

Особенно большой интерес в этом отношении представляют почвы, формирующиеся по периферийной части ключевых болот, где процессы накопления железа получают свое максимальное выражение.

В районе наших исследований ключевые болота приурочены к склонам древней озерной котловины, а местами формируются и по склонам современной котловины озера. Эти болота различны по своему характеру. На южном склоне к древней озерной котловине они формируются на небольших, но имеющих довольно сильный наклон площадках в местах выхода ключей. В верхней части ключевых болот развиваются заросли папоротников и крапивы с кустами малины на перегнойно-иловато-глеевых почвах. Пышная растительность свидетельствует о богатстве вод питательными элементами, а присутствие столь чувствительного к нитратному питанию индикатора, как крапива и малина, говорит и о благоприятных для нитрификации условиях аэробнозиса. Ниже области развития папоротников растительность болот состоит преимущественно из лабазника и пузырчатой осоки. Почвы торфяно-иловато-глеевые. Лабазниково-осоковое болото сменяется чисто осоковым. Питающий ключевое болото водный по-

ток, попадая в область развития торфяно-иловато-глеевых почв, замедляет свое течение, однако, вследствие значительного уклона поверхности и напорности вод, ток воды, хотя и медленный, существует. Проходя через область ключевого болота, вода изменяет свой состав, обогащаясь вымываемым из пород, вследствие восстановительных процессов, железом. В местах выхода вод на дневную поверхность железо при соприкосновении с кислородом воздуха выпадает в осадок и корни осок оказываются погруженными в воды, ржавые от выпавших окислов железа.

Еще более широкое распространение ключевые болота имеют в пределах северного склона древней озерной котловины.

Северный склон на высоте около 20 м над дном котловины образует хорошо выраженную, неширокую наклонную террасу, которая в естественном состоянии была почти сплошь занята ключевыми болотами. В настоящее время растительный покров террасы и ее водный режим изменены культурной деятельностью человека. Терраса изрезана густой сетью дренажных канав, и осушенные пространства засеваются травами. Трудно судить о том, какова была естественная растительность болот, так как она сохранилась лишь в виде пятен осочников, приуроченных главным образом к местам выклинивания грунтового потока. Торфяные берега дренажных канав поросли березняком. Кое-где можно встретить и подушки сфагнума, свидетельствующие о том, что болото стало приобретать олиготрофный облик. Болота, развитые на северном склоне, существенно отличаются от описанных выше болот южного склона. Они представляют, повидимому, более древние образования и в своем развитии зашли гораздо дальше, чем болота южного склона. Об этом говорит значительная мощность накопившегося торфа. Как показали буровые скважины и ряд разрезов, заложенных в пределах террасы, мощность торфа различна и колеблется в пределах 1—3,5 м. Такое различие в мощности торфяных отложений, по-первых, может объясняться неровностью минерального ложа, на которое накладывался торф. Во-вторых, можно высказать предположение о существовании здесь раньше ключевых бугров, что также могло привести к накоплению торфа неоднородной мощности.

К краю террасы торф выклинивается. С поверхности он перекрыт пылевато-песчаным слоем незначительной мощности (5—10 см). Этот напос имеет делювиальное происхождение. Подстилается торф оглеенными серыми слюдястыми песками, которые лежат на плотной, сильно валунной морене. Слой торфа распадается на два ясно выделяющихся горизонта: верхний — темнокоричневой окраски, хорошо разложившийся и не очень влажный (мощность верхнего горизонта 60—80 см), и нижний, имеющий темную, почти черную окраску. Нижний горизонт торфа, значительно менее разложившийся, содержит много хорошо сохранившихся растительных остатков, он более влажный и вязкий. Вынутый на воздух, торф быстро чернеет и приобретает резкий запах окислов серы. Зольный анализ торфа (табл. 2) (разр. 54 и 55) показал, что до 80% минерального остатка составляют окислы железа. Много в золе алюминия. Значительная аккумуляция кальция и магния. Обращает на себя внимание высокое содержание сульфатов. Белые кристаллы гипса и сернокислого алюминия местами столь обильно пронизывают торф, что делают его совершенно седым. Характер выделения гипса и сульфатов алюминия заставляет предполагать, что они были аккумулярованы торфом из вод, питающих торф, уже после его отложения.

Обогащение торфов ключевых болот железом, которое, как показывают данные зольного анализа для исследованных нами объектов, выражено очень сильно, является, повидимому, характерным признаком. На ожелезнение торфов ключевых болот Ленинградской обл. указывают

Таблица 2

Данные анализа торфов и подстилающих торф пород

№ образца	Образец	Глубина взятия образца в см	Гигроскопическая влажность	Химический состав воды	Органическое вещество	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₂	CO ₂
			в % к навеске, высушенной при 105°	в % к безводной и безгумусной навеске										
54	Торф	30—40	36,94	51,20	21,25	25,45	36,12	0,40	5,84	0,98	0,772	8,56	Нет	
	Песок	70—80	42,89	46,16	17,31	7,70	55,02	0,43	6,00	1,68	0,53	10,36	»	
55	Торф	153—165	0,87	2,07	76,01	13,38	2,84	0,05	0,95	0,60	0,04	0,282	»	
	Торф	30—40	30,53	51,34	1,54	18,71	77,04	0,40	0,38	0,16	Не опр.	0,341	»	
	Песок	70—80	25,44	50,86	1,62	5,52	90,91	0,43	Следы	0,33	То же	0,347	»	
	Песок	130—140	0,45	1,00	79,22	10,97	2,06	0,04	1,25	0,61	0,013	0,257	»	

Аналитик К. Веригина

Богдановская-Гленеф (1926) и Иванова (1933). Это же явление было констатировано для ключевых болот Пруссии. Ожелезнение торфов ключевых болот связано с сильным развитием процессов оглеения в минеральных горизонтах, подстилающих торф, и мобилизации благодаря этому значительных количеств железа. Благоприятные условия, создающиеся в области ключевого болота для процессов мобилизации железа, в данном случае стимулируются еще и процессами восстановления сульфатов, наличие которых определяется составом подстилающих торф пород. Двухвалентное железо, мобилизованное в глеевых горизонтах, поднимаясь по капиллярам в торфе, выпадает вследствие окисления, обогащая торф железом. В пользу такого объяснения причин ожелезнения торфов ключевых болот говорит как богатство растворов (отпрессованных из подстилающих торф оглеенных пород) двухвалентным железом, так и характер накопления железа в торфе. Нельзя, однако, оставлять без внимания и другой фактор, который может способствовать накоплению железа в торфах. Это аккумуляция железа в растениях, служивших исходным материалом для образования торфа.

Проведенный зольный анализ пузырчатой осоки и мха *Leptobryum pyriforme* указывает на значительную аккумуляцию железа как осокой, так и особенно мхом (табл. 3).

Таблица 3

Данные анализа золы растений

Растение	Зола в % к сухой массе	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅
в процентах к весу золы							
Мох <i>Leptobryum pyriforme</i> . .	13,74	26,0	46,6	19,19	0,12	0,72	2,71
Осока пузырчатая, надземная часть	2,43	46,9	1,0	Нет	9,43	2,27	11,21
То же, подземная часть	6,56	33,75	15,48	19,78	5,25	1,90	4,01

Причиной ожелезнения торфов может также служить питание ключевого болота богатыми железом грунтовыми водами. Для района изучавшегося нами озера возможность существования таких вод связывалась с близким к дневной поверхности залеганием коренных отложений, богатых пиритом. В табл. 4 приводится состав вод буровых скважин, заложенных в пределах исследованной террасы. Наиболее высокое местоположение по рельефу занимает пятая скважина, расположенная в месте прислонения террасы к склону. Первая скважина расположена в верхней части террасы, ниже пятой скважины на 10 м. Вторая расположена в 300 м от первой и ниже ее на 1,5—2,0 м. Третья скважина заложена на самом крае террасы, над крутой нижней частью склона. Шестая расположена в долине у подножия склона. Анализ вод буровых скважин показал, что питающие террасу воды содержат небольшие количества железа. Высокие концентрации железа в водах отмечены лишь в тех случаях, когда железо могло аккумулироваться в водах в результате глеевых процессов. Как видно из приведенных в табл. 4 данных, воды, взятые в разных точках террасы и в разных глубинах, значительно варьируют по концентрации и составу, но типично для них то, что все они относятся к водам сульфатным. По мнению гидрогеологов, проводивших буровые работы, воды, питающие террасу, принадлежат одному водоносному горизонту. Устапавливаемые анализом различия в составе вод определяются пестротой петрографического состава пород, через которые фильтруется водный поток. Если переход железа в подвижное состояние, связанный с развитием восстановительных процессов, локализуется главным образом в центральной части болота и на известной глубине от поверхности, то накопление железа находит свое наиболее интенсивное выражение в окислительной зоне в поверхностных горизонтах и в периферической части болота. Здесь по краю террасы, над крутой нижней частью склона, можно наблюдать многочисленные ржавые пятна различной величины и формы. Весной и в начале лета поверхность этих пятен бывает совершенно лишена растительности, и лишь к концу лета на них появляются изумрудно-зеленые куртинки мха *Leptobryum pyriforme*. Сделанный на одном из таких пятен разрез был подвергнут аналитическому исследованию. Полученные аналитические данные позволили определить эту почву как кислый железисто-сульфатный солончак.

Таблица 4

Состав вод буровых скважин

№ буровой скважины	Глубина взятия воды, м	pH	Сухой остаток, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	SO ₄
				в миллиграммах на литр воды							
5	1,50	6,2	Не опр.	2,15	Не опр.	0,05	0,07	Нет	23,0	13,0	50,0
5	5,55	Не опр.	110	6,60	0,9	0,99	Нет	»	17,3	17,4	82,0
5	6,55	5,9	136	9,20	Не опр.	0,2	5,0	»	13,0	5,8	127,9
5	11,5	Не опр.	284	4,32	То же	0,2	4,3	»	14,0	17,4	75,4
1	0,43	6,7	144	17,3	2,7	3,9	Нет	»	15,7	26,0	70,7
2	0,52	5,0	758	13,2	2,5	134	1,3	»	58,2	37,0	397,8
2	6,65	6,7	112	16,7	3,3	3,5	Нет	»	16,8	11,5	52,6
3	1,50	4,7	502	16,8	2,1	102,3	»	0,44	48,6	20,1	279,5
6	2,15	6,8	1212	14,40	Не опр.	40,0	»	58,0	177,1	147,7	748,9

В полевой обстановке разрез характеризовался следующими морфологическими признаками.

0—14 см. Неоднородной окраски супесь, где светлые кремневые пятна перемежаются с ржавыми пятнами, окрашенными окислами железа.

14(35—50) см. Однородной ржавой окраски торф, интенсивно пропитанный окислами железа. Влажный и несколько вязкий. Мощность этого горизонта не одинакова и варьирует за счет его нижней границы, то спускаясь до 50 см, то заканчиваясь на 35 см.

50—74 см. Ниже также залегает горизонт скопления железа, однако в этой части профиля окраска неоднородная и ржавые слои чередуются с тонкими черными торфянистыми прослойками. Влажный и вязкий.

На глубине 74 см начинается очень уплотненная, хрящевато-суглинистая, сильно оглеенная морена серо-синего цвета. Она богата весьма разнообразным по составу валунным материалом, обломками различных гранитов, включениями сланцев, часто сильно выветрившихся, и небольшими плиточками плотно сцементированных песчаников.

Весь разрез очень влажен, но особенно сильно вода сочится с 75 см, что не дало возможности углубить яму больше чем на 100 см.

Для характеристики почвы был проведен и послойный валовой анализ (табл. 5). Данные анализа показывают, что основным процессом, протекающим в пределах профиля, является накопление железа. Оно аккумулируется здесь в очень больших количествах, составляя в горизонтах его максимального накопления 88,9 и 62,9% прокаленного остатка. Накапливается железо главным образом в виде окислов. Значительно также содержание в почве вивианита, о чем говорит высокий процент содержания в почве фосфора. В пересчете на P₂O₅ содержание фосфора составляет 3,92—5,61% прокаленного остатка. Совершенно незаметные при полевом исследовании разреза морфологические признаки присутствия вивианита ярко проявляются в образцах после их высушивания и длительного хранения. Накопление вивианита в области ключевого болота столь же характерно, как и накопление железа, на что в свое время указывал В. Р. Вильямс (1939).

Таблица 5

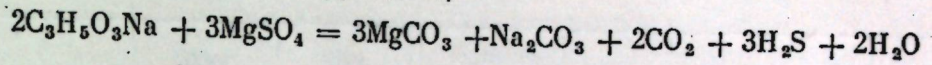
Данные валового анализа железисто-сульфатного солончака

№ разреза	Глубина образца, см	Кристаллизационная вода	Гумус	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₄	CO ₂
				в процентах к прокаленной навеске								
13	0—10	6,39	5,48	60,85	9,55	23,68	0,04	0,58	0,43	0,23	0,15	0,20
	20—30	14,96	10,09	4,12	2,58	88,88	0,14	Следы	0,50	3,92	0,08	0,60
	50—60	9,33	15,11	22,34	6,71	62,90	Следы	»	0,16	5,61	0,22	0,71
	90—100	1,35	0,64	76,58	13,20	2,64	0,04	1,25	0,81	0,05	0,19	Нет

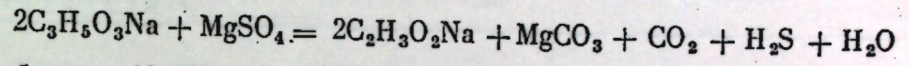
Анализ констатировал во всех горизонтах почвы, исключая подстилающую морену, присутствие карбонатов, правда в незначительных количествах: 0,20, 0,60 и 0,71%. Возникновение карбонатов при столь низком рН, которое свойственно этой почве, возможно связано с имеющим здесь локальное распространение и периодически возникающим процессом мик-

робиологической редукции сульфатов—реакции, где как побочный продукт возникают карбонатные соединения.

Согласно реакции Ван-Дельдена,



или реакции Баарса —



(Рубенчик, 1947). На возникновение таким биогенным путем Na₂CO₃, CaCO₃ и MgCO₃ в озерах Кулунды и Барабинских болотах есть указание в работе Исаченко (1934) и работе Вернер и Орловского (1948).

Возможность сохранения карбонатных соединений в почве, обладающей столь кислой реакцией, определяется тем, что после возникновения карбонатов на их поверхности происходит осаждение пленки окислов железа, предохраняющей карбонаты от растворения в дальнейшем.

Так как разрез питается водами, богатыми сульфатами, и железо аккумулируется, выпадая вследствие окисления из раствора сернокислого железа, возник вопрос и о возможности одновременного накопления сульфатов. Однако данные валового анализа в этом разрезе накопления сульфатов не показывают. Содержание серы в пересчете на SO₃ не превышает 0,22%.

Аналогом и частым спутником железа в его миграции является марганец. Естественно поэтому было ожидать, что марганец будет аккумулироваться совместно с железом. Полученные аналитические данные этого предположения не подтвердили. Хотя марганец в растворе этой почвы находится в значительном количестве (до 170,8 мг на литр), но если и можно говорить о накоплении марганца в одном из горизонтов, то оно очень невелико.

Кальций из горизонтов наибольшей аккумуляции железа вынесен почти нацело. Столь интенсивную потерю кальция можно объяснить лишь очень кислой реакцией почвы, что способствует переходу кальция в растворимое состояние и дальнейшему его выносу.

Магний оказывается более устойчивым, чем кальций. Параллельно аккумуляции железа снижается относительное содержание SiO₂ и Al₂O₃.

Кальций, частично магний, марганец и сера выносятся током воды в пониженные элементы рельефа, где и накапливаются. Общее количество солей в воде, взятой из разреза, сделанного у подножия крутого склона, в верхней части которого находится исследуемый солончак, достигает 1,2 г на литр воды, содержание SO₄ на литр воды составляет 0,749 г, CaO — 0,177 г, MgO — 0,148 г, MnO — 0,058 г. Железа, которое аккумулируется выше, в воде содержится относительно немного — 40 мг в литре.

Характерным и оригинальным свойством исследуемого солончака является его чрезвычайно низкое рН, вызываемое присутствием в почвенном растворе свободной серной кислоты. рН водной суспензии, определенное стеклянным электродом, оказалось равным на глубине 0—10 см 2,60; на глубине 20—30 см — 2,34, на глубине 50—60 см — 2,52 и на глубине 90—100 см повышалось до 2,86.

Для изучения процессов, происходящих в почве, исследовался состав почвенных растворов. Они отпрессовывались из свежезятых образцов по методике П. А. Крюкова (1947) и с применением разработанной им аппаратуры. Чтобы избежать окисления железа в процессе отжимания раствора, последний при отпрессовывании собирался в специальные пробирки в токе водорода. После выделения почвенных растворов немедленно производилось определение рН стеклянным электродом, Fe²⁺ с α дипри-

Данные анализа поч

№ разреза	Глубина образца в см	pH	Электро- проводность в отрицат. омах	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO
				в миллиграмм		
13 25/VI	0—10	3,95	0,00860	3530	Нет	170,8
	20—30	2,97	0,00378	1300	»	14,2
	50—60	2,74	0,00318	600	»	17,9
	90—100	2,98	0,00693	650	»	85,4
13 30/VIII	0—10	2,54	0,00139	20,8	40,1	32,7
	20—30	2,88	0,00159	32,1	58,6	6,5
	50—60	3,00	0,00167	42,0	53,8	2,1
	90—100	4,92	0,00140	126,0	50,1	4,7

дилом и Fe⁺⁺⁺ с сульфосалициловой кислотой. Магний определялся окислением его персульфатом аммония в марганцевую кислоту. Определение электропроводности, SiO₂, Al₂O₃, Ca, SO₄ и P₂O₅ проводилось в лаборатории в Москве.

Почвенные растворы были выделены из образцов, взятых в конце июня, в августе и сентябре. Состав почвенных растворов в сентябре и августе близок, поэтому данные анализов сентябрьских образцов мы не приводим.

Результаты анализов почвенных растворов представлены в табл. 6.

Рассматривая полученные данные, следует отметить как характерный признак выделенных почвенных растворов их чрезвычайно низкое pH, колеблющееся для горизонтов аккумуляции железа в пределах 3,95—2,54. В течение срока наблюдений от весны до осени для верхнего горизонта явно выражена тенденция к подкислению раствора, что связано с выпадением из раствора, вследствие окисления, железа и образованием свободной серной кислоты. Наличием в растворе свободной серной кислоты и определяется столь высокая его кислотность.

Состав почвенных растворов и его изменение в период проводившихся наблюдений характеризуются следующими закономерностями. Как показывают результаты анализов, наиболее высокую концентрацию почвенные растворы имеют в июне. Электропроводность их в это время отвечает величинам, которые свойственны 0,1 н. растворам солей. Наиболее высокую концентрацию имеет почвенный раствор, отпрессованный из поверхностного горизонта. Преобладающим компонентом раствора является двухвалентное железо, которое находится в растворе в виде серноокислой соли. Максимальное количество железа содержится в почвенном растворе из образца с глубины 0—10 см. Здесь оно достигает 3,5 г на литр раствора. Концентрация двухвалентного железа в почвенном растворе из образца с глубины 20—30 см отвечает 1,3 г на литр раствора. Почвенный раствор из образцов с глубины 50—60 и 90—100 см содержит 0,600 и 0,650 г двухвалентного железа в литре почвенного раствора. Трехвалентное железо в этот период в растворе обнаружено не было, несмотря на низкое pH, которое вполне отвечает возможности существования трехвалентного железа в растворе. Отсутствие трехвалентного железа в растворе может быть объяснено господством анаэробных условий, приводящих к немедленному восстановлению железа.

Таблица 6

венных растворов

Al ₂ O ₃	CaO	NH ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₄	Влажность до отпрес- сования и после, %
мг на литр						
221,2	16,5	21,0	Не опр.	2,4	4651,0	38,0/17,8
142,8	33,0	10,6	То же	2,4	1783,0	57,1/39,4
446,1	115,7	7,6	140,0	3,9	1715,0	77,6/33,0
1713	517,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6127,0	13,7/7,6
119,1	77,0	7,2	70,0	Следы	452,8	40,0/10,3
185,8	77,0	8,2	39,5	»	617,4	42,8/18,4
217,5	110,0	7,9	58,0	»	644,8	73,0/40,3
485,3	179,2	5,2	Не опр.	»	506,6	14,8/4,0

Второе за железом место в составе почвенного раствора занимает алюминий. Распределение его в почвенных растворах по профилю почвы иное, чем железа. Максимальная концентрация алюминия отвечает нижнему горизонту (1,7 г на литр), где алюминия содержится больше, чем железа, что связано с переходом алюминия в раствор за счет растворения алюмосиликатов. Выше по профилю содержание алюминия в растворе падает, снова несколько увеличиваясь в поверхностном горизонте. Должна быть отмечена довольно высокая концентрация в почвенном растворе марганца. Она изменяется параллельно концентрации железа. В поверхностном горизонте, где концентрация марганца наиболее высока, она составляет 0,17 г на литр раствора. Содержание кальция в почвенных растворах верхних горизонтов почвы незначительно, но сильно возрастает с глубиной.

Концентрация сульфатов в почвенных растворах, отпрессованных из весенних образцов, очень велика. Для верхнего горизонта она соответствует 4,6 г на литр, для нижнего — 6 г. Из других анионов следует отметить кремнекислоту. Ее содержание в почвенных растворах достигает очень высокой концентрации (140 мг в литре). Это максимальная величина для природных водных растворов. Высокое содержание кремнекислоты в почвенных растворах определяется pH растворов, которое благоприятствует существованию кремнекислоты в растворенном состоянии (Роде, 1937). Фосфаты, которые аккумулируются в твердой фазе почвы в количестве нескольких процентов в почвенном растворе, находятся в очень низкой концентрации (2—4 мг в литре). Низкая концентрация фосфатов в почвенном растворе определяется образованием нерастворимого фосфата железа. Минимальная растворимость фосфата железа, по известным данным Гаардера, наблюдается в интервале pH 2—3, что как раз соответствует pH выделенных растворов. Состав почвенных растворов, выделенных из образцов, взятых в параллельном разрезе осенью, резко отличен от состава почвенных растворов из июньских образцов. Осенние растворы значительно менее минерализованы, что сказывается прежде всего на уменьшении величины электропроводности. Двухвалентное железо, являющееся весной и в начале лета главным компонентом почвенного раствора, почти целиком исчезает из раствора, переходя вследствие окисления в твердую фазу почвы. Наряду с выпадением из раствора двухвалентного железа

в растворе появляется небольшое количество трехвалентного железа. Концентрация марганца в почвенном растворе также сильно уменьшается, однако, как свидетельствуют данные валового анализа, марганец не аккумулируется в профиле почвы, а мигрирует вследствие большой устойчивости в растворе в пониженные элементы рельефа.

Количество алюминия, содержащегося в растворе, абсолютно уменьшается, но так как железо почти полностью выпадает из раствора, алюминий теперь становится преобладающим компонентом его. Содержание кальция увеличивается в почвенном растворе верхних горизонтов и уменьшается в растворе нижних. Такое изменение в распределении кальция может быть обусловлено его подтягиванием к поверхности почвы. Концентрация SO_4 в растворе также резко снижается, однако в меньшей степени, чем железа. Уменьшается и концентрация SiO_2 . Изменения, происшедшие в составе почвенных растворов, нельзя объяснить одними реакциями, происходящими на месте, но приходится также предположить наличие выноса ряда элементов в пониженные элементы рельефа.

Это предположение подтверждается данными анализа воды, взятой из разреза, сделанного у подножья склона, наверху которого расположен исследованный солончак. Анализ показывает, что вода здесь богата солями. Общая концентрация солей в воде достигает 1212 мг на литр. Железа эти воды содержат мало, так как оно успело выпасть выше. Основными компонентами раствора являются сульфаты и хлориды кальция и магния.

Рассмотренные материалы показывают, что мобилизация железа, связанная с развитием восстановительных процессов, и аккумуляция мобилизованного железа в периферической части ключевого болота может достигать больших размеров. При аккумуляции железа из его сернокислых солей, как это наблюдалось в изучавшемся объекте, возникают кислые железисто-сульфатные солончаки. Вследствие высокой кислотности и высокой концентрации солей в почвенном растворе железисто-сульфатные солончаки представляют почву, очень неблагоприятную для развития растительности. Если питание грунтовыми водами прекращается, вследствие искусственного осушения или в результате понижения уровня грунтовых вод, связанного с естественными причинами, — железисто-сульфатные солончаки, как показывают наши полевые наблюдения, эволюционируют в луговые ожелезненные почвы, не обладающие отрицательными свойствами кислых солончаков. Если ключевое болото расположено на склоне древней озерной котловины, это приводит, как мы видели, к образованию железистых солончаков. Если оно находится на склоне к современной озерной котловине и стекающие из болота воды поступают непосредственно в озеро, этот вид питания железистыми водами может стать одним из главных источников железа, участвующих в озерном рудообразовании.

Настоящая работа выполнена под руководством проф. А. А. Завалишина, которому приношу глубокую благодарность.

ВЫВОДЫ

1. Изучение состава почвенно-грунтовых вод и почвенных растворов подзолистых почв показывает, что содержание железа в этих объектах не превышает для почвенно-грунтовых вод 3—4 мг на литр, а для почвенных растворов — 6—8 мг на литр.
2. Наиболее высокие концентрации железа свойственны водам ключевых болот (до 200 мг на литр). Повышение концентрации железа связано

с комплексом восстановительных процессов и главным образом с редукцией сульфатов.

3. Мобилизация железа в центральной части ключевого болота способствует развитию по его периферии кислых солончаков с резко выраженной аккумуляцией железа.

4. Характерными признаками таких солончаков являются: а) чрезвычайно низкое pH (близкое к двум) и б) накопление железа в виде гидратов окиси и виванита.

5. Концентрация солей в почвенных растворах железистых солончаков достигает нескольких граммов на литр. Преобладающим компонентом раствора в период господства анаэробных условий является $FeSO_4$. В почвенном растворе содержатся $Al_2(SO_4)_3$, $MnSO_4$, $CaSO_4$. Почвенные растворы имеют pH несколько более высокое, чем pH почвы. Наиболее высокую концентрацию почвенный раствор имеет весной; осенью степень его минерализации резко падает, главным образом вследствие выпадения из раствора окислов железа.

6. Высокая концентрация почвенных растворов и их низкое pH препятствуют развитию на солончаковых пятнах растительности.

7. Железо, мобилизованное в пределах ключевого болота, при поступлении болотных вод в озеро служит одним из важных источников железа, участвующих в озерном рудообразовании.

ЛИТЕРАТУРА

- Аарнио В. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии. «Почвоведение», 1915, № 2-3.
- Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. Тр. Конфер. по генезису руд, Изд-во АН СССР, 1937.
- Богдановская-Гисенф И. Д. Ключевые болота Кивгисенского уезда Ленинградской губернии. «Журн. Русск. ботан. об-ва», 1926, 11.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Изд. 4, 1939.
- Вернер А. Р. и Орловский Н. В. О роли сульфатредуцирующих бактерий в солевом режиме почв Барабы. «Почвоведение», 1948, № 9.
- Иванова Е. Н. Геологический и почвенный очерк района Колтушей. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. VIII, в. 6, Л., 1933.
- Исаченко Б. Л. Хлористые, сульфатные и содовые озера Кулундинской степи и биогенные процессы в них. Тр. СОПС АН СССР, в. 8, 1934.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. «Соврем. методы исслед. физико-хим. свойств почв», т. IV, в. 2, 1947.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. 1937.
- Рубенчик Л. И. Сульфатредуцирующие бактерии. 1947.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории земли. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Н. И. ФЕОФАРОВА

ПСЕВДОМОРФОЗЫ КАЛЬЦИТА ПО ГИПСУ В ПОЧВАХ

При микроскопических исследованиях шлифов из засоленных почв Кура-Араксинской низменности и Ферганской долины были обнаружены вторичные карбонаты в виде псевдоморфоз кальцита по гипсу.

Из пяти исследованных почвенных профилей наиболее отчетливо они представлены в нижней части осолонцовывающегося солончака из Кура-Араксинской низменности (разрез 85, южная Мугань). Почвенный материал из данного профиля был нам предоставлен В. Г. Зольниковым.

Почва данного профиля сформирована на многочисленных аллювиальных осадках с чередованием суглинистых и супесчаных карбонатных прослоев.

В верхней части обнаженного почвенного профиля наблюдается обильное выделение гипса. По мере углубления профиля гипс убывает, а с глубины 250 см исчезает.

По внешнему виду кристаллы гипса в данном профиле разнообразны: по величине можно выделить три категории — крупные, средние и мелкие; по форме в подавляющем большинстве случаев они вытянуты по плоскостям моноклинной призмы (010), иногда укорочены; по взаимному расположению образуют скопления или находятся в рассеянном состоянии.

На глубине 318—325 см мы наблюдаем кристаллы такого же облика, как мелкокристаллический гипс в рассеянном состоянии (даже «ласточкин хвост»), но принадлежащие другому веществу, которое по силе двойного лучепреломления и разрушаемости при действии HCl должно быть отнесено к псевдоморфозам кальцита по гипсу.

Образец почвенного горизонта с глубины 318—325 см представляет собой достаточно однородный известковистый суглинок (фиг. 1) с неотчетливой слоистостью, сложенный в основном глиной, действующей на поляризованный свет, и кластическим материалом, в состав которых входят кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды, акцессорные и непрозрачные минералы; кроме того, в нем найдены углистые остатки и гидратные формы железа. Средний размер обломков пород меньше 0,06 мм. Карбонаты представлены обломками карбонатных пород, псевдоморфозами кальцита по гипсу (число которых достигает 1—3 в поле зрения микроскопа при увеличении в 50 раз) и пылеватым кальцитом.

Как сказано выше, псевдоморфозы повторяют облик мелкокристаллического гипса, находящегося в рассеянном состоянии. Это хорошо видно при сравнении форм гипса из вышележащего горизонта с глубины 10—20 см этого же профиля, которые видны на фиг. 1, и двух псевдоморфоз

на фиг. 2 из образца с глубины 318—325 см, одна из которых снята при большем увеличении на фиг. 3.

Размер мелкокристаллического гипса из образца с глубины 318—325 см колеблется в пределах 0,06—0,36 мм, псевдоморфоз — в пределах 0,02—0,40 мм.

Форма гипса и псевдоморфоз — удлиненные по (010) моноклинные таблицы, иногда веретенообразного или псевдо-ромбоэдриального вида. Величина углов между гранями призм у гипса лежит в пределах 20—40°, у псевдоморфоз — 30°—44°.

На фиг. 4 видна также псевдоморфоза кальцита по двойниковому кристаллу гипса, так называемому «ласточкин хвост», который был обнаружен в этом же горизонте. Входящий угол этого двойника равен 40°, углы между гранями призм равняются 20 и 22°, что вполне соответствует константам «ласточкина хвоста».

Реакция образования и искусственное воспроизведение псевдоморфоз кальцита по гипсу, которые в ряде случаев были обнаружены в осадочных породах, изучались многими исследователями. Опыты проводились главным образом при действии растворов карбонатов и бикарбонатов щелочей на природный гипс.

Так, Беккерель получал на гипсе карбонаты кальция действием на него растворов NaHCO_3 и $\text{K}_2\text{SiO}_3 + \text{CO}_2$ воздуха, Дамур — действием $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ на гипс и ангидрит¹.

Влияние различных концентраций карбонатов и бикарбонатов калия и натрия при образовании карбонатов кальция на гипсе исследовал Фатер (1893). Им установлено, что при концентрации 0,1 н. карбонатов и бикарбонатов щелочей на гипсе образуются пятна, состоящие из кальцита округлой формы; по мере увеличения концентраций растворов появляются пятна, состоящие из ромбоэдров кальцита; при концентрациях 0,915 н. Na_2CO_3 и 0,5 н. NaHCO_3 весь гипс превращается в кальцит в виде крупных ромбоэдров.

Псевдоморфозы кальцита по гипсу относятся, таким образом, к группе псевдоморфоз превращения, образующихся путем взаимного обмена составных частей нового и старого минералов, т. е. случая, когда имеется видимая химическая связь между бывшим и образовавшимся минералами.

Для выяснения вопроса относительно форм кальцита, получающихся при взаимодействии растворов карбонатов и бикарбонатов щелочей с растворами солей кальция и гипсом, нами были поставлены следующие опыты. Были приготовлены растворы Na_2CO_3 и NaHCO_3 разных концентраций: Na_2CO_3 — 0,0079 н. и 0,079 н. и NaHCO_3 — 0,009 н. и 0,087 н. Мы взяли концентрации Na_2CO_3 и NaHCO_3 — более низкие, нежели в опытах других исследователей подобных реакций. Данные концентрации в какой-то степени приближаются к таковым в почвенных растворах, грунтовых водах и обычных водных вытяжках в засоленных почвах. Концентрации в них для HCO_3^- составляют 0,0002 н. и 0,017 н., а для CO_3^{2-} в почвенных растворах — 0,00002 н. и 0,004 н.

Каждый из приготовленных растворов в количестве 20 см³ смешивался в фарфоровой чашке: 1) с 20 см³ 1,5 %-ного раствора CaCl_2 , 2) с 20 см³ насыщенного раствора химически чистого CaSO_4 , 3) с кристаллами волокнистого гипса из нижнепермских отложений и 4) с мелкокристаллическим гипсом, взятым из почвы (с гор. 10—20 см разреза 85). Через сутки полученные осадки отфильтровывались, промывались дистиллированной

¹ Взято из статьи Фатера (Vater, 1893).

водой, сушились на воздухе, фиксировались на стекле канадским бальзамом и просматривались в поляризационном микроскопе.

На волокнистом и мелкокристаллическом гипсе образовался белый налет, который с волокнистого гипса осторожно снимался, а мелкокристаллический гипс, во избежание разрушения пленки, фильтровался вместе с ней.

В табл. 1 дана характеристика внешних форм полученных осадков. Как видно из материалов таблицы, слабые растворы NaHCO_3 с растворами CaCl_2 и CaSO_4 не дали видимого осадка. При взаимодействии слабых растворов Na_2CO_3 с растворами CaCl_2 и CaSO_4 получились мелкие ромбоэдры кальцита и пылеватый кальцит округлой формы; крепкие же растворы образовали крупные ромбоэдры и пылеватый кальцит в незначительном количестве. На фиг. 5 видны крупные ромбоэдры кальцита из опыта 4.

На кристаллах волокнистого и мелкокристаллического гипса из почвы при слабых концентрациях растворов бикарбонатов и карбонатов щелочей образовались ромбоэдры кальцита и пылеватый кальцит в виде редких скоплений или единичных зерен.

Крепкие концентрации растворов NaHCO_3 и Na_2CO_3 , как указывалось выше, образовали на гипсе плотные пленки, которые в опытах 12, 13 и 14 имели форму листочков волокнистого гипса, а в опытах 17 и 18 — форму мелких кристаллов гипса из почвы, т. е. в обоих случаях они повторяли внешнюю форму гипсовых образований или, иначе, они образовывали псевдоморфозы кальцита по гипсу.

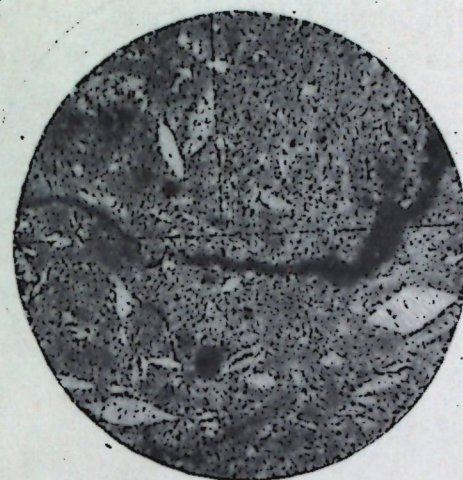
Эти пленки сложены кристаллами кальцита разнообразной формы: ромбоэдрами различной величины, пылевым кальцитом, размер отдельных зерен которого $< 2 \mu$, округлой или удлиненной, веретенообразной формы, а в опытах 13 и 14, кроме того, еще и зернами кальцита, повторяющими форму отдельных волокон волокнистого гипса. Последние формы являются псевдоморфозами кальцита по отдельным волокнам гипса. При подогревании смеси до $30-40^\circ$ (опыт 14) таких псевдоморфоз получается больше. На фиг. 6 видны волокна гипса и псевдоморфозы кальцита по ним.

В опытах 11 и 12 отмечаются микрозернистые удлиненные веретенообразные формы кальцита, повторяющие форму твердой фазы насыщенного раствора гипса. Подогревание смеси в опыте 9 вызвало образование больших количеств таких псевдоморфоз.

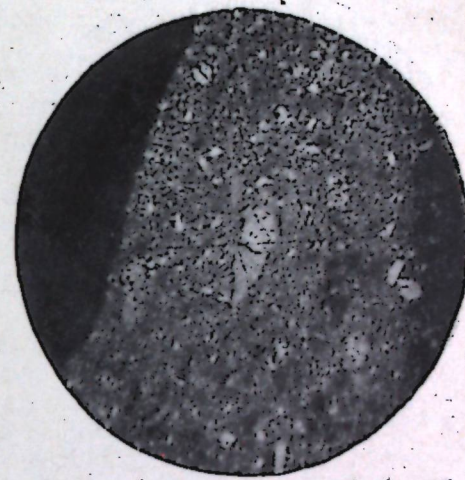
Во всех проведенных опытах видно различное поведение растворов Na_2CO_3 и NaHCO_3 . При близких концентрациях растворов в последнем случае пылеватого кальцита образуется больше и ромбоэдры кальцита получаются мельче. С повышением концентраций растворов Na_2CO_3 и NaHCO_3 соответственно укрупняются размеры кристаллов кальцита, но при действии бикарбоната натрия также образуется преимущественно пылеватый кальцит и ромбоэдры кальцита получаются мельче.

На различное поведение растворов NaHCO_3 и Na_2CO_3 обратил внимание еще Фатер, который указывал, что при действии растворов Na_2CO_3 на гипсе получают хорошо образованные кристаллы кальцита (вследствие того, что объем кальцита меньше объема гипса), которые могут свободно развиваться, а при действии раствора NaHCO_3 псевдоморфозы получают распадающимися, так как выделяющаяся CO_2 разрыхляет их.

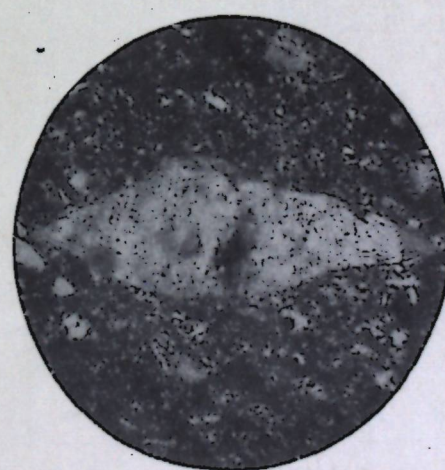
Псевдоморфозы, которые были обнаружены в почве на глубине 318—325 см, в большинстве случаев имеют плотную кристаллически зернистую структуру с различной оптической ориентировкой отдельных кристаллов кальцита. Последние, слагая тело псевдоморфозы, в одних случаях являются отчетливыми ромбоэдрами, в других неопределенно огранены, а



Фиг. 1. Мелкие кристаллы гипса. Увел. 50; николи +



Фиг. 2. Псевдоморфозы кальцита по гипсу. Увел. 50; николи +



Фиг. 3. Псевдоморфозы кальцита по гипсу. Увел. 225; николи +

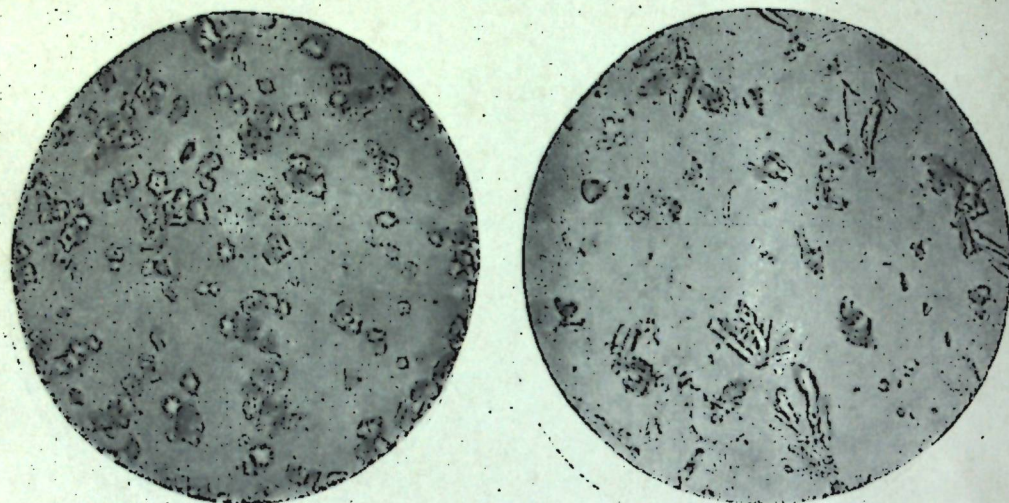


Фиг. 4. Псевдоморфозы кальцита по гипсу в форме «ласточкина хвоста». Увел. 225; николи +

Таблица 1

Опыты по получению искусственных псевдоморфоз кальцита по гипсу

№ опыта	Реагирующие компоненты	Внешний вид полученных осадков
1	1,5%-ный раствор CaCl_2 + 0,009 н. раствор NaHCO_3	Нет видимого осадка
2	То же + 0,008 н. раствор Na_2CO_3	Ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
3	То же + 0,087 н. раствор NaHCO_3	Мелкие ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
4	То же + 0,079 н. раствор Na_2CO_3	Крупные ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
5	Насыщенный раствор химически чистого CaSO_4 вместе с небольшим количеством твердой фазы + 0,09 н. раствор NaHCO_3	Нет видимого осадка
6	То же + 0,008 н. раствор Na_2CO_3	Крупные ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
7	То же + 0,087 н. раствор NaHCO_3	Мелкие ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
8	То же + 0,079 н. раствор Na_2CO_3	Крупные ромбоэдри кальцита и пылеватый кальцит
9	То же + 0,079 н. раствор Na_2CO_3 при небольшом нагревании	Крупные ромбоэдри и псевдоморфозы кальцита по гипсу, повторяющие облик твердой фазы препарата гипса
10	Волокнистый гипс из нижнепермских отложений + 0,009 н. раствор NaHCO_3	На пластинках гипса редко скопления мелких ромбоэдров кальцита и пылеватого кальцита
11	То же + 0,008 н. раствор Na_2CO_3	Такие же, но ромбоэдри кальцита крупные. Небольшое количество кристаллов кальцита веретенообразной формы
12	То же + 0,087 н. раствор NaHCO_3	Плотная пленка, сложенная мелкими ромбоэдрами кальцита и пылеватым кальцитом. Небольшое количество кристаллов кальцита веретенообразной формы



Фиг. 5. Ромбоэдри кальцита. Увел. 270; Фиг. 6. Псевдоморфозы кальцита по гипсу. Увел. 270; николи ||



Фиг. 7. Волокнистая структура псевдоморфоз кальцита по гипсу. Увел. 270; николи ||

Таблица 1 (продолжение)

№ опыта	Реагирующие компоненты	Внешний вид полученных осадков
13	Волокнистый гипс из нижнепермских отложений + 0,079 н. раствор Na_2CO_3	Плотная пленка, сложенная крупными ромбоэдрами кальцита. Небольшое количество псевдоморфоз кальцита по волокнам гипса
14	То же + 0,079 н. раствор Na_2CO_3 при небольшом нагревании	Плотная пленка, сложенная крупными ромбоэдрами кальцита, сферолитами и псевдоморфозами кальцита по волокнам гипса. Последних много
15	Мелкокристаллический гипс из почвы + 0,009 н. раствор NaHCO_3	На пластинках гипса единичные зерна пылеватого кальцита и мелких ромбоэдров кальцита
16	То же + 0,008 н. раствор Na_2CO_3	Такие же, но ромбоэдры кальцита крупнее
17	То же + 0,087 н. раствор NaHCO_3	Достаточно плотная пленка, сложенная пылеватым кальцитом и мелкими ромбоэдрами
18	То же + 0,079 н. раствор Na_2CO_3	Такая же пленка, но ромбоэдры кальцита крупнее

иногда имеют удлиненную форму, повторяющую форму отдельных волокон гипса, как это видно на фиг. 3 и 7. В последнем случае кальцит не только повторяет внешний облик кристаллов гипса, но и структуру отдельных его волокон, как это наблюдалось в опытах 13 и 14 при образовании псевдоморфоз кальцита по отдельным волокнам гипса.

Но в почвах встречаются псевдоморфозы кальцита по гипсу агрегативной структуры, сложенные пылеватым кальцитом. Иногда они имеют неотчетливый облик кристаллов кальцита и их можно принять за карбонатные пятна. В таких псевдоморфозах-пятнах иногда образуется кальцит веретенообразной формы, который получался в опытах 11 и 12.

Не исключено, что различие в структуре псевдоморфоз кальцита по гипсу в почвах связано с различной концентрацией ионов HCO_3^- или различием в действии ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} , входящих в состав природных растворов в почвах, которые при взаимодействии с гипсом и образуют псевдоморфозы кальцита по гипсу.

ЛИТЕРАТУРА

- Браунс Р. Химическая минералогия. СПб., 1904.
 Дана Э. С. Описательная минералогия. ОНТИ, 1937.
 Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М.—Л., 1946.
 Курс минералогии. Под ред. А. К. Болдырева. ОНТИ, 1936.
 Самойлов Я. В. Явления псевдоморфизма в минеральном царстве. «Естественно-географический журнал», 1900, № 1.
 Doelter C. «Handbuch der Mineralchemie», 1926, Bd. IV, 7, S. 139—44.
 Vater H. «Ztschr. Kryst.», 1893, 21, 433.

И. И. ФЕОФАРОВА

АРАГОНИТ В ПОЧВАХ

В почвах арагонит нами был обнаружен в двух случаях: один раз в форме псевдомицелия, другой — в форме ракушечного. По понятным причинам наше внимание сосредоточилось на первом случае.

Здесь арагонит определен в отдельном образце глинистого южного чернозема, сформированного на нижнепермских отложениях (Чкаловская обл., междуречье рек Урала и Илека, разрез 13, глубина 50—60 см). Образец получен от А. А. Ерохиной.

Этот горизонт почвы сложен комками ребристой формы, легко разламывающимися на куски, палево-бурого цвета, с большим количеством тонких отмерших корней, по ходам которых имеются выделения вторичного карбоната кальция (псевдомицелия). В большинстве случаев эти выделения имеют вид тонких трубок с сохранившимися внутри канальцами, включавшими корешки растений. Горизонт содержит гипс как в рассеянном состоянии, так и (в редких случаях) вместе с выплетами карбонатов.

Псевдомицелии были отобраны из образца и проанализированы. По внешнему виду они представляют собой мучнистую массу, легко рассыпающуюся на отдельные зерна и легко растворяющуюся в 5%-ной HCl . При кипячении в течение одной минуты с раствором азотнокислого кобальта¹ зерна окрашиваются в лиловый цвет, что говорит о наличии арагонита. Внешний вид кристаллов арагонита виден на фиг. 1 и 2.

Размер зерен арагонита однообразен: от 0,1 до 0,2 мм.² Структура кристаллов имеет черты, характерные для арагонита: большинство зерен сложено субмикроскопически тонкими иглами или пластинками, иногда собранными в пучки, расходящиеся наподобие развернутого веера или нескольких вееров один ниже другого, с острыми углами у расходящихся концов. Такая структура типична для известковых оолитов, сложенных арагонитом (А. Н. Заварицкий). Встречаются сферолиты радиально-лучистого сложения: У некоторых зерен от периферийной части внутрь к центру расположены остроугольные удлиненные кристаллы. Иногда зерна

¹ Эта реакция, которой широко пользуются многие исследователи при определении арагонита, заключается в том, что тонко намельченный порошок арагонита при коротком (1—2 минуты) кипячении с 5—10 %-ным раствором $\text{CO}(\text{NO}_2)_2$ окрашивается в лиловый цвет. Кальцит остается бесцветным и лишь после 5—10-минутного кипячения слабо окрашивается в синеватый или зеленоватый цвет.

² Н. П. Чирвинский описал арагонитовую муку из травертина в виде «коротких толстых призм с закругленными гранями и конечными призмами», по размеру близкими к нашим зернам арагонита.

сложены отдельными овальными тельцами размером от 0,01 до 0,005 мм подобно «икряным камням» арагонита.

Структура большинства кристаллов комбинирована из нескольких вышеописанных структур.

При скрещенных николях отмечается волнистое погасание, иногда виден неполный крест или гипербола. Двупреломление высокое, но определить показатели преломления из-за сложной структуры кристаллов не удалось: иногда они были близки к показателям арагонита, иногда — кальцита. Арагонит, растертый между стеклами, не показал ромбоэдрической спайности, и обломки зерен были неопределенно остроугольные.

В некоторых раздробленных зернах удалось определить четкие показатели преломления кальцита: n_p , равный 1,458; n_g , равный 1,658, а в некоторых случаях n равнялось 1,673, т. е. превышало n_g кальцита.

Таким образом, структура кристаллов карбоната кальция и реакция с раствором кобальт-нитрата¹ свидетельствуют о наличии в псевдомицелии арагонита, а показатели преломления раздробленных кристаллов — о присутствии и кальцита.

Арагонит, являющийся неустойчивой модификацией карбоната кальция, в природе образуется при ограниченных условиях: или при температуре выше 29°, или же при более низких температурах, но в присутствии солей Sr, Ba, Pb и Mg. Изучению условий его образования и искусственного воспроизведения посвящено немало работ.

Наиболее подробные исследования по образованию арагонита при низких температурах (2—10—20°) в присутствии хлористых и сернокислых солей магния различных концентраций (0,001—0,100%) провел Лейтмейер, показавший, что 1) на образование арагонита при температуре ниже 29° влияют два фактора — наличие солей магния и определенная температура, причем с повышением температуры и увеличением концентрации солей возрастает количество образовавшегося арагонита, и 2) незначительные концентрации солей и низкая температура изменяют только габитус карбоната кальция, а более высокие и кристаллографическую систему.

Очевидно, и в данном случае появление в псевдомицелии арагонита наряду с кальцитом является результатом одновременного образования в почве при низких температурах и в присутствии солей магния этих двух модификаций карбоната кальция.

Ракушечный арагонит встретился в почвах, сформированных на отложениях ашшеронского яруса (восточный Азербайджан). Образцы получены от В. А. Ковда.

Для методических работ были проанализированы три образца почв (район оз. Масазыр, каштановая почва, разр. 8, глубина 15—35 см; солончак из этого же района, разр. 9, глубина 35—45 см, и выбросы грязевого вулкана Кейреки, разр. 6, глубина 75—100 см). В двух первых из них во фракции механического состава $>0,25$ мм и фракции удельного веса $>2,75$ мм обломки карбоната при кипячении с 5%-ным раствором кобальт-нитрата окрасились в лиловый цвет. Эти обломки, относящиеся к ашшеронскому возрасту, следует считать принадлежностью материнской породы, а арагонит псевдомицелия — образованием, получившимся в результате почвенных процессов.

¹ Реакция с раствором кобальт-нитрата не дает возможности судить об отсутствии кальцита, так как в смеси двух модификаций получается лиловая окраска при одной части арагонита и 19 частях кальцита.



Фиг. 1. Арагонит. Ув. 50

ЛИТЕРАТУРА

- Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, вып. II, Изд-во Кубуч, Л., 1928.
 Браунс Р. Химическая минералогия. СПб., 1904.
 Дана Э. С. Описательная минералогия. ОНТИ, 1937.
 Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород. М.—Л., 1932.
 Курс минералогии. Под ред. проф. А. К. Болдырева. ОНТИ, 1936.
 Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
 Николаевский Ф. А. Происхождение и жизнь известняковых пород. «Русский почвовед», 1916, № 11-15.
 Чирвинский П. Н. и Орлов Н. А. К минералогии Кавказа и Крыма Юрьев, 1914.
 Cornu F. «Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Huttenwissen», 1907, № 49, S. 45.
 Zeitmeier H. Zur Kenntnis der Carbonate. «N. J. Mi Geol. u. Pal.», 1910, Bd. I, S. 49.



А



Б

Фиг. 2. Арагонит. Увел. 225; николи ||

- А. Видны: ирregularная структура с удлиненными, растущими внутри кристаллами по краям (сверху справа) и комбинация ее с расходящимся пучком удлиненных пластинчатых кристаллов (посередине).
 Б. Видны: структура двухъярусного развернутого всея из игольчатых кристаллов и структура с растущими внутри удлиненными кристаллами.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Содержание
От редакции
М. А. Бобрицкая. Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород
М. А. Глазовская. Выветривание горных пород в нивальном поясе центрального Тянь-Шаня
Е. И. Парфенова. Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо (Северный Кавказ)
Е. А. Ярилова. Преобразование минералов сиепита на первых стадиях почвообразования
Д. Н. Иванов. Распространение меди в почвах и роль медных удобрений в повышении урожайности сельскохозяйственных культур
К. В. Веригина. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании
И. И. Феофанова. Псевдоморфозы кальцита по гипсу в почвах
И. И. Феофанова. Арагонит в почвах

С О Д Е Р Ж А Н И Е

От редакции	3.
М. А. Бобрицкая. Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород	5.
М. А. Глазовская. Выветривание горных пород в нивальном поясе центрального Тянь-Шаня	28
Е. И. Парфенова. Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо (Северный Кавказ)	49
Е. А. Ярилова. Преобразование минералов сиепита на первых стадиях почвообразования	110
Д. Н. Иванов. Распространение меди в почвах и роль медных удобрений в повышении урожайности сельскохозяйственных культур	143
К. В. Веригина. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании	190
И. И. Феофанова. Псевдоморфозы кальцита по гипсу в почвах	202
И. И. Феофанова. Арагонит в почвах	207

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор издательства В. Я. Марков
Технический редактор Н. П. Лузан
Корректоры Н. Н. Песцова и Т. С. Петрикова

*

РИСО АН СССР № 4358. Т-09920. Издат. № 2861
Тип. заказ № 641. Подп. к печати 15/XII 1950 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 18,15. Бум. л. 6,625
Уч.-издат. л. 19,75, Тираж 2000.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10