



Л.Г. МАЧАВАРИАНИ

Доктор географических наук,
ассоц. профессор Тбилисского
государственного университета
им Ив. Джавахишвили (ТГУ)

ლია მაჭავარიანი

გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი,
ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის
სახელმწიფო უნივერსიტეტის (თსუ)
ასოცირებული პროფესორი

L.G. MATCHAVARIANI

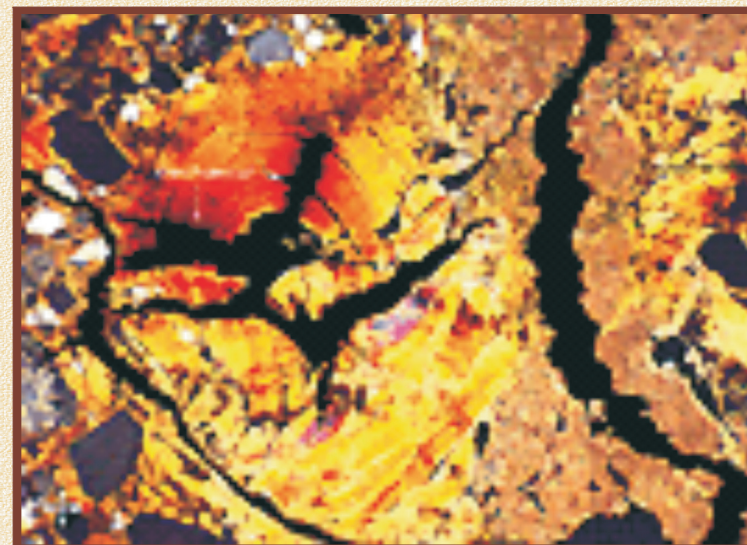
Doctor of Sciences in Geography,
Associated Professor of Iv. Javakhishvili
Tbilisi State University (TSU)

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАРАДИГМЫ
МИКРОСТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ

МАЧАВАРИАНИ Л.Г.

МАЧАВАРИАНИ Л.Г.

ლ. მაჭავარიანი L.G. MATCHAVARIANI



**ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ
ПАРАДИГМЫ МИКРОСТРОЕНИЯ
ОСНОВНЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ**

**საქართველოს ძირითადი
ნიადაგების მიკროშენილობის
გეოგრაფიული პარადიგმები**

**GEOGRAPHICAL PARADIGMES
OF MICROFEATURES IN
MAJOR SOILS OF GEORGIA**

МАЧАВАРИАНИ Л.Г.

**ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАРАДИГМЫ
МИКРОСТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ
ПОЧВ ГРУЗИИ**

ლია მაჭავარიანი

**საქართველოს ქირითადი ნიადაგების
მიკროშენიების გეოგრაფიული
პარადიგმები**

MATCHAVARIANI L.G.

**GEOGRAPHICAL PARADIGMES OF
MICROFEATURES IN MAJOR
SOILS OF GEORGIA**



**თბილისის
უნივერსიტეტის
განმანათლებლო**

Мачавариани Л.Г. «Географические парадигмы микростроения основных почв Грузии», Тбилиси, 2008, 309 с.

Монография посвящена детальным микроморфологическим исследованиям почв Грузии. Особое значение придается микроморфологическому диагностированию профилеформирующих почвенных процессов. Рассмотрены вопросы выявления палеопедологических признаков на микроуровне. Даны принципы картирования микроморфологических показателей почв Грузии. Показаны возможности комплексных педологических исследований на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровнях с применением системы взаимодополняющих методов. Создана микроморфологическая база диагностирования генезиса почв Грузии, что послужит интересным материалом для составления основы почвенного, палеогеографического или геоэкологического атласа Грузии и может быть использована для типизации почв при переоценке классификационного вопроса.

Данные в книге материалы могут заинтересовать специалистов по ландшафтной экологии, биогеографии, географии почв, почвоведения, территориального планирования, ресурсоведения и др. Монография может быть использована как учебный материал в бакалавриате и магистратуре на факультете естественных наук ТГУ.

Редактор: **Т.Ф. Урушадзе** – член-корр. АН Грузии,
доктор биол. наук, профессор

Рецензенты: **З.Х. Сепергеладзе** – доктор геогр. наук, профессор
Ш.Д. Палавандишвили – доктор геогр. наук, профессор

ლ. მაჭავარიანი. «საქართველოს ძირითადი ნიადაგების მიკროშენების გეოგრაფიული პარადიგმები», თბილისი, 2008, 309 გვ.

მონოგრაფია ეძღვნება საქართველოს ნიადაგების დეტალურ მიკრომორფოლოგიურ შესწავლას. განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა პროფილისმაფორმირებელი ნიადაგური პროცესების მიკრომორფოლოგიურ დიაგნოსტიკას. განხილულია პალეოპედოლოგიური ნიშნების მიკრომორფოლოგიური გამოვლენის საკითხები, მოცემულია მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლების კარტირების პრინციპები, ნაჩვენებია კომპლექსური პედოლოგიური კვლევების შესაძლებლობები მაკრო-, მეზო-, მიკრო- და სუბმიკროდონეებზე მეთოდთა სისტემის გამოყენებით. შექმნილია საქართველოს ნიადაგების გენეზისის მადაგნოსტიკური მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლების ბაზა, რაც საინტერესო მასალას წარმოადგენს საქართველოს ნიადაგური, პალეოგეოგრაფიური ან გეოეკოლოგიური ატლასის შედგენისთვის და შესაძლოა გამოყენებულ იქნას საქართველოს ნიადაგების ტიპიზაციისთვის კლასიფიკაციური საკითხის გადაფასებისას.

ნიგნში მოცემული სამეცნიერო მასალები საინტერესო იქნება ლანდშაფტური ეკოლოგიის, რესურსმცოდნეობის, ნიადაგების გეოგრაფიის, ნიადაგმცოდნეობის, ბიოგეოგრაფიის, ტერიტორიული დაგეგმარებისა და სხვ. სფეროებში მომუშავე სპეციალისტებისთვის. შესაძლებელია მონოგრაფიის გამოყენება სასწავლო მასალად საბაკალავრო და სამაგისტრო პროგრამებისთვის თსუ საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტზე.

რედაქტორი: **თ. ურუშაძე** – საქ. მეცნ. აკადემიის წევრ-კორ.,
ბიოლ. მეცნ. დოქტ., პროფესორი

რეცენზენტები: **ზ. სეფერთელაძე** – გეოგრ. მეცნ. დოქტ.,
პროფესორი

მ. ფალავანდიშვილი – გეოგრ. მეცნ. დოქტ.,
პროფესორი

Matchavariani L.G. “Geographical paradigmes of microfeatures in major soils of Georgia”. Tbilisi, 2008, 309 p.

The monograph is devoted to detailed micromorphological investigations of Georgia’s soils. Special attention is given to micromorphological diagnosing of profile forming soil processes. The issues of revealing of paleopedological signs at microlevel are considered. The principles of mapping of micromorphological indicators of Georgia’s soils and their correlation with the landscape parameters are given. Shown are the possibilities of complex pedological investigations at macro-, meso-, micro- and submicrolevels with application of the system of complementary methods. Micromorphological database of diagnosing of the genesis of Georgia’s soils was made, which will serve as an interesting material for compiling a soil, paleogeographical or geoeological atlas of Georgia and can be used for typification of soils in reappraising the classification issue.

The micropedological materials given in the book can rouse the interest of specialists in landscape ecology, resource management, soil geography, soil science, biogeography, landscape planning, etc.

Editor: **T. Urushadze** – Member of Academy Sciences of Georgia,
Dr. Sciences (Biol.), Professor

Reviewers: **Z. Seperteladze** – Dr. Sciences (Geogr.), Professor
Sh. Palavandishvili – Dr. Sciences (Geogr.), Professor

*ვუძღვნი დედას და
მამის ნათელ ხსოვნას*

**Посвящается маме и
светлой памяти отца**

ВВЕДЕНИЕ

Значительным достижением современной географии является учение о ландшафтах – результате сочетания и совместной деятельности географических факторов. Одним из главнейших источников современного учения о ландшафтах является генетическое почвоведение. Выдающийся географ Л.С. Берг указывал, что В.В. Докучаев является основоположником учения о географических ландшафтах. Так что, наука о почве, по своей сути, глубоко географична. География взаимосвязи факторов почвообразования, закономерное распределение почв в связи с изменением отдельных факторов, имеет чрезвычайно важное значение для развития физической географии и является одним из основных выводов генетического почвоведения.

Значение почвоведения для физической географии усиливается тем, что почва является не только одним из компонентов ландшафта, но и одновременно его значительным показателем. Б.Б. Польшов, перефразируя выражение В.В. Докучаева, говорил, что «почва – это зеркало ландшафта». Поэтому сравнительно-географический метод изучения почв одновременно является важнейшим методом физико-географических исследований.

Термин «парадигма» (греч. «пример», «образец»), который в последнее время приобрел большую популярность в научной литературе, И.П. Герасимовым определяется следующим образом: «Исходная концептуальная схема, модель постановки проблем и их решения, методов исследования, господствующих в течение определенного исторического периода в научном сообществе» (Герасимов, 1986). Согласно этому понятию, под главной парадигмой докучаевского почвоведения следует понимать

классическое определение сущности образования почв (Докучаев, 1881): «Почвы всегда имеют свое собственное происхождение; они всегда и всюду являются результатом совокупной деятельности материнской горной породы, живых и отмерших организмов (как растений, так и животных), климата, возраста страны и рельефа местности».

Это определение повторено далее В.В. Докучаевым следующим образом: «Самую главную трудность исследуемой нами задачи составляет её особый характер: почвы являясь результатом чрезвычайно сложного взаимодействия местного климата, растительных и животных организмов, состава и строения материнских горных пород, рельефа местности, наконец возраста страны, понятно, требует от их исследователя беспрестанных экскурсий в область самых различных специальностей...» (Докучаев, 1889).

И.П. Герасимов в своей книге «Учение В.В. Докучаева и современность» (Герасимов, 1986) эту классическую парадигму генетического почвоведения назвал «двучленной докучаевской формулой» и определил следующим образом: «свойства почв – факторы почвообразования». Такой подход в докучаевском почвоведении (существующий довольно долго) в настоящее время существенно дополнен. Поэтому такую докучаевскую науку называют факторной и считают, что она ограничена только изучением и константацией «внешних связей свойств почв с факторами природной среды (климатом, растительностью, горными породами и т.д.), что считается не совсем достоверным.

Еще 40 лет назад И.П. Герасимовым был поставлен вопрос о возможности и даже необходимости модернизировать формулу (парадигму) старого докучаевского почвоведения на основе новейших достижений почвоведения: «Наиболее важным достижением почвоведения является почти полный переход его от двучленной докучаевской формулы: «почва – среда» или «свойства – факторы» к трехчленной «почва – генезис – среда» или, точнее, «свойства почвы – почвенные процессы – факторы почвообразования» (Герасимов, 1964). Сущность нового подхода, т.е. главная парадигма современного почвоведения, заключалась в разработке генетической классификации почв. Основной,

опорной таксономической единицей, согласно старой докучаевской парадигме, было понятие «генетический тип почв», исходя в основном только из морфологических свойств почв (их морфологического профиля и состава генетических горизонтов) и географических условий образования. В ходе последующих работ (Герасимов, Глазовская, 1960), исходным определением генетического типа почв стало понятие: «Суммарное, обобщающее признаки и свойства большого ряда конкретных почв, связанных единством происхождения и процессов превращения и передвижения (миграции) вещества». Это определение, его процессная сущность, стали основной методологической базой для развития разносторонних научных фундаментальных исследований на новейшем этапе развития генетического почвоведения.

Особо важный вклад в дальнейшем развитии науки о почвах внесла современная отрасль генетического почвоведения – микрopedология (микроморфология почв), основанная на микро- и субмикроскопических анализах. Развитие микроморфологических исследований в почвоведении характеризует комплексность, достоверность, этапность, усложнение методических подходов, расширение сфер приложения метода как в различных разделах науки, так и в изучении разнообразных типов почв.

Основным преимуществом микроморфологии почв, как особого и информативного раздела почвоведения, является генетическая интерпретация и диагностика почв и почвообразовательных процессов, а также способ выявления палеopedологических признаков. Нередко почва отражает не только современную среду формирующих ее факторов, но и хранит в себе былые признаки, наследуемые от предшествующих этапов развития. Поэтому почва представляется нам не только как «зеркало ландшафта», отражающая условия компонентов современной природы, но и как «память ландшафта», сохранившая палеогеографические свойства. Применение микроморфологического метода в изучении почв Грузии, с точки зрения интерпретации многих проблематичных вопросов генетического характера, наиболее актуальна для страны, где развитие генетической микрopedологии характеризуется относительной молодостью. Именно познание генезиса позволяет оценить возможное поведение почв и направить их в нужном для человека направлении. Достиже-

нием грузинской почвенно-географической науки является не только практическое применение микрopedологического анализа как эффективного метода исследований, дополняющего комплексные исследования почв, но и развитие микрopedологии как специального направления, позволяющая достоверно разрешить те генетические вопросы педологии, которые не всегда доступны другими способами исследований. Поэтому, создание микроморфологической базы почвенного спектра Грузии и диагностирование основных профилеформирующих процессов представляется весьма актуальным.

Основной целью данной работы является установление географических закономерностей микростроения почв Грузии на основе микроморфологического изучения их генезиса. Задачи исследований сводятся к следующему: создание микроморфологической базы диагностики основных почв Грузии на основе изучения их микростроения и выявление специфических различий между сравниваемыми почвами; выявление микроморфологических признаков диагностирования элементарных почвенных процессов (ЭПП) в почвах Грузии, определяющих формирование конкретных генетических профилей; установление морфотипов гумуса в почвах Грузии на основе группировки критериев микроморфологических показателей органических компонентов в органопрофилях; выявление палеopedологических микропризнаков, не подчиняющихся существующим закономерностям современной среды, но свойственных конкретным почвенным профилям Грузии; создание картографического материала по основным микроморфологическим показателям почв Грузии.

Общим объектом исследований данной работы, с целью выявления общих географических закономерностей микростроения почв, служит территория распространения и сочетания всего почвенного спектра Грузии в целом (гумидных, аридных, семигумидных, семиаридных регионов). С целью выявления микроморфологических показателей диагностирования основных ЭПП и палеопочвенных признаков исследовались отдельные генетические типы почв.

Работа базируется на результатах 20-летних микроморфологических исследований почв Грузии, выявления особенностей

их микростроения, микроморфологического диагностирования генезиса, а также на конкретных поэтапных исследованиях с применением системы взаимодополняющих методов, существующих в почвоведении. С целью изучения организации почвенного материала и отдельных компонентов микростроения почв исследовались почвенные шлифы вертикального и горизонтального сечения с применением поляризационно-интерференционного микроскопа BIOLAR. Большое количество плоскопараллельных (покрытых и непокрытых) почвенных шлифов изготовлено в шлифовальной мастерской Почвенного ин-та им В.В. Докучаева (Москва) Э.Ф. Мочаловой по общепринятому методу (Мочалова, 1956). Микроморфологические описания почвенных шлифов проводились в соответствии с общеизвестными руководствами и информационными справочниками по микропедологии (Kubiena, 1970; Добровольский, 1974; Парфенова, Ярилова, 1977; Fitz-Patric, 1984; Bullock, Fedoroff, Jongerius, Stoops, Tursina, 1985; Ромашкевич, Герасимова, 1982; Герасимова, Губин, Шоба, 1992; Методическое руководство..., 1993 и др.).

Более конкретно, при детальном изучении конкреционных Fe-образований, применялся комплекс сопряженных методов, основываясь на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровнях, опираясь как на традиционные общепринятые методы, применяемые в почвоведении, так и современные электронно-вычислительные анализаторы. Микрохимическое изучение конкреций (для проведения локального микрорентгеноспектрального анализа), микроморфометрическое изучение (с целью выявления их количественных показателей, проводимых совместно с Е.Б. Скворцовой) и определение валового химического состава конкреций проводились на базе Почвенного института им. В.В. Докучаева (Москва) с использованием растрового электронного микроскопа на установке Comebax (Франция), оптико-электронных анализаторов изображения Quantimet-720 и Magiscan-2 (Англия) и рентген-флюорисцентного анализатора VRA-30 (Германия); микроморфохимический анализ проводился путем обработки непокрытых шлифов химическими реактивами Тамма и Мера-Джексона (оксалатным и дитионитовым растворами) по методу П. Баллока с соавторами (Bullock, Loveland, Murphy, 1975) и др. Картографический материал (географические карты, отражаю-

щие распространение основных ЭПП в почвах Грузии) создан с применением компьютерных программ Arc View GIS.

Результаты микроморфологических исследований, представленных в данной монографии могут быть использованы для типизации почв Грузии при переоценке классификационного вопроса. Приведенные в работе материалы могут быть применены также для составления основы почвенного, палеогеографического или геоэкологического атласа Грузии. Микроморфологическая база данных может послужить интересным материалом для таких сфер, как ландшафтная экология и биогеография, территориальное планирование и ресурсоведение. Возможное применение-обообщение результатов исследований и составленных карт для Кавказского региона (в случае трансграничных почв), в свою очередь, усиливает теоретическую и практическую значимость работы. Созданный картографический материал, в свою очередь, можно использовать для оценки возможного поведения почв при различном антропогенном воздействии (обработке, рекреации, загрязнении и др.). Выявленные микроморфологические закономерности почв предварительно могут быть использованы при разработке методик почвенно-экологического картирования территории Грузии. Работа является также своеобразным теоретическим вкладом в почвенно-географическую науку.

Часть I

Теоретические основы развития микрopedогии и изученность почв Грузии

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МИКРОМОРФОЛОГИ- ЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ В ПОЧВОВЕДЕНИИ

В становлении и развитии современной микроморфологии почв основная и первостепенная роль принадлежит немецкому ученому В. Кубиене. Его работы заложили основу микроморфологии почв как особого метода и направления в науке о почве. В известной монографии В. Кубиены «Микропочвоведение» (Kubiëna, 1938) обоснованы главные методические принципы и технические средства изучения микрокомпонентов почв, в том числе минеральных, органических и микробиологических; подчеркнута важность сочетания микроморфологического изучения почв под микроскопом с микрохимическим методом их исследования. В последующих монографиях: В. Кубиена (Kubiëna, 1953, 1970) убедительно доказал плодотворность применения микроморфологического метода для разработки диагностики и систематики почв, для изучения генезиса и географии почв, в том числе древних почв с полигенетическим профилем. С именем В. Кубиены также связано развитие количественного метода в микроморфологических исследованиях, т.е. для развития микроморфометрии.

Значительный вклад в развитие современной микроморфологии почв внесли также работы Р. Брюэра (Brewer, 1964), прежде всего известная монография «Сложение почв и их минералогический анализ». Большое значение имеет разработанная Р. Брюером терминология и систематика микроморфологических признаков и его учение об уровнях организации основной почвенной массы.

Направления микроморфологических исследований очень различны. Сочетание изучения морфологии почв с определением вещественного состава микроморфологических компонентов и анализ причин возникновения этих компонентов, т.е. выяснение их генезиса, является особым достижением и преимуществом микрopedологических исследований. Разработка этого направления, т.е. микроморфогенезиса составляет одну из наиболее важных задач микроморфологии почв.

И.П. Герасимовым (1986) высказана интересная и справедливая мысль о том, что микроморфологии принадлежит особая роль в диагностике тех элементарных процессов почвообразования (оглинение, ожелезнение, оглеение, гумификация, засоление и др.), различные сочетания которых приводят к образованию тех или иных генетических типов почв. В самом деле, только познание генезиса почв, т. е. процессов, формирующих их состав и строение, позволяет активно влиять на свойства почв, изменяя их в нужную для человека сторону. Именно в этом заключается не только научно-познавательная, но и практическая ценность генетического направления микроморфологических исследований – микроморфогенеза почв. Здесь мы выходим за рамки буквального значения термина «микроморфология почв» и приближаемся к термину «микрочвоведение», который В. Кубиена избрал для названия своей первой монографии (Kubiena, 1938), положившей начало этому направлению. Термин «микрочвоведение» в большей мере соответствует тому особому разделу почвоведения, который охватывает изучение сложного микромира почв с точки зрения его строения (морфологии), состава, свойств и процессов, формирующих его особенности.

К настоящему времени окончательно сформировалось положение о том, что микроморфология почв – это не только специальный информативный метод, дополняющий комплексные почвенные исследования, но и особый раздел современного почвоведения, охватывающий микромир почв, ее тончайшее внутреннее устройство. Это положение, наряду с работами В. Кубиены и Р. Брюера, неоднократно постулировано российскими учеными: Г.В. Добровольским, И.П. Герасимовым, В.В. Добровольским, Е.И. Парфеновой, Е.А. Яриловой, А.И. Ромашкевич, С.А Шоба., М.И. Герасимовой, Т.В. Турсиной, Л.О. Карпачевским, В.О.

Таргульяном и др. Микроморфология является неотъемлемой частью морфологии почв и служит важным компонентом поэтапного иерархического морфологического анализа почвенной массы (Brewer, 1964).

Вклад микроморфологического направления в науку о почвах наиболее интересен тем, что отражает не только частные аспекты микростроения почв, но и дает географо-генетический анализ почвообразования в разных природных зонах.

Характерно разнообразие тематической направленности микроморфологических исследований, которые можно условно сгруппировать по трем разделам. Первым особым и самостоятельным разделом является методический, который характеризуется бурным развитием экспериментальной микроморфологии почв, основанной на применении приборной техники и позволившей получить принципиально новую информацию о микростроении и вещественном составе компонентов почвенной массы (использование растрового электронного микроскопа совместно с рентгеновским микроанализатором), что легло в основу формирования субмикроморфологии почв (Добровольский, Шоба, 1978). Обоснованность самостоятельности этого направления связана с определенным масштабом или уровнем исследований и специфичностью методических подходов и использования технических средств. Значительное развитие получила количественная микроморфология – микроморфометрия, что позволило на базе компьютеризованных анализаторов изображений дать объективную количественную информацию о закономерностях содержания и профильного распределения элементов микростроения (Скворцова, 1981).

Вторая группа исследований самая обширная, касается микроморфологии отдельных элементов строения (новообразований) или конкретных типов почв. Такой признаковый подход позволил охарактеризовать разнообразия почв и углубил представления об их микростроении, вещественном составе и всесторонне помог объяснить генезис многих почв. Закономерно прослеживается тенденция характеристики и диагностики отдельных почвообразовательных процессов на основе сочетающихся в почвенном профиле микроморфологических признаков, обусловленные этими процессами. Взаимосвязь признак–процесс, как ана-

логия, широко используется в морфологии почв для генетических построений. Наличие того или другого признака трактуется как проявление определенного процесса.

Неоспоримый вклад микроморфологии почв отмечен в выявлении тех минимальных изменений, микроочагов "болезней почвы", возникших вследствие антропогенных воздействий, которые часто ускользают от ряда других аналитических методов (Добровольский, 1977; Jongerius, 1981; Турсина, 1988). Отмеченное направление исследований характерно для большинства почвенно-географических работ, при которых постоянно возникает необходимость диагностики почв для возможной их классификации.

Третье направление микроморфологических публикаций связано со структурно-организационным анализом почвенного профиля. Включает разные уровни структурной организации почвенной массы и анализ иерархического соподчинения этих уровней. Наиболее часто дается анализ профильного изменения структурной организации, вклад отдельных компонентов почвенной в строении генетических горизонтов и профиля в целом. Основы настоящего подхода были заложены и сформулированы еще В.В. Докучаевым, который неоднократно подчеркивал о взаимобусловленности генетических горизонтов в вертикальном профиле.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ПОЧВ ГРУЗИИ

С середины прошлого столетия в науке о почвах особое место стало занимать изучение почв под микроскопом в специально изготовленных тонких срезах почв (шлифах), сохраняющих естественное (ненарушенное) сложение почвы. Все более широкое использование этого метода исследования и накопление обширного фактического материала постепенно привело к становлению особого раздела современного почвоведения – микроморфологии почв.

История развития микроморфологического направления в грузинском генетическом почвоведении характеризуется относительной молодостью. Микроморфологические работы, опубликованные Т.Ф. Урушадзе в 70-ых годах прошлого столетия, включают характерные особенности микростроения некоторых почв субальпийских лесов, аридных редколесий и пойменных лесов Грузии (Урушадзе, 1972, 1973). Э.К. Накаидзе (1966, 1973) изучены особенности микростроения коричневых и лугово-коричневых почв Грузии.

По почвам влажносубтропической зоны Грузии имеется ряд публикаций, касающихся микроморфологии красноземов и псевдоподзолистых – элювиально-поверхностно-глеевых (Ромашкевич, 1966, 1974, 1979), алювиальных (Бобровицкий, 1973); гидроморфных почв Колхидской низменности (Вуколов, Турсина, 1986) и др. Исследованиями М.И. Маршания, Т.В. Турсиной, М.П. Верба (1984) охвачены желтоземно-подзолистые почвы террасированных склонов Абхазии, где показаны особенности изменения микростроения при их окультуривании. Н.Г. Вуколовым, Т.В. Турсиной (1986) изучены особенности микростроения гидроморфных почв центральной части Колхидской низменности: иловато-глеевых, слабопсевдоподзолистых и псевдоподзолистых глеевых почв. Микроморфологические исследования по почвам Западной Грузии проведены А.И. Ромашкевич на красноземах Аджарии (Ромашкевич, 1966, 1974), а также элювиально-поверхностно-глеевых почвах Абхазии (Ромашкевич, 1979).

Отдельные работы с микроморфологическими описаниями отдельных профилей почв из разных регионов Грузии опубликованы некоторыми грузинскими и русскими почвоведом: по бурым горно-лесным почвам Грузии (Герасимова, Урушадзе, 1967), высокогорным и бурым лесным почвам Сванетии (Яшвили, 1986; Яшвили, Макеева, 1986), темно-коричневым почвам Восточной Грузии (Макеева, 1983), черноземам Шираки (Пипиа, 1986), дерново-карбонатным почвам Западной Грузии (Чхеидзе, 1986), субальпийским и горно-лесным почвам Сагурамо-Ялонского хребта (Беручашвили, Маглакелидзе, Петриашвили, Шеварднадзе, 1973) и др., показывающие микроморфологические показатели некоторых профилей почв Грузии.

Следует отметить, что указанные выше микроморфологические работы в Грузии нередко имели более описательный характер, дополняющие и обогащающие традиционные почвенные исследования результатами относительно нового метода и подхода исследований. Начиная с конца 80-ых годов прошлого столетия, микроморфология почв в Грузии приняла более информативную нагрузку генетического характера и из формального описательного метода превратилась в пояснительное направление, наглядно подтверждающее механизм формирования тех или иных почв. Наиболее детальные микрopedологические исследования проведены во влажносубтропическом регионе Грузии. Комплексным исследованиям подвержены т.н. субтропические подзолистые (подзолисто-желтоземные) почвы (Мачавариани, 1989; Лежава, Мачавариани,) с применением системы сопряженных взаимодополняющих макро-, мезо-, микро- и субмикроскопических методов с целью уточнения механизма формирования этих дискуссионных в генетическом отношении почв. Именно отмеченным вопросам была посвящена кандидатская диссертация автора (Мачавариани, 1989). Специальные микро- и субмикроскопические исследования проводились также конкретно для конкреционных образований (Matchavariani, 1996; Мачавариани, 2005), которые наиболее характерны для влажносубтропических почв Грузии, в частности субтропических подзолистых почв; проведена их микроморфогенетическая типизация.

Микроморфологически изучались также объекты некоторых грузинских и иностранных коллег (преимущественно аспирантов и докторантов профессора Т.Ф. Урушадзе) из разных регионов Грузии: горно-луговые почвы (Д.Р. Кирвалидзе); коричневые светлые, коричневые карбонатные, коричневые выщелоченные, серо-коричневые, лугово-серо-коричневые (А.Нанаа), красноземы, желтоземы, желто-бурые, желтоземно-подзолистые, желтоземно-подзолисто-глеевые, илесто-аллювиальные (Т.Д. Рамишвили) и др. Микроморфологически описывались также почвенные шлифы (бурые лесные, горно-луговые, черноземы), любезно предоставленные Т.Ф. Урушадзе, Н.Н. Яшвили, Ц.И. Пипиа и др., которым автор выражает свое глубокое признание.

Постановка научных проблем в свете генезиса отдельных почв Грузии, дискуссионная трактовка особенностей их микростроения, определили необходимость проведения специальных микроморфологических исследований основных (контрастных) типов почв гумидных, аридных, горно-лесных и горно-луговых зон, охватывая весь спектр почвенного покрова Грузии, акцентируя особенно на диагностирование признаков не подчиняющихся классическим закономерностям почвообразования, т.е. на выявление реликтовых подпочвенных признаков вертикальных и горизонтальных профилей почв. Особое внимание уделялось также на детальное микроморфологическое диагностирование элементарных почвенных процессов, протекающих в педомассе Грузии. Подчеркивались и выделялись основные признаки микроморфологически диагностирующие основные ЭПП, характерные для конкретных генетических типов почв, а именно: гумусообразование, лессивирование, подзолообразование, карбонатность, оглеение, выветривание *in situ*, ферраллитизация и т.д.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ГРУЗИИ

Грузия характеризуется наличием довольно широкого спектра почв. Почти все типы почв, представленные на Земном шаре, в той или иной форме находят место на территории страны, чему способствует разнообразная совокупность факторов, формирующих конкретный генетический профиль. Пестрое геологическое сложение, своеобразность рельефа (Таташидзе З.К., Церетели Э.Д., Гобеджишвили Р.Г., Бондырев И.В., 2001; Гобеджишвили, 2001), контрастные климатические условия, биоразнообразие (Беручашвили, 2000) и др. факторы почвообразования определяют сложный характер и своеобразное географическое распределение педосферы Грузии. Более того, именно на примере Закавказья, в результате путешествия в регионе и изучения почв, В.В. Докучаевым – основателем научного генетического почвоведения – создано учение о горизонтальной и вертикальной (высотной) географической и почвенной зональности.

Разнообразие почв наиболее заметно в равнинных территориях; в горах это разнообразие проявляется в меньшей степени. Соответственно, в Грузии представлены почвы, свойственные гумидной (Западная Грузия), аридной (Восточная Грузия) и переходной (семигумидной, семиаридной – предкавказская равнина, низкая часть нагорных территорий, плоскогорья) зонам. Кроме зональных почв, в Грузии широко распространены азональные и интразональные типы, формирование которых не подчиняется зональному принципу и вызвано различными местными факторами: литологическими (дерново-карбонатные), гидрологическими (болотные, засоленные, аллювиальные), геоморфологическими (галечниково-скелетные) и др.

Исходя из своеобразия почвенного покрова Грузии, в предложенной М.Н. Сабашвили (1968) схеме (№1) распределения почв Грузии, выделяются три резко различающихся друг от друга почвенные области Западной, Восточной и Южной Грузии, с соответствующими подобластями, зонами и районами.

ПОЧВЕННАЯ ОБЛАСТЬ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

I. Подобласть межгорных равнин

- зона *субтропических подзолистых* и *болотных* почв Западной Грузии

II. Подобласть Кавкасиони

- предгорно-холмистая зона (*красноземы, желтоземы, дерново-карбонатные*)
- горно-лесная зона (*бурые лесные, дерново-карбонатные*)
- горно-луговая зона (*горно-луговые, примитивные*)

III. Подобласть поперечных хребтов Южного нагорья

- зона холмистых предгорий (*красноземы, желтоземы*)

ПОЧВЕННАЯ ОБЛАСТЬ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

I. Подобласть межгорных равнин и плоскогорий

- зона пустынных лугов и лугов (*серо-коричневые, каштановые, засоленные*)
- зона равнинных переходных лугово-лесных и лесных почв (*черноземовидные, лугово-коричневые, аллювиальные, засоленные*)

II. Подобласть Кавкасиони

- зона предгорных переходных лугово-лесных и лесных почв (*черноземовидные, коричневые лесные, серо-коричневые, дерново-карбонатные*)
- горно-лесная зона (*коричневые лесные, бурые лесные, дерново-карбонатные*)
- горно-луговая зона (*горно-луговые, примитивные*)

III. Подобласть поперечных хребтов Южного нагорья

- зона переходных лугово-лесных и лесных почв (*коричневые лесные, бурые лесные, дерново-карбонатные*)
- горно-луговая зона (*горно-луговые, примитивные*)

ПОЧВЕННАЯ ОБЛАСТЬ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

I. Подобласть Ахалцихской межгорной котловины

- зона равнинных и предгорных переходных лугово-лесных и лесных почв (*лугово-коричневые, серо-коричневые, лесные коричневые*)

II. Подобласть Южно-Грузинского вулканического нагорья

- зона луговых горных почв (*горные черноземы*)
- зона горно-луговых почв (*горные черноземовидные*)

В дальнейшем, Т.Ф. Урушадзе основательно пересмотрена и модифицирована классификационная схема почв Грузии, где внесены определенные изменения как с точки зрения наименований или выделения новых генетических типов, так и относительно географического распределения отдельных почв (Урушадзе, 1997). В 1999 году группой грузинских почвоведов под редакцией Т.Ф. Урушадзе издана обновленная карта (1: 500 000) почв Грузии, в которой, наряду с грузинскими наименования почв, приведены аналоги, соответствующие индексации и классификации Мировой Базе Данных – FAO-WRB (табл. 1).

Таблица 1

Соответствие наименований почв Грузии с индексацией и классификацией FAO-WRB
[Согласно почвенной карте Грузии (1 : 500 000), изданной в 1999 г. под редакцией Т.Ф. Урушадзе]

№	Тип почв	Индексация FAO-UNESCO	Классификация WRB-FAO
1	горно-луговые: примитивные; дерновые; торфяные	Mountain Meadow	Leptosols; Leptosols, Cambisols & Cryosols; Leptosols & Histosols
2	горно-лугово-лесные	Mountain Forest Meadow	Humic Cambisols
3	горно-лугово-черноземовидные	Mountain Meadow Chernozem like	Humic Leptosols
4	бурые: кислые; оподзоленные; слабо ненасыщенные	Brown Forest	Dystric Cambisols; Dystric Cambisols; Eutric Cambisols
5	черно-бурые	Brown Forest Black	Humic Cambisols & Phaeozems
6	дерново-карбонатные; terra-росса	Raw Humus Calcareous; Terra-rossa	Rendzic Leptosols; Rhodic Cambisols & Luvisols
7	горные черноземы	Mountain Chernozems	Chernozems
8	черноземы (черные)	Vertisols	Vertisols
9	коричневые	Cinnamonic	Eutric Cambisols & Calcic Kastanozems
10	лугово-коричневые	Meadow Cinnamonic	Calcaric Cambisols & Calcic Kastanozems
11	серо-коричневые	Grey Cinnamonic	Calcaric Kastanozems
12	сероземы	Meadow Grey Cinnamonic	Calcic Vertisols
13	засоленные: солонцы; солончаки	Salt Soils: Solonetz; Solonchak	Solonetz; Solonchak
14	желто-бурые	Yellow Brown Forest	Chromic Cambisols & Stagnic Alisols
15	красноземы	Red Soils	Alisols
16	желтоземы	Yellow Soils	Chromic
17	субтропические подзолистые	Subtropical Podzols	Stagnic Acrisols
18	субтропич. подзолисто-глеевые	Subtropical Gley Podzols	Gleysols
19	болотные: илистые; торфяные	Bog Soils: Silty bog; Peat Bog	Silty bog; Peat Bog
20	аллювиальные: насыщенные; карбонатные	Alluvial Soils: Alluvial Saturated; Alluvial Calcareous	Eutric Fluvisols; Calcaric Fluvisols

Генетические профили почв



черноземы



бурые лесные



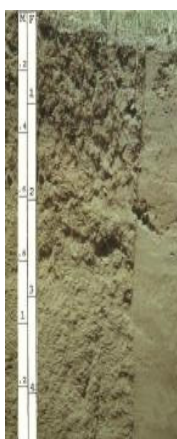
terra-росса



горно-луговые



красноземы



серо-коричневые



подзолистые

Современное состояние изученности почв Грузии

Приводим общую характеристику основных почв Грузии (распространение, условия почвообразования, специфика строения профиля, морфологические, химико-аналитические, физико-химические и др. данные). Используются как авторские, так и литературные данные, опираясь преимущественно на руководство Т.Ф. Урушадзе (1997).

Горно-луговые*. Горно-луговые почвы самый распространенный тип в Грузии. Они широко представлены в альпийской и субальпийской зоне Большого Кавказа и Южно-грузинского нагорья на высоте 1800(2000)–3200 (3500) м над ур. моря. Гипсометрические границы их распространения меняются в зависимости от отдаленности моря, физико-географических условий горных массивов и хозяйственной деятельности человека. На Большом Кавказе амплитуда горно-луговых почв выше (1300 м), чем на южно-грузинском нагорье (500-700 м). Общая площадь, занятая ими равна 25,1% (1758200 га) территории Грузии. Горно-луговые почвы граничат с примитивными почвами нивального пояса, горно-лугово-черноземовидными субальпийской и альпийской зоны и горно-лугово-степными субальпийского пояса.

Горно-луговые почвы Грузии исследовались С.А. Захаровым (1924), М.Н. Сабашвили (1968), Г.Н.Тарасашвили (1964), Т.Ф. Урушадзе (1977, 1997) и др.

Основные диагностические показатели горно-луговых почв – хорошо выраженный гумусовый горизонт, малая или средняя мощность. Почвенный профиль обычно имеет следующее морфологическое сложение: Ад-А-В-BC-С.

Высокогорье расположено выше лесного пояса, где отсутствует древесная и кустарниковая растительность. В пределах 1900(2000)–2800 м над ур. моря представлена субальпийская зона; с 2800 до 3200 м – альпийская, еще выше – нивальная

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами горно-луговых (примитивных, дерновых, торфяных) почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Mountain Meadow (Leptosols; Leptosols, Cambisols and Cryosols; Leptosols and Histosols).

зона. Горно-луговые почвы формируются в условиях строгого холодного климата с протяжной зимой и прохладным летом. Годовое количество осадков колеблется в пределах 720-1500 мм. Холодный высокогорный климат способствует интенсивному физическому выветриванию, в результате чего на поверхности накапливаются обломки пород. Высокогорный рельеф отражает влияние вертикальной поясности. В самой высокой гребневой зоне распространен высокогорный эрозионно-денудационный рельеф с преобладанием форм ледникового генезиса. Ниже распространены эрозионные ущелья с крутыми склонами. Высокогорные гляциальные и эрозионные элементы в большинстве случаев покрыты угловатыми породными обломками и камнями; древние элементы вулканического рельефа покрыты дёрном травянистой растительности. Несмотря на то, что геоморфологически высокогорье представляет район денудационно-деструктивного типа, по сравнению с горно-лесной зоной характеризуется более мягкими формами. В высокогорье Западной Грузии распространены кристаллические и кварцевослюдистые сланцы, кварцевые диориты. Встречаются также известняки, широко распространены кислые кристаллические породы. В высокогорье Восточной Грузии наиболее распространены глинистые сланцы, песчаники. Вершины нагорья же сложены из изверженных эффузивных пород. В высокогорье Южной Грузии участвуют андезиты, порфириты и интрузивные изверженные породы. Растительность высокогорья выражена зональностью; в субальпийском поясе объединяет луговую и лугово-степную растительность. К субальпийской растительности условно относятся и вторичные луга, образованные в результате вырубки леса на верхней границе леса. Альпийский пояс характеризуется альпийскими коврами, где одернение почв вызывает разнотравная растительность. Горно-луговые почвы отличаются относительно молодым возрастом.

Морфологически горно-луговые почвы характеризуются недифференцированным профилем, темноокрашенным с поверхности задерненным гумусовым горизонтом; иллювиальный горизонт уплотнен с достаточным содержанием скелета, последующий – повышенным содержанием породных обломков. Горно-

луговые почвы альпийского пояса отличаются лучше выраженным задернением, меньшей мощностью профиля и глубоким

Согласно аналитических данных горно-луговые почвы характеризуются неравномерным распределением основных фракций. По механическому составу горно-луговые почвы относятся к среднему или тяжелым суглинкам, редко к легким глинам. Отличаются кислой или слабо кислой реакцией, высокой (реже средней) и глубокой гумусированностью; гумус фульватный или гуматно-фульватный. Почвы, как правило, слабо или средне насыщенны. В верхней части профиля часто отмечается накопление поглощенных катионов биогеной природы. В обменных катионах преобладает кальций. Сумма поглощенных катионов низкая или средняя. Данные содержания поглощенных катионов и кислотности показывают, что между признаками отдельных почв и почвообразующими породами не отмечается никакой связи, что объясняется делювиальной природой почв.

Морфологическое своеобразие горно-луговых почв подтверждается данными валового химического анализа. Основные оксиды неравномерно распределены по профилю. Минеральная часть формируется по сиалитному типу. Глинистые минералы представлены гидрослюдами, хлоритами, хлорит-гидрослюдистыми и смектит-смешанослойными образованиями и полевыми шпатами.

Соотношение силикатного железа в рассматриваемых почвах с глубиной нарастает, что соответствует общим биоклиматическим условиям высокогорья и подтверждает на ограниченные зоны активного выветривания и почвообразования. Характер распределения аморфного железа указывает на их интенсивное распределение с максимумом на разных глубинах.

Таким образом, горно-луговые почвы Грузии характеризуются средней или малой мощностью профиля, задернением с поверхности, суглинистым или глинистым механическим составом, кислой или слабо кислой реакцией среды, высокой и глубокой гумусностью, низкой и средней ёмкостью поглощения, неравномерным распределением отдельных фракций и полуторных окислов, сиалитным типом выветривания, преобладанием в глинистых минералах гидрослюдов и хлоритов, фульватным и фульва-

тно-гуматным типом гумуса, постепенным повышением силикатного железа с глубиной.

Основными элементарными почвенными процессами горно-луговых почв Грузии являются: *гумуссиалитизация, гумусообразование, задернение, оструктуривание.*

От горно-лугово-лесных почв, формирующихся в нижней части субальпийского пояса, горно-луговые отличаются темной окраской, улучшенной и упрочненной структурой, скелетностью, меньшей насыщенностью, повышенным содержанием подвижных форм железа.

От горно-лугово-черноземовидных почв отличаются более светлой окраской, менее прочной структурой, более кислой реакцией, меньшей поглощательной ёмкостью, повышенным содержанием гумуса и фульватным типом гумуса.

В классификационном отношении, в группе высокогорных почв, на уровне типа, кроме горно-луговых, входят и другие почвы. Горно-луговые почвы, относящиеся к высокогорной группе, формируются под луговой растительностью; горно-торфяные – вблизи родников, рек, озер; горно-луговые гумусо-иллювиальные – в выровненных местностях; вторичные горно-луговые – в безлесных участках верхней части лесного пояса. Горно-торфяные почвы характеризуются наличием торфяного горизонта, отсутствием задернения с поверхности, слабой оструктуренностью, признаками оглеения, относительно равномерным распределением механических фракций, глинистым или суглинистым механическим составом, незначительным распределением оксидов, сиалитным выветриванием, заметным передвижением аморфного и окристаллизованного железа, фульватным типом гумуса, высокой и глубокой гумусированностью, кислой реакцией, насыщенностью. Горно-луговые гумусо-аккумулятивные почвы характеризуются наличием второго гумусового горизонта, неоднородным механическим составом, равномерным распределением основных оксидов, отсутствием закономерности в распределении форм железа, фульватным или гумуатно-фульватным типом, очень высоким содержанием гумуса в верхнем горизонте с постепенным снижением книзу, средней степени гумификации органического вещества, кислой реакцией, высокой и глубокой гумусностью, средней ёмкостью поглощения и высокой

степенью ненасыщенности основаниями. Вторичные горно-луговые почвы характеризуются мощным профилем, признаками «лесного» почвообразования (ореховатая или прочно-комковатая структура, определенное оглинение, наличие натечной глины), суглинистым или глинистым механическим составом, преобладанием в глинистых минералах гидрослюды и хлоритов, элловиально-иллювиальным распределением оксидов, фульватным типом и высоким содержанием гумуса в верхних горизонтах и резким снижением по профилю, низкой степенью гумификации, накоплением несиликатного железа в средней и верхней части профиля, интенсивным распределением аморфного железа, кислой реакцией, высокой и глубокой гумусностью, средней поглотительной ёмкостью.

Рассмотренные почвы подразделяются на четыре подтипа: обыкновенные, насыщенные, неполноразвитые, дернового-карбонатные. В горно-луговых подтипах почв роды выделяются по характеру гумусового горизонта, а не по составу почвообразующих пород, т.к. почвы, развитые на разных породах не влияют на генетический профиль из-за их делювиальной природы.

Горно-лугово-лесные*. Горно-лугово-лесные почвы Грузии широко распространены в субальпийской зоне Кавказиони и Южно-грузинского нагорья на высоте 1800 (2000)–2000(2200) м над ур. моря. Они граничат с горно-луговыми и бурыми лесными почвами. Площадь, занятая горно-лугово-лесными почвами составляет 7,2% (492 000 га) территории Грузии. Они формируются в субальпийской зоне. Климат холодный с коротким прохладным летом и строгой протяжной зимой. Среднегодовая температура равна 3-4°C; атмосферные осадки колеблются в пределах 600-1700 мм в год. В ареале субальпийских лесов представлен высокогорный эрозионно-денудационный рельеф с изобилием форм ледникового генезиса. Эрозионные ущелья характеризуются довольно крутыми склонами. Почвообразую-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами горно-лугово-лесных почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Mountain Forrest Meadow (Humic Cambisols).

щие породы в Западной Грузии представлены кристаллическими или кварцево-слюдистыми сланцами и кварцевыми диоритами. Кроме того, встречаются известняки (Сванетия, Рача-Лечхуми). В Восточной Грузии, в основном, встречаются глинистые сланцы, печаники, известняки, моренные наносы; в Южной Грузии – андезиты, порфириты, трахиты, также интрузивные породы. Среди горных лесов Грузии особое место занимают субальпийские леса. Они окаймляют крайне верхнюю границу распространения лесной растительности. Горно-лугово-лесные почвы из-за денудационных процессов характеризуются молодым возрастом.

Морфологически горно-лугово-лесные почвы характеризуются недифференцированным профилем, высоким и глубоким прогумуссированием, темной окраской верхнего горизонта, большим количеством корней, с заметным обесцвечиванием книзу; небольшой или средней мощностью, сильной выщелоченностью, непрочной структурой; с глубиной количество корней уменьшается и нарастает содержание породных обломков. Почвенный профиль обычно имеет следующее сложение: А₀-А_т-В-В_С или А₀-АВ-В_С или А₀-А-АВ-С_Д.

Горно-лугово-лесные почвы Грузии исследовались С.А. Захаровым (1924), С.В. Зонном (198), Г.Н. Тарасашвили (1956), Г.Р. Талахадзе (1964) и др. Наиболее детально эти почвы изучены Т.Ф. Урушадзе (1971, 1977, 1997).

По данным химических анализов, реакция почв кислая и зависит от различного состава опада древесной формации. Состав гумуса довольно высокий, почвы глубоко прогумуссированы, богаты азотом. Почвы ненасыщены, поглотительная ёмкость, степень ненасыщенности и их распределение в профиле колеблется в пределах, что обычно вызвано воздействием пород. Характеризуются также относительно высокой щебнистостью. Механический состав мелкозема суглинистый. Распределение фракций по профилю различное. Часто отмечается увеличение ила и физической глины книзу. Почвообразующие породы этих почв, в основном, делювиального происхождения, что вызывает большое отклонение от закономерности механического состава.

По валовому химическому составу распределение оксидов в профиле практически равномерное, что наиболее ярко просле-

живается в молекулярных отношениях. Минеральная часть почвы формируется по сиалитному типу.

Почвы характеризуются повышенным содержанием подвижных форм железа. Отмечается накопление аморфного железа в средней части профиля, в некоторых почвах – в гумусовом горизонте. Содержание несиликатного железа высокое.

Таким образом, горно-лугово-лесные почвы характеризуются недифференцированным профилем, темно-бурой окраской гумусового и буровато-охристой окраской нижних горизонтов; кислой реакцией среды всего профиля, равномерным распределением отдельных оксидов, низкой степенью насыщенности, высокой и глубокой гумусированностью, обогащенностью подвижными формами железа.

Основные элементарные почвенные процессы горно-лугово-лесных почв: *гумуссиалитизация и гумусообразование.*

От горно-луговых почв, формирующихся в верхней части субальпийского пояса, горно-лугово-лесные отличаются светлой окраской, худшей и менее прочной структурой, меньшей скелетностью, большей мощностью и ненасыщенностью, меньшей гумусностью и содержанием подвижных форм железа.

От бурых почв, которые формируются в более теплых условиях, горно-лугово-лесные почвы отличаются более темной окраской, менее прочной структурой, большей рыхлостью, скелетностью, меньшей мощностью, повышенным содержанием гумуса и большей прогумусированностью, большей ненасыщенностью, более кислой реакцией, меньшей оглиненностью и большим содержанием подвижного железа.

Горно-лугово-лесные почвы объединяют три типа почв: типичные, торфяные и темные. Типичные почвы наиболее широко распространены среди горно-лугово-лесной группы. Формируются под березовым, буковым редколесьем. Их профиль имеет следующее сложение: A_0 -A-B-BC₂. Торфяные горно-лугово-лесные почвы формируются под кустарниками и характеризуются наличием хорошо выраженного оторфяненного горизонта, повышенной скелетностью, суглинистым механическим составом, неравномерным распределением отдельных фракций и оксидов, фульватным типом гумуса, кислой реакцией среды, высокой и глубокой прогумусированностью, ненасыщенностью. Темные

горно-лугово-лесные почвы (A_0 -A-AB-BC₂) формируются в Восточной Грузии под сосновым и дубовым редколесьем на сухих южных склонах. Эти почвы темные, хорошо оструктурены, характеризуются мощным гумусовым горизонтом; наибольшую часть профиля составляет мощность горизонтов A+V.

В рассмотренных почвах выделяются следующие подтипы: обыкновенные, насыщенные, неполноразвитые, оподзоленные. Среди подтипов роды выделяются по характеру гумусового горизонта, а не по содержанию почвообразующей породы: 1. дерновые; 2. перегнойно-карбонатные; 3. торфяные.

Горно-лугово-черноземовидные*. Горно-лугово-черноземовидные почвы распространены в субальпийской и альпийской зоне Южной Грузии с высоты выше 1800 (2000) м над ур. моря. Они занимают площадь в 109 600 га, что составляет 1,6% всей территории Грузии. Горно-лугово-черноземовидные почвы граничат с примитивными почвами нивального пояса, горно-луговыми почвами альпийского и субальпийского поясов и горно-лугово-лесными почвами субальпийского пояса. Изучались Ю.А. Ливеровским, В.М. Фридландом, С.В. Зонном и др.

Основными диагностическими показателями горно-лугово-черноземовидных почв является хорошо выраженный мощный гумусовый горизонт, малая или средняя мощность. Почвенный профиль этих почв обычно имеет следующее морфологическое сложение генетических горизонтов: A_1 '- A_1 "-BC или A_1 '- A_1 "-B-BC.

Горно-лугово-черноземовидные почвы формируются в высокогорной зоне под остепненными альпийскими и субальпийскими лугами и олуговенными степями. Рельеф представляет вулканическое плато, центральную часть которого занимают два меридиальных хребта – Кахетинский и Абулсамсарский. Материнские породы, в основном, представлены вулканическими породами, андезито-базальтами и базальтами. Климат холодный с коротким прохладным летом, среднегодовой температурой 3°C и годовым количеством осадков 600 мм.

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами горно-лугово-черноземовидных почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Mountain Meadow Chernozem like (Humic Leptosols).

Морфологически горно-лугово-черноземовидные почвы характеризуются недифференцированным профилем и мощным гумусовым горизонтом. Аналитические данные показывают, что горно-лугово-черноземовидные почвы характеризуются слабо кислой реакцией, высоким содержанием гумуса и глубокой гумусностью профиля, гуматным типом гумуса, высокой поглощательной ёмкостью, суглинистым или глинистым механическим составом, повышенным содержанием илистой фракции и физической глины в средней или нижней частях, преобладанием гидрослюдов в составе глинистых минералов.

Основными элементарными почвенными процессами являются: гумуссалинизация, гумусообразование, задернение, оструктуривание. От горно-луговых горно-лугово-черноземовидные почвы отличаются более темной окраской, прочной структурой и высокой поглощательной ёмкостью, менее кислой реакцией среды, повышенным содержанием гумуса гуматного типа и более глубокой гумуссированностью. От черноземов горно-лугово-черноземовидные почвы отличаются менее выраженной дифференциацией профиля на генетические горизонты, отсутствием карбонатов и повышенной пористостью.

Горно-лугово-черноземовидные почвы Грузии, в классификационном отношении, объединяют три основных подтипа: типичные, выщелоченные и карбонатные.

Типичные горно-лугово-черноземовидные почвы Грузии по морфологическому строению соответствуют описаниям, характерным для типов. Подтипу свойственна слабо кислая или нейтральная реакция среды, средние показатели поглощения и средняя степень насыщенности основаниями. Выщелоченный подтип отличается от типичных менее прочной структурой, повышенной мощностью, слабо кислой реакцией, низкой поглощательной ёмкостью; щебень от 10% HCl не вскипает. Карбонатный подтип горно-лугово-черноземовидных почв характеризуется наличием карбонатов по всему профилю, слабо щелочной реакцией, высокой ёмкостью поглощения.

Среди горно-лугово-черноземовидных почв Грузии выделяют следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *прочно-дерновые*; 3. *рыхло-дерновые*.

Бурые лесные почвы*. Бурые лесные почвы наиболее широко распространены в горно-лесной зоне как Западной и Восточной, так и Южной Грузии. В Западной Грузии они представлены в пределах высот 800 (900)–1800 (1900) м над ур. моря, в Восточной – 900(1000)–1800(2000) м над ур. м. Общая площадь их распространения равна 1 329 000 га, что составляет 18,1% от всей территории страны. В Западной Грузии они граничат с желто-бурыми и горно-лугово-лесными почвами, в Восточной Грузии – с коричневыми и горно-лугово-лесными почвами. Исследователями бурых лесных почв Грузии были: Б.С. Прасолов, М.Н. Сабашвитли, Г.Р. Талахадзе, Т.Ф.Урушадзе и др.

Бурые лесные почвы формируются под хвойными, лиственными и смешанными лесами (буковыми, темнохвойными, сосновыми, дубовыми и др.) в условиях теплого и умеренно влажного климата со среднегодовой температурой 4-11°C и атмосферными осадками в количестве от 530 до 1750 мм в год. Развиты, в основном, на склонах, что обуславливает свободный внутриводный дренаж. Почвообразование бурых лесных почв характеризуется относительной молодостью, что связано с их свойственностью к эволюции в другие почвенные типы.

Морфологически бурые лесные почвы характеризуются недифференцированным профилем, хотя иногда в результате оглинения средней части, имеет место текстурная дифференциация, из-за чего отмечается поверхностное оглеение с хорошо выраженной лесной подстилкой, бурой окраской, темным гумусовым горизонтом, комковатой, ореховатой, частично, зернистой структурой верхних горизонтов, нарастающей к низу скелетностью и утяжелением механического состава. Обычно почвенный профиль бурых лесных имеет следующее морфологическое сложение: A-Bm-C.

По данным химических анализов, бурые лесные почвы отличаются уменьшающейся к низу кислой реакцией среды. Почвы умеренно гумусные и глубоко прогумусированы; гумус фульва-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами бурых лесных (кислых, слабо ненасыщенных) почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Brown Forest (Dystric Cambisols; Eutric Cambisols).

тного типа. Обеспечены азотом, слабо- или среднененасыщены. В обменных катионах преобладает кальций.

В бурых лесных почвах почти все оксиды относительно равномерно распределены. В отдельных случаях полуторные окислы незначительно накапливаются в средней и нижней частях профиля, что указывает на интенсивный процесс выветривания в горизонте. В средней части профиля иногда имеет место накопление Fe_2O_3 и Al_2O_3 , что совпадает с содержанием ила в горизонте и вероятно связано с процессом лессиважа. По молекулярному соотношению ила минеральная часть бурых почв сиалитного типа. Глинистые минералы бурых лесных почв представлены гидрослюдами, смешанослойными монтмориллонитовыми образованиями, хлоритами и каолинитом.

Содержание различных форм железа в бурых лесных почвах довольно высокое. В слабо ненасыщенных почвах максимальное содержание несиликатного и кристаллического железа максимально в гумусовых горизонтах, аморфного – в гор-те B_2 , что является результатом вымывания из верхних горизонтов. В кислых бурых лесных почвах количество несиликатного и аморфного железа уменьшается с глубиной, кристаллического – наоборот нарастает. В оподзоленных бурых лесных почвах содержание аморфного железа высокое в гумусовом горизонте и снижается книзу.

Таким образом, бурые лесные почвы характеризуются следующими диагностическими показателями: слабая дифференциация профиля (кроме оподзоленных), сравнительно монотонная бурая окраска, хорошо выраженная лесная подстилка, слабокислая или кислая реакция среды, оглинение всего профиля, слабое передвидение ила, средняя и глубокая гумусность, фульватный тип гумуса, высокое содержание подвижных форм железа.

Основные элементарные почвенные процессы бурых лесных почв: *оглинение, лессивирование, накопление муллевого типа гумуса.*

От горно-лугово-лесных почв, формирующихся в субальпийской зоне в более холодных условиях, бурые лесные почвы отличаются бурой окраской, улучшенной и более прочной структурой, меньшей рыхлостью, скелетностью, большей мощностью, сравнительно меньшим содержанием гумуса, меньшей

гумусированностью и ненасыщенностью, менее кислой реакцией среды, большей оглиненностью и меньшим содержанием подвижных форм железа.

В отличие от желто-бурых почв, формирующихся в более теплых и влажных условиях, бурые лесные почвы характеризуются бурой окраской, хорошо выраженной лесной подстилкой, улучшенной и более прочной структурой, сиалитным типом выветривания, менее кислой реакцией, меньшей гумусностью и гумусированностью, меньшим содержанием отдельных форм железа.

От коричневых почв, формирующихся в более теплых и сухих условиях, бурые лесные отличаются бурой окраской, отсутствием заметного оглинения илювиально-карбонатного горизонта, слабо кислой (или нейтральной) реакцией среды и ненасыщенностью основаниями поглотительного комплекса.

Бурые лесные почвы подразделяются на несколько подтипов: слабоненасыщенные, кислые, оподзоленные (псевдооподзоленные), рендзино-бурые лесные.

Слабоненасыщенный подтип бурых лесных почв характеризуется незначительным варьированием механических фракций по профилю, слабокислой реакцией, средним содержанием гумуса фульватного типа, глубокой гумусностью, насыщенностью и слабой ненасыщенностью, однородным распределением оксидов. Кислый подтип характеризуется кислой реакцией среды, ненасыщенностью, меньшей поглотительной ёмкостью, постепенным снижением гумуса с глубиной, меньшим содержанием почвенных гуминов. Оподзоленные (псевдооподзоленные) бурые лесные почвы характеризуется резкой дифференциацией профиля по мехсоставу, незначительным повышением кислотности с глубиной, элювиально-иллювиальной дифференциацией полуторных окислов, слабой подвижностью фульвокислот, передвижением подвижных форм железа с минимумом в лессивированном горизонте, где периодически происходит смена окислительно-восстановительных условий, частичная сегрегация железа в мелкие конкреции, обуславливая определенное обесцвечивание горизонта. Рендзино-бурый подтип является переходным между дерново-карбонатными и бурыми лесными почвами. Характеризуются дифференциацией профиля, слабо кислой ре-

кцией в верхних и слабо-щелочной – в нижних горизонтах; умеренным содержанием гумуса фульватного типа и глубокой гумусностью, высокой поглотительной способностью и выщелачиванием карбонатов в верхних частях.

Среди подтипов бурых лесных почв выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *остаточно-насыщенные*; 3. *ферралитизированные*; 4. *вторично-дерновые*.

Черно-бурые лесные почвы*. Черно-бурые лесные почвы, непосредственно примыкающие к бурым лесным почвам, под таким названием впервые в отдельную генетическую группу выделены Т.Ф.Урушадзе (1997). Распространены в лесной зоне Малого Кавкасиони на высоте 1100-1600 м от ур. моря.

Черно-бурые лесные почвы формируются в условиях влажного климата с прохладным летом и холодной зимой со среднегодовой температурой 8°C и атмосферными осадками в количестве 700 мм в год. Рельеф в их ареале представлен наклонными к югу равнинными участками. Почвообразующие породы – андезито-базальты; растительность – смешанные разреженные леса (в основном дубняк) с широко распространенным травянистым покровом. Профиль черно-бурых лесных почв обычно имеет следующее морфологическое сложение: A₀-A₁'-A₁"-A₁'''-BC₂.

Черно-бурые лесные почвы характеризуются мощным гумусовым горизонтом в условиях проточного режима. Диагностическими показателями профиля являются черно-бурая окраска, комковато-ореховатая структура, наличие слабых выцветов на структурных единицах, относительно рыхлое сложение и отсутствие карбонатов.

Данные химических анализов показывают, что черно-бурые лесные почвы имеют кислую реакцию среды, с уменьшением кислотности книзу. Содержание гумуса среднее, иногда – высокое. Профиль глубоко прогумусирован; гумус фульватного типа. Почвы обычно слабо ненасыщены. В составе катионов преоблада-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами черно-бурых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Brown Forest Black (Humic Cambisols and Luvisols).

дает обменный кальций. Черно-бурые лесные почвы относятся к суглинкам, илстая фракция равномерно распределена по профилю.

Валовой химический анализ почв показал неоднородность распределения основных окислов, при этом отмечается нарастание количества Fe_2O_3 в нижней части. По молекулярному соотношению илистой фракции минеральная часть формируется по сиалитному типу. Отмечается повышенное (по сравнению с бурыми) содержание несиликатного и аморфного железа.

Элементарные почвенными процессы черно-бурых почв: гумусообразование, гумусонакопление, выщелачивание, сиалитизация.

В отличие от бурых почв, черно-бурые характеризуются мощным гумусовым горизонтом, глубокой гумусностью, равномерным распределением ила и физической глины. От черноземов черно-бурые почвы отличаются слабо-щелочной реакцией, фульватным типом гумуса и оглинением профиля.

Среди черно-бурых почв выделяется один подтип – типичные и два рода: 1. *обыкновенные* и 2. *неполноразвитые*.

Дерново-карбонатные почвы*. Дерново-карбонатные почвы, будучи интразональным типом, широко распространены как в Западной (Абхазия, Мегрелия, Рача-Лечхуми Верхняя Имеретия), так и Восточной Грузии (Мтиулети, Самачабло, Картли, Кахетия). Ареал этих почв совпадает с распространением гипса и мергеля. Помимо горно-лесной зоны они представлены в зоне влажных и сухих субтропиков и высокогорьях Грузии. Площадь, занятая ими равна 317 200 га, что составляет 4,5% территории страны.

Дерново-карбонатные почвы формируются, в основном, в лесной зоне, на породах, содержащих в большом количестве карбонаты кальция (гипс, мрамор, доломит, мергель и др.) и характеризуются промывным или периодически промывным режимом влаги. В горно-лесной зоне, где наиболее широко распространены дерново-карбонатные почвы, климат теплый, общегодовое

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами дерново-карбонатных почв, включая терра-росса, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Raw Humus Calcereous, Terra-rossa (Rendzic Leptosols, Rhodic Cambisols and Luvisols).

количество атмосферных осадков достигает 1400-1600 мм. В зонах распространения карбонатных почв встречаются два основных типа рельефа: гляциальный и карстовый. Рельеф эрозийного типа и представлен денудационными, денудационно-аккумулятивными и денудационно-селевыми формами. Растительность представлена лиственными (дубово-буковыми) лесами с широким участием травянистой растительности.

Дерново-карбонатные почвы Грузии изучались М.Н. Сабашвили, Г.Р. Талахадзе и др. Однако, наиболее детально эти почвы изучены Т.К. Чхеидзе, чему посвящена докторская диссертация автора (Чхеидзе, 1986).

Морфологический профиль дерново-карбонатных почв имеет следующее сложение: А-АВ-СD или А-АВ-ВС или А-АС.

Дерново-карбонатные почвы характеризуются слабой дифференциацией профиля, хорошо выраженным гумусовым горизонтом, зернистой или мелкокомковато-зернистой структурой. Почвы, развитые на гипсовых породах, более скелетные, чем на мергелях. Однако, на мергелях образуется более мощный профиль, чем на гипсах.

По аналитическим данным дерново-карбонатные почвы характеризуются нейтральной или слабо-щелочной реакцией. Содержание гумуса умеренное или низкое, причем почвы, развитые на мергелях отличаются меньшим содержанием гумуса. Как правило, почвы глубоко прогумусированы, содержание азота среднее или низкое. Тип гумуса гуматный. Содержание карбонатов колеблется в больших пределах. Поглощительный комплекс насыщен основаниями; до 92% приходится на поглощенный кальций. Почвы, развитые на гипсовых породах характеризуются глинистым, на мергелях – суглинистым механическим составом.

Распределение основных оксидов, в основном, равномерное. По валовому химическому составу содержание кремнезема снижается с глубиной, а R_2O_3 – наоборот, повышается. В глинистых минералах преобладают монтмориллонит и гидрослюды. В дерново-карбонатных почвах преобладают силикатные формы железа. Максимальное содержание несиликатного и аморфного железа отмечается в переходном горизонте.

Элементарные почвенные процессы дерново-карбонатных почв: гумусобразование, гумуссиаллитизация и оструктурирование.

От бурых почв дерново-карбонатные почвы отличаются темной окраской, высокой насыщенностью основаниями, щелочной реакцией, слабо выраженным оглинением и содержанием карбонатов. От т.н. субтропических подзолистых почв дерново-карбонатные отличаются отсутствием осветленного горизонта, щелочной реакцией, относительно равномерным распределением основных оксидов, гуматным типом гумуса и наличием карбонатов.

Дерново-карбонатные почвы объединяют три подтипа: типичные, выщелоченные и красные (“terra rossa”). В типичных подтипах карбонаты отмечаются с поверхности или в гумусовом горизонте. Формируются в ареалах бурых почв на породах, обогащенных карбонатами кальция. Профиль слабо развит, в большом количестве содержат скелетный материал и обломки пород. Реакция гумусового горизонта нейтральная. В выщелоченных подтипах дерново-карбонатных почв отмечается илювиальный горизонт. Развита на относительно мощном элювии-делювии карбонатных пород. Профиль мощный, илювиальный горизонт плотноватый, часто оглиненный. Красные подтипы развиты на плотных гипсовых породах и мергелях. Характеризуются различной мощностью, карбонатностью или выщелачиванием, красной окраской, слабо кислой или нейтральной реакцией. Среди дерново-карбонатных почв выделяются следующие роды: 1. известняковые; 2. глинисто-мергелевые.

Горные черноземы*. Т.н. горные черноземы Грузии распространены на вулканическом плато южно-грузинского нагорья и носящие характер горных равнин, представлены на высоте 1200-1900 м над ур. моря. Площадь, занятая ими составляет 1,4% (99 200 га).

Горные черноземы Грузии изучались В.В. Докучаевым (1899), С.А. Захаровым (1924), Г.Р. Талахадзе (1962) и др.

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами горных черноземов, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Mountain Chernozems (Chernozems).

Равнины Ахалакалакско-Цалкийского региона сложены из андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых пород. В депрессиях перекрыты озерными осадками. Полоса черноземов геоморфологически делится на: денудационные (вулканическое плато), амфитеатровидные (равнина) и аккумулятивные (горные котловины) типы. Пояс черноземов Грузии характеризуется холодным климатом со среднегодовой температурой 6°C, годовым количеством осадков в количестве 550-750 мм и лугово-степной растительностью.

Морфологически черноземы горных территорий Южной Грузии характеризуются довольно мощным гумусовым горизонтом черного цвета, комковато-ореховатой или комковато-призматической структурой, оглинением профиля. Почвенный профиль обычно имеет следующее морфологическое сложение: A₁'-A₁"-AB-BC.

Аналитические данные показывают следующую специфику черноземов Грузии. Характеризуются глинистым или тяжело-суглинистым механическим составом. Распределение илистой фракции в верхних горизонтах обычно равномерное, с постепенным снижением в нижних горизонтах. Содержание гумуса высокое с глубоким распределением в профиле. Почвы отличаются слабо кислой, нейтральной или слабо щелочной реакцией среды. Почвы обогащены основаниями. В обменных катионах резко преобладает кальций. По данным валового химического анализа основные оксиды более-менее равномерно распределены в профиле.

Для горных черноземов Грузии характерны следующие основные *элементарные почвенные процессы*: гумусообразование, гумусонакопление и сиаллитизация.

От черных почв (т.н. равнинных черноземов), горные черноземы, представленные в горных регионах Грузии отличаются комковато-ореховатой структурой, более тяжелым механическим составом и отсутствием признаков слитости.

В классификационном отношении черноземы Грузии подразделяются на два подтипа: выщелоченные и типичные.

Выщелоченные подтипы черноземов Грузии распространены на самых высоких гипсометрических элементах Южно-Грузин-

ского нагорья. Реакция среды в них слабо кислая или нейтральная. Карбонаты обычно не отмечаются.

Типичные подтипы рассматриваемых почв характеризуются нейтральной или слабо щелочной реакцией среды; в почвенном профиле отмечается наличие карбонатов.

Среди подтипов горных черноземов Грузии выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *безкарбонатные*; 3. *остаточно-карбонатные*.

Обыкновенные роды почв выделяются во всех подтипах горных черноземов. Они характеризуются признаками и показателями, свойственными для подтипов.

Бескарбонатные роды горных черноземов Грузии не содержат в профиле карбонаты.

Остаточно-карбонатные роды рассматриваемых почв, в свою очередь, формируются на карбонатных породах.

Черноземы* (равнинные черноземы или т.н. «черные» почвы) распространены в межгорной зоне Восточной Грузии, р-нах Кахети, Квемо и Шида Картли с общей площадью 266 800 га (3,9% территории Грузии). Черноземы Грузии изучались В.В. Докучаев, М.Н. Сабашвили, Г.Р. Талахадзе, И.П. Герасимов, Э.К. Накаидзе, Р. Мардалеишвили и др.

Основные диагностические показатели черноземных почв – гудронно-черная окраска верхней части профиля (с металлическим отблеском), оглинение средней части и карбонатность.

Морфологически почвенный профиль черноземов имеет следующее сложение: $A_1'-A_1''-AB-B-BC-C$.

Низменная межгорная зона Восточной Грузии сформирована смешанными и аккумулятивно-генетическими геоморфологическими типами. Широко распространены денудационно-аккумулятивные генетические типы. Формы рельефа межгорной низины относительно молоды. В геологическом сложении региона, осадки в большом количестве содержат гипс. В средней части Большой Ширакской депрессии широко распространены глинистые

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами черноземов, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Vertisols (Chernozems).

и суглинистые осадки, обогащенные гипсом и известью, которые к периферии меняются желтовато-коричневыми карбонатными глинистыми наносами, содержащими крупно-кристаллический гипс. В Малой Ширакской депрессии, в среднегорной полосе встречаются конгломераты и песчано-глинистые наносы. Черноземные почвы формируются в условиях сухого субтропического климата с теплой, почти безснежной зимой и жарким, сухим летом; среднегодовая температура равна 10-12°C, годовое количество атмосферных осадков 400-600 мм. Черные почвы распространены под сухими субтропическими степями.

В целом, черноземы характеризуются слабой дифференциацией профиля, черной окраской мощного гумусового горизонта, комковатой и ореховато-призмочной структурой, хорошо выраженным карбонатным горизонтом, тяжелым мехсоставом, оглиненностью профиля и признаками слитости.

Данные химических анализов показывают следующую специфику черноземных почв Грузии. Реакция среды слабо щелочная или нейтральная. Карбонаты кальция отмечаются с поверхности, с глубиной постепенно нарастают. Количество гумуса в верхнем горизонте среднее, с глубиной постепенно снижается. Качественный тип гумуса – гуматный.

По данным механического анализа черноземы относятся к легким и средним глинам. По минералогическому составу легкая фракция представлена: кварцем, полевыми шпатами, глинистыми и кремнеземными обломками. Глинистые минералы представлены смектитом и гидрослюдами, в виде примеси встречаются хлорит, каолинит, полевые шпаты и кварц.

Валовой химический состав черноземных почв довольно стабильный. Тем не менее, SiO_2 с глубиной снижается, а Fe_2O_3 постепенно нарастает. По содержанию форм железа черноземные почвы характеризуются преобладанием силикатной формы. При этом их накопление отмечается в средней части профиля, в верхней наблюдается накопление аморфного железа.

Элементарные почвенные процессы черноземов: гумусообразование, гумусонакопление, засоление, окарбончатость, силикатизация и слитизация.

От коричневых почв черноземные почвы отличаются более мощным гумусовым горизонтом, черной окраской, угловато-

ореховатой или угловато-комковатой структурой, более тяжелым механическим составом, более резким переходом от гумусового горизонта к нижним, более-менее равномерным распределением ила, признаками слитости.

От серо-коричневых почв черноземы отличаются мощным гумусовым горизонтом, черной окраской, тяжелым механическим составом, высоким содержанием гумуса, менее выраженной карбонатно-иллювиальным горизонтом, признакам и слитости.

От черноземов горных регионов Грузии, черноземы равнин отличаются угловато-ореховатой или угловато-комковатой структурой, более тяжелым механическим составом, выраженным оглинением, большим содержанием форм железа, иногда накоплением легкорастворимых солей и гипса, признаками слитости.

Черноземы Грузии подразделяются на 4 подтипа: лугово-глеевые, выщелоченные, типичные, карбонатные черноземы.

Лугово-глеевый подтип черноземных почв формируется в депрессионных участках. Аккумулятивный слой довольно мощный, признаки оглеения отмечаются с полуметра. Карбонаты представлены конкрециями и белыми пятнами. Механический состав черноземов тяжелосуглинисто-легкоглинистый. Черный гумусовый горизонт довольно мощный, но количество гумуса невысокое, т.к. отличаются повышенным содержанием фракции, где гуминовые кислоты тесно связаны с глинистыми минералами. Гумус гуматный. Почвы характеризуются высокой обменной способностью.

Выщелоченный подтип черноземных почв распространен на меньшей территории. Карбонатность начинается с полуметра, реакция среды верхних горизонтов слабо нейтральная, нижних слабо щелочная. Тип гумуса гуматно-фульватный или гуматный. Поглотительная ёмкость почвы довольно высокая.

Типичный подтип черноземов распространен в выровненных участках рельефа. Карбонаты отмечаются с пахотного горизонта. Содержание гумуса в почвенном профиле среднее, гумус гуматного типа. Поглотительная ёмкость довольно высокая. В небольшом количестве присутствует обменный натрий.

Карбонатный подтип черноземов широко распространен. Карбонатность отмечается с поверхности проиля; количество гумуса

небольшое; механический состав – легкие и средние глины. Тип гумуса гуматный. Обменная способность высокая.

Среди подтипов черноземных почв Грузии выделяют следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *солонцеватые*.

Коричневые*. Коричневые почвы распространены в лесостепной субтропической зоне Восточной Грузии в пределах 500 (700)–900(1300) м над ур. моря. Нижняя граница стыкуется с лугово-коричневыми, серо-коричневыми и черными почвами; верхняя – с бурыми почвами. Общая площадь, занятая коричневыми почвами составляет 4,8% (311 600 га) всей территории Грузии.

Коричневые почвы Грузии изучены С.А. Захаровым, М.Н. Сабашвили, В.В. Акимцевым, Т.Ф. Урушадзе, Э.К. Накаидзе и др.

Коричневые почвы формируются в условиях сухого субтропического климата с теплой зимой и жарким сухим летом, среднегодовой температурой 9-12,5°C и годовыми осадками 300-800 мм. Формирование рельефа связано с эрозионными процессами. Своеобразие почвообразующих пород и климата создают условия для создания обогащенного карбонатами коры выветривания. Нынешний ландшафт почти полностью имеет антропогенный характер. Растительность представлена аридными редколесья и дубняками.

Морфологический профиль коричневых почв имеет следующее сложение: А-В_{Ca}-BC(BC_{Ca})-C_{Ca}. Коричневым почвам свойствен относительно большой возраст почвообразования.

Коричневые почвы характеризуются резко выраженной цветовой дифференциацией профиля, заметным процессом оглинения профиля в условиях непромывного водного режима. Диагностическими показателями являются окарбоначенность профиля и наличие оглиненного метаморфного Vm горизонта.

Данные химических анализов показывают следующую специфику коричневых почв. Они характеризуются слабо щелочной или нейтральной реакцией, с нарастанием щелочности книзу.

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами коричневых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Cinnamonic (Eutric Cambisols and Calcic Kastanozems).

Содержание гумуса низкое или среднее, однако глубоко прогумусированы, тип гуматный. Наличие протяжного сухого и жаркого периода обуславливает закрепление органического вещества. В карбонатных коричневых почвах карбонаты отмечаются с поверхности; в типичных – с гор-та АВ; в выщелоченных – с гор-та С. Карбонаты кальция на той или иной глубине создают карбонатно-аккумулятивный горизонт. В обменных катионах заметно преобладает кальций.

По валовому химическому составу в коричневых почвах не отмечается дифференциация профиля. При этом выявлена текстурная дифференциация профиля, что связано с максимумом оглинения в средней части. Характерно повышенное количество монтмориллонита, хлорита и гидрослюд в илистой фракции. Моллекулярное соотношение илистой фракции показывает, что минеральная часть почвы формируется по сиалитному типу.

Содержание силикатного железа в коричневых почвах преобладает над несиликатным, причем отмечается накопление в верхней части профиля свободного (аморфного и кристаллизованного).

Гидротермальный режим коричневых почв способствует глубокому выветриванию первичных минералов с сохранением тонкодисперсных продуктов выветривания в средней и верхней частях профиля.

Таким образом, коричневые почвы характеризуются темнотой или коричневой окраской гумусового горизонта, мелкокомковатой или зернистой структурой, слабо щелочной или нейтральной реакцией среды, средним содержанием гумуса, глубокой прогумусированностью, гуматным типом гумуса, окаربонатностью, оглиниванием и др.

Основные элементарные почвенные процессы коричневых почв: *гумусообразование, гумусонакопление, окаربонатность, сиалитизация.*

От лугово-коричневых почв они отличаются лучше заметным оглинением, более светлой окраской, хорошо выраженными карбонатными новообразованиями, отсутствием сизых и охристых осадков.

От серо-коричневых почв, формирующихся в менее влажных и более влагообеспеченных условиях, рассматриваемый тип

отличается более светлой окраской, большим содержанием гумуса, мощным гумусовым горизонтом, наличием карбонатов (в различных подтипах) с разных глубин, а не с поверхности, меньшими показателями щелочности и меньшим содержанием форм железа.

От черноземов, формирующихся в аналогичных условиях увлажнения, коричневые почвы отличаются меньшей глубиной гумусового горизонта коричневой окраски, ореховатой и призмической структурой, наличием уплотненного оглиненного метаморфного горизонта с менее резким переходом от гумусового к нижнему горизонту, меньшей пористостью и водопроницаемостью.

От бурых почв, формирующихся в более холодных и влажных условиях, коричневые почвы отличаются коричневой окраской, наличием илювиально-карбонатного горизонта и резким оглинением средней части, меньшим количеством гумуса, менее грубым характером органического вещества, щелочной и нейтральной реакцией, насыщенностью основаниями.

Коричневые почвы классифицируются следующим образом – выделяют пять подтипов: светлые, карбонатные, типичные, выщелоченные, рендино-коричневые.

Светло-коричневые почвы формируются в наиболее сухих условиях и характеризуются темно-бурым гумусовым горизонтом мелкокомковатой структуры, суглинистым и глинистым механическим составом, оглинением всего профиля, высокой гумусностью гуматного типа, наличием карбонатов кальция с поверхности, слабо щелочной или щелочной реакцией, колебанием поглощенных катионов в высоких пределах, незначительным содержанием натрия, равномерным распределением основных оксидов, иногда незначительным содержанием легкорастворимых солей и гипса.

Карбонатные коричневые почвы формируются под кустарниками и кустарниковыми степями в довольно аридных условиях. Характеризуются коричневым гумусовым горизонтом мелкокомковатой или зернистой структуры, суглинистым механическим составом, оглинением средней части, карбонатностью всего профиля, умеренным содержанием гумуса гуматного типа,

слабо щелочной реакцией, высокой поглотительной ёмкостью, преобладанием силикатного железа над несиликатным.

Типичные коричневые почвы формируются, в основном, под низкорослыми дубняками с богатым ксерофитными кустарниками подлеском. Характеризуются темно-коричневой окраской гумусового горизонта мелко-ореховатой структуры, суглинистым механическим составом, оглинением средней части профиля, умеренным содержанием гумуса, нейтрально-слабо щелочной реакцией, значительной поглотительной ёмкостью, высвобождение гумусового горизонта карбонатами.

Выщелоченные коричневые почвы формируются под дубняками и дубово-буковыми лесами. Это переходной подтип к бурым почвам. Основными характерными показателями являются: безкарбонатность гумусового и метаморфного горизонтов и сильное оглинение последнего. Гумусовый горизонт довольно мощный, содержание гумуса высокое, в безкарбонатных горизонтах реакция нейтральная.

Рендзино-коричневые почвы являются переходными к дерново-карбонатным. Характеризуются дифференцированным профилем, нейтральной (в верхних) и слабо щелочной (в нижних горизонтах) реакцией среды, повышенным содержанием карбонатов в нижней части, умеренным содержанием гумуса с резким снижением книзу, высокой обменной способностью.

Среди подтипов коричневых почв выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *слабокарбонатные*; 3. *ферралитизированные*; 4. *остепненные*.

Лугово-коричневые*. Лугово-коричневые почвы представлены в субтропической лесостепной зоне Грузии, депрессионных участках среди коричневых почв в условиях повышенного грунтового, поверхностного увлажнения. Встречаются в Квемо и Шида Картли, Кахетии и Месхетии. Общая площадь, занятая ими составляет 1,9% (130 400 га) территории Грузии. Климат умеренно теплый, среднегодовая температура 10-11°C, осадки 460-520 мм.

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами лугово-коричневых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Meadow Cinnamonic (Calcaric Cambisols and Calcic Kastanozems).

Почвообразующие породы – аллювиальные и делювиально-проллювиальные осадки тяжелого мехсостава мощностью до 100 м с галечниковыми включениями.

Лугово-коричневые почвы Грузии исследовались М.Н. Сабашвили (1968), Г.Р. Талахадзе (1964), Р.И. Кирвалидзе (1958), Э.К. Накаидзе (1973) и др.

Морфологически лугово-коричневые почвы характеризуются слабо дифференцированным, более мощным, чем у коричневых почв, профилем; темно-коричневой окраской, комковато-глыбчатой структурой, признаками оглеения, тяжелым механическим составом, окарбоначенностью всего профиля и слабо выраженным карбонатно-иллювальным горизонтом. Профиль имеет следующее морфологическое сложение: Апах-АВ-В-ВС-С или Апах-А₁"-В₁-В₂-ВС.

Данные химических анализов показывают следующую их специфику. Реакция среды слабо щелочная или щелочная, содержание гумуса в пахотном горизонте невысокое, но характеризуется большой мощностью. Гумус фульватно-гуматный. Карбонаты проявляются с поверхности профиля, при этом их количество значительно нарастает в материнских породах. Лугово-коричневые почвы относятся к легким и средним глинам. В минералогическом составе ила преобладают гидрослюды. В средней части профиля хорошо выражено оглинение.

По данным валового химического анализа основные оксиды равномерно распределены в профиле. Силикатное железо преобладает над несиликатной с максимумом в середине профиля.

Элементарные почвенными процессы лугово-коричневых почв: гумусообразование, гумусонакопление, окарбоначенность, олуговение, сиапитизация и оглеение.

От коричневых почв лугово-коричневые отличаются менее выраженным оглинением, более темной окраской, слабо выраженными карбонатными новообразованиями, наличием сизых и охристых пятен.

В классификационном отношении, лугово-коричневые почвы подразделяются на несколько подтипов: типичные, выщелоченные и др. Типичные лугово-коричневые почвы формируются в участкам с близким стоянием грунтовых вод (2-3 м) и часто дополнительным поверхностным увлажнением; отличаются

темной окраской и интенсивным оглеением профиля. Выщелоченные лугово-коричневые почвы отличаются тем, что карбонаты с поверхности профиля не проявляются.

Среди подтипов лугово-коричневых почв выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *солонцовые*; 3. *солонцеватые*; 4. *слитые*.

Серо-коричневые*. Серо-коричневые почвы, именуемые как «каштановые», распространены в юго-восточной части Грузии на территории районов Марнеули, Гардабани, Сагареджо и др. Они граничат с коричневыми, черными (черноземами) и лугово-серо-коричневыми почвами. Общая площадь, занятая ими составляет 5,8% территории Грузии (402 000 га).

Серо-коричневые почвы формируются в условиях умеренно сухого субтропического климата со среднегодовой температурой 12-13°C и низким количеством атмосферных осадков (300-500 мм). Рельеф представлен равнинами, предгорьями и низкогорьем. Почвообразующие породы – пролювиальные, аллювиальные, элювиальные осадки различного гранулометрического, минералогического и химического состава. Растительность степная аридная.

Серо-коричневые почвы Грузии исследовались С.А. Захаровым, Д.П. Гедеванишвили, М.Н. Сабашвили, А.Н. Розановым, Р.И. Кирвалидзе, Э.К. Накаидзе и др.

Сложение морфологического профиля серо-коричневых почв следующее: $A_1'-A_1''-AB-B_{1Ca}-C_1-C_2$. Характеризуются недифференцированным профилем, оглинением, карбонатностью, слабогумусным профилем.

Диагностические показатели серо-коричневых почв: относительная растяженность гумусного и карбонатного профиля, хорошо выраженное оглинение в средней части профиля и наличие карбонатов с поверхности.

Почвообразование серо-коричневых почв характеризуется древним возрастом. Почвы характеризуются слабо щелочной

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами серо-коричневых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Grey Cinnamonic (Calcic Kastanozems).

или щелочной реакцией. Содержание гумуса низкое. Тип гумуса – фульватно-гуматный. Распределение основных оксидов в профиле равномерен.

Своеобразием серо-коричневых почв является наличие в профиле карбонатно-иллювиального горизонта, чем они отличаются от светло-коричневых почв (Урушадзе, 1987). Карбонаты отмечаются с поверхности профиля, чем и отличаются от каштановых почв сухих степей суббореального пояса. Поглощительный комплекс серо-коричневых почв насыщен основаниями. Содержание гумус закономерно снижается, а механический состав заметно облегчается с глубиной. В обменных катионах преобладает кальций.

Характерным для серо-коричневых почв является тяжелосуглинистый механический состав верхней и средней частей профиля, облегчение нижней и оглинение средней части. В илистой фракции преобладает монтмориллонит и гидрослюды, отмечаются каолинит, кварц и др. В серо-коричневых почвах силикатное железо преобладает над несиликатной формой, содержание аморфного железа довольно низкое, максимум которого отмечается в верхней части профиля.

Таким образом, серо-коричневые почвы характеризуются слабой гумусностью верхних горизонтов, высоким оглинением профиля с максимальным содержанием ила в средней части, равномерным распределением основных оксидов, насыщенностью основаниями, преобладанием силикатного железа, слабо щелочной и щелочной реакцией среды, окаربоначенностью всего профиля и мощным хорошо выраженным карбонатно-иллювиальным горизонтом.

Элементарные почвенные процессы серо-коричневых почв: гумусообразование, гумусонакопление, окаربоначенность и сиаллитизация.

От коричневых почв, формирующихся в условиях большей увлажненности и меньшей теплообеспеченности, серо-коричневые отличаются более темной окраской, меньшим содержанием гумуса, карбонатностью всего профиля, большей щелочностью и наличием иллювиально-карбонатного горизонта.

От черноземных почв серо-коричневые отличаются низкой мощностью гумусового горизонта, буро-коричневой окраской

почвенной массы, более легким механическим составом, наличием хорошо выраженного карбонатно-иллювиального горизонта и отсутствием признаков слитости.

От лугово-серо-коричневых почв, которые формируются среди серо-коричневых почв в повышенных условиях увлажнения, серо-коричневые отличаются меньшей мощностью, отсутствием признаков оглеения и меньшим оглинением профиля.

Серо-коричневые почвы классифицируются следующим образом – подразделяются на три подтипа: темные, обыкновенные, светлые. Темные подтипы развиваются на наиболее влажных территориях ареала распространения серо-коричневых почв. Гумусовый горизонт самый мощный, гумус гуматного типа, содержание карбонатов в верхних горизонтах низкое, реакция среды слабо щелочная, легкорастворимые соли не отмечаются. В профиле обыкновенных серо-коричневых почв гумусовый горизонт меньшей мощности, содержание карбонатов в верхних горизонтах низкое, с глубиной заметно нарастает; реакция слабо щелочная, легкорастворимые слои практически не отмечаются. Светлые серо-коричневые почвы формируются в наиболее сухих частях территории. Гумусовый горизонт небольшой мощности, гумус фульватного типа, реакция среды слабо щелочная или щелочная, отмечается засоление.

Среди подтипов серо-коричневых почв выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *солонцовые*; 3. *солонцеватые*; 4. *гипсовые*; 5. *галечниковые*.

Лугово-серо-коричневые*. Лугово-серо-коричневые почвы Грузии формируются среди серо-коричневых почв на депрессионных, относительно увлажненных территориях. Распространены в Южной Картли (р-нах Марнеули и Гардабани); юго-западной части Грузии, на правой стороне р.Алазани; фрагментарно в Шида Картли. Общая площадь, занятая ими составляет 3,3% (228 800 га). Лугово-серо-коричневые почвы Грузии изучались Р.И. Кирвалидзе, Э.К. Накаидзе и др. Формируются в усло-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами лугово-серо-коричневых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Meradow Grey Cinnamonic (Calcic Vertisols).

виях умеренно сухого субтропического климата с осадками 300-500 мм. Рельеф равнинный, с отрицательными формами. Почвообразующие породы – пролювиальные, алювиальные, алювиально-делювиальные осадки. Растительность – степная аридная. В почвообразовании влияет антропогенный фактор (ирригация).

Лугово-серо-коричневые почвы характеризуются недифференцированным и мощным профилем, признаками оглеения. Морфологический профиль имеет следующее строение: A_{Ca} - B_{1Ca} - B_{2Ca} t,g- BC_{Ca} g-Cg.

Данные химических анализов показывают, что реакция слабощелочная или щелочная, содержание гумуса низкое, хотя профиль глубоко прогумуссирован. Тип гумуса – фульватно-гуматный. Карбонаты отмечаются с поверхности, нарастают книзу. Поглотительная ёмкость высокая. В поглотительном комплексе преобладает обменный кальций. Почвы относятся к легким и средним глинам. В средней и нижней частях отмечается оглинение. Валовой химический состав стабильный. Значительна доля несиликатной формы, содержание аморфного железа низкое. В составе глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит.

Элементарные почвенные процессы: гумусообразование, гумусонакопление, окарбоначенность, сиалитизация и оглеение.

От серо-коричневых почв лугово-серо-коричневые отличаются большей мощностью, оглеением, более заметным оглеением.

Среди лугово-серо-коричневых почв почв выделяют три рода: 1. *обыкновенные*; 2. *солонцы*; 3. *солонцеватые*.

Засоленные почвы*. Засоленные почвы Грузии объединяют: 1. солончаки (солончаковые); 2. солонцы (солонцовые) почвы. Первые характеризуются содержанием большого количества легкорастворимых солей (в том числе, солончаки с поверхности; а солончаковые – с нижних слоев). Вторые же характеризуются содержанием обменного натрия в поглощенном комплексе иллювиального горизонта и щелочной реакцией. Засоленные почвы распространены в равнинной зоне Восточной Грузии: Алазан-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами засоленных (солонцов, солончаков), в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Salt Soils (Solonetz, Solonchak).

ской, Эльдарской, Тарибана-Натбеульской и др. аккумулятивных равнинах; наклонных равнинах и склонах эрозионного водораздельного нагорья. Встречаются также в Квемо Картли (Гардабанской, Марнеульской, Самгорской и Крцанисской равнинах) и фрагментарно – Шида Картли. Общая площадь, занятая этими почвами составляет 1,6% (112 600 га) территории Грузии. По сравнению с солончаковыми почвами, солонцовые, большая часть которых представлена среди солончаков, занимают больше территории.

Засоленные почвы формируются в условиях сухого субтропического климата с жарким летом, теплой зимой, среднегодовой температурой 12°C и годовым количеством атмосферных осадков в 350-600 мм. Рельеф представлен межгорными депрессиями и аллювиальными равнинами. Солончаковые почвы развиты на молодых депрессионных элементах, солонцовые – на относительно повышенных условиях рельефа. В соответствии с развитием рельефа в аккумулятивной зоне уровень стояния грунтовых вод высокий, что существенно влияет на характер почвообразования. Почвообразующие породы представлены верхнеплиоценовыми осадками, аллювиальными, пролювиальными и засоленными наносами, а также засоленными глинами. Растительность, в основном, представлена степными формациями.

Засоленные почвы Грузии исследовались Д.П. Гедеванишвили, М.Н. Сабашвили, Н. Димо, Г. Ахвледиани, В. Чхиквишвили, И. Гогоберидзе и др.

Солончаки и солончаковые почвы характеризуются тяжелым механическим составом, большинство из них относятся к глинам. В поглощенных катионах преобладает Са, однако Na и Mg представлены в достаточном количестве. Содержание гумуса низкое, с глубиной резко падает. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и гидрослюдами. По данным валового химического анализа основные оксиды распределяются неравномерно. Среди солончаков выделяют: *автоморфные* (с солевым максимумом солей как на самой поверхности, так и на глубине) и *гидроморфные*, формирующиеся в условиях близкого залегания минерализованных грунтовых вод при выпотном периодически промывном режиме.

Солончаки и солончаковые почвы в различном количестве содержат легкорастворимые соли. В солончаках их содержание нарастает с глубиной. В верхних слоях сильно засоленных почв содержится меньше солей, в илювиальном горизонте резко нарастает. В средnezасоленных почвах солесодержащий горизонт залегает глубже и количество легкорасстворимых солей меньше. Засоление данных почв носит резко выраженный хлористо-сульфатный характер, хотя встречаются содовые солончаки и солончаковые почвы. Среди большинства засоленных почв в основном присутствуют сульфаты натрия – глауберова соль и хлориды. Характерна высокая общая щелочность. Засоленные почвы отличаются неблагоприятными водно-воздушными свойствами.

Солонцы и солонцовые почвы характеризуются специфическим строением профиля, дифференцированного по элювиально-иллювиальному типу, тяжелым механическим составом, щелочной реакцией среды нижних горизонтов, столбчатой, призматической или ореховатой структурой, наличием плотного солонцового горизонта Vt^{Na+} (являясь их диагностическим показателем), повышенным содержанием поглощенного натрия, слабой водопроницаемостью. Глинистые минералы представлены, в основном, монтмориллонитами и гидрослюдами. Содержание основных оксидов колеблется в больших пределах – с глубиной кремнезем снижается, а полуторные окислы – нарастают. Характерно также повышенное содержание K_2O и Na_2O .

Содержание гумуса в солонцовых почвах колеблется в больших пределах. В слабых солонцах содержится больше гумуса; в сильных и средних – меньше.

Солонцовые почвы характеризуются различным содержанием легкорастворимых солей. Основным генетическим признаком является то, что солонцеватость определяется содержанием поглощенного натрия (Na), который в средних и сильных солонцах достигает 30%. Для большей части этих почв характерно содержание поглощенного магния, что усиливает их солонцеватость. В Грузии распределены натриевые, магниевые и натрий-магниевые солончаки и характеризуются очень слабой водопроницаемостью.

Что касается классификационного подразделения засоленных почв Грузии – солонцы с поверхности содержат легкораствори-

мые соли, а солонцовые – с различной глубины нижних слоев. По гидрологическим условиям солонцы и солонцовые почвы делятся на гидроморфные и автоморфные. Гидроморфные солонцы и солонцовые почвы формируются в условиях близкого залегания (1,5-3 м) минерализованных грунтовых вод. В автоморфных солодах минерализованные грунтовые воды находятся глубоко (до 10 м).

Солончаки и солончаковые почвы подразделяются на четыре подтипа: типичные, луговые, заболоченные, вторичные засоленные почвы.

Профиль типичных гидроморфных солодей слабо дифференцирован и отличается большим содержанием легкорастворимых солей по всему профилю; грунтовые воды залегают близко. Луговые солоды содержат сравнительно меньшее количество легкорастворимых солей и формируются под влиянием менее минерализованных грунтовых вод. Заболоченные солоды характеризуются высоким содержанием легкорастворимых солей и оглеением профиля; формируются в избыточно увлажненных условиях.

Вторичные засоленные почвы формируются поднятием грунтовых вод в результате беспорядочной ирригации и накоплением растворимых солей на поверхности. Гумусовый горизонт солонцов незасолен и содержит поглощенный натрий, определяя их солонцовость. Свойственна высокая щелочность и дисперсность, образование соды, растворимость гумуса и слабая водопроницаемость; в сухом состоянии повышенная плотность, при влажности – густота.

Солонцы Грузии подразделяются на три подтипа: лугово-степные, степные, полупустынные. По характеру засоления среди них различаются: содовые; смешанные (содово-сульфатно-хлоритные); хлоритно-сульфатно-солончаковые почвы. По содержанию поглощенного натрия среди солонцов выделяются следующие роды: с *очень низким* (Na до 10%), *низким* (10-25%), *средним* (25-40%), *очень высоким* (>40%) содержанием поглощенного Na.

Желто-бурые*. Желто-бурые почвы, в качестве самостоятельного генетического типа, впервые были выделены Т.Ф. Урушадзе (1997). Они распространены в субтропическом поясе Западной Грузии между желтоземами, красноземами и бурыми лесными почвами на высоте 400(500)-800(1000) м над ур. моря. Общая площадь этих почв в Грузии составляет 1,5% (106 000 га).

Диагностическими показателями желто-бурых почв являются: хорошо выраженные гумусовый и желто-бурый иллювиальный горизонты, аллитное выветривание, обогащенность железом. В их образовании, наряду с растительностью, особую роль играют гидротермальные условия. Профиль имеет следующее морфологическое сложение: А-АВ-В-С.

Желто-бурые почвы формируются в условиях гумидного субтропического климата с теплой зимой и теплым летом (среднегодовая температура 11°C) и высоким количеством атмосферных осадков (1050-2150 мм в год). Рельеф эрозийно-денудационный. Материнские породы представлены среднеюрскими порфиритовыми слоями и древней корой изверженных неозэффузивов (андезиты, андезито-базальты) и их дериватами. Основная растительность представлена каштановыми лесами с примесью других видов. Отличительным признаком этих лесов является наличие вечнозеленого подлеска.

Морфологически желто-бурые почвы характеризуются хорошо выраженным гумусовым и иллювиальным горизонтами. По аналитическим данным характеризуются кислой реакцией с наибольшей кислотностью в гумусовом горизонте. Содержат высокое количество гумуса, но распределение его не подчиняется закономерности лесных почв. Гумус постепенно и незаметно снижается с глубиной и распространяется глубоко в профиле. В соответствии с гумусом, подобной закономерностью распределения характеризуется азот. Гумус фульватого типа. Желто-бурые почвы ненасыщены основаниями. Поглощенный водород отмечается в большом количестве, и в некоторых случаях занимает больше половины поглотительной ёмкости. Степень нена-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами желто-бурых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Yellow Brown Forest (Chromic Cambisols and Stagnic Alisols).

сыщенности резко нарастает наряду с усилением процесса ферраллитизации. По данным механического анализа желто-бурые почвы представляют тяжелые суглинки.

Данные валового химического анализа желто-бурых почв показывают равномерное распределение в профиле кремнезема в почвах, развитых на разных породах. Аналогична своеобразность содержания и профильного распределяются полуторных окислов. Схожее друг с другом однообразное распределение окислов связано с их тотальным выносом вместе с илистой фракцией за пределы профиля. Минеральная часть почвы характеризуется ферраллитным выветриванием. Глинистые минералы представлены беспорядочными хлорит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями. В большом количестве встречается каолинит, в меньшем количестве монтмориллонит и слюды.

По сравнению с бурыми лесными почвами, профили желто-бурых почв больше обогащены железистыми соединениями (несиликатной формы), накопление которых в иллювиальном горизонте, объясняется их интенсивным промыванием.

Таким образом, желто-бурые почвы характеризуются незначительным передвижением илистой фракции, кислой реакцией, равномерным распределением кремнезема, коррелирующей с высоким содержанием и равномерным распределением R_2O_3 , ферраллитным выветриванием, определенной подвижностью гумусового вещества, повышенным содержанием несиликатного железа.

Основными элементарными почвенными процессами желто-бурых почв являются: *ферраллитизация, гумусообразование, выщелачивание.*

От бурых почв, формирующихся в более прохладных условиях, желто-бурые отличаются желтоватой, иногда красноватой окраской, отсутствием лесной подстилки, худшей и менее прочной оструктуренностью, более глубоким ферраллитным выветриванием, меньшим количеством кремнезема и повышенным содержанием полуторных окислов, более кислой реакцией, большей гумусностью и гумусированностью, меньшей поглотительной ёмкостью, повышенным содержанием различных форм железа.

От желтоземов и красноземов, формирующихся в более теплых условиях, желто-бурые почвы отличаются менее выраженной желтоватой и красноватой окраски, лучшей структурой, меньшим выветриванием, меньшим содержанием R_2O_3 и более высокой поглотительной способностью.

В классификационном отношении, желто-бурые почвы подразделяются на два подтипа: типичные и оподзоленные. Типичные желто-бурые почвы по почвенным свойствам соответствуют признакам, характерным для типов. Оподзоленный подтип характеризуется обесцвеченным серовато-желтым верхним слоем со слоистыми признаками стуктуры. Верхние горизонты обеднены илистой фракцией, алюминием и железом.

Среди подтипов желто-бурых почв выделяют следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *неполноразвитые*.

Красноземы*. Красноземы представлены в условиях холмисто-предгорного рельефа Западной Грузии на высоте 300-500 м над ур. моря в юго-западной части влажно-субтропической зоны (Аджария, Гурия), частично встречаются в Мегрелии, Абхазии. Общая площадь их распространения составляет 1,9% (130 400 га). Почвообразующие породы представлены красноватокрасными продуктами выветривания изверженных пород (в основном андезитов) и их дериватов. Климат влажносубтропический со среднегодовой температурой 14-15°C и атмосферными осадками 1200-2500 мм в год. Естественная растительность – смешанный субтропический лес.

Красноземы Грузии исследовались Д.П. Гедеванишвили, М.Н. Сабашвили, М.К. Дараселия, Ш.Д. Палавандишвили, А.И. Ромашкевич и др.

Почвы характеризуются мощным профилем, красно-оранжевой окраской, комковатой структурой. Морфологическое сложение Профиля следующее: А-АВ-В-ВС-С.

Реакция среды красноземов кислая, величина рН в профиле меняется незначительно. Содержание гумуса высокое; гумус

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами красноземов, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Red Soils (Alisols).

фульватный. Поглощительная ёмкость низкая и средняя. Среди поглощенных катионов, как правило, преобладает обменный водород. Красноземы отличаются тяжелосуглинистым, глинистым и тяжелоглинистым механическим составом. Почва обеднена кремнеземом и основаниями и обогащена полуторными окислами. Минеральная часть почвы характеризуется ферраллитным выветриванием. Глинистые минералы представлены каолинитом, галуазитом, гетитом и гибситом. В красноземах силикатное железо преобладает над несиликатным, отдельные формы Fe относительно равномерно распределены в профиле.

Элементарные почвенные процессы (ЭПП) красноземов: ферраллитизация, оглинение и гумусообразование.

В отличие от желтоземов, которые формируются на обогащенных кремнеземом породах, красноземы характеризуются более красной окраской, более прочной и менее грубой структурой, большей выветрелостью.

Красноземы Грузии подразделяются на два подтипа: типичные и оподзоленные. Типичные подтипы широко распространены в южной части ареала красноземов и формируются на корках выветривания андезито-базальтов, реже на галечниках и еще реже – на зебровидных глинах. Оподзоленные подтипы же формируются на относительно равнинных элементах рельефа, обычно на зебровидных глинах. Среди подтипов красноземов выделяются следующие роды: *1. развитые на эллювии изверженных пород; 2. развитые на эллювии галечников; 3. развитые на зебровидных глинах.*

Желтоземы*. Желтоземы распространены в предгорно-холмистой части влажно-субтропической зоны Западной Грузии. Общая площадь, занятая желтоземами в Грузии составляет 4,5% (317 600 га). Желтоземы Грузии исследовались В.В. Акимцевым, П.С. Косовичем, С.А. Захаровым, М.Н. Сабашвили и др.

Желтоземы формируются в условиях влажного субтропического климата со среднегодовой температурой 14-15° и атмос-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами желтоземы, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Yellow Soils (Chromic).

ферными осадками 1100-2500 мм в год. Они распространены на древних морских террасах, расчлененных и прилегающих предгорьях. Почвообразующие породы представлены на кислых продуктах выветривания (прежде всего сланцев) средней прочности. На террасах эти почвы обычно формируются на рыхлых глинистых породах. Почвообразующие породы относятся к сиаллитным глинам, хотя и встречаются ферраллитизированные. Естественная растительность представлена смешанными субтропическими лесами, основная часть которой уничтожена и заменена культурной растительностью.

Профиль желтоземов Грузии имеет следующее морфологическое сложение: A_0 -A-AB-B-BC. Они характеризуются мощным профилем, желтой окраской и комковатой структурой. Реакция среды желтоземов кислая. Содержание гумуса колеблется в пределах 2-7% количество которого резко снижается с глубиной. Гумус фульватного типа. Поглощительный комплекс не насыщен основаниями, но степень ненасыщенности значительно варьирует (4-70%). Механический состав незначительно меняется по профилю. Содержание аморфного железа низкое, несиликатного – довольно высокое (рис.1). По валовому химическому составу основные окислы распределены незначительно. Соотношение $SiO_2:R_2O_3$ указывает как на ферраллитное, так и сиаллитное выветривание.

Элементарные почвообразовательные процессы желтоземов: ферраллитизация, оглинение, гумусообразование и оглеение.

Желтоземные почвы Грузии от желто-бурых почв, которые формируются в относительно прохладных условиях, отличаются более глубоким выветриванием, меньшим содержанием кремнезема и большим содержанием полуторных окислов. От красноземов (формирующихся в тех же биоклиматических условиях, но на обедненных кремнеземом породах) желтоземы отличаются желтоватой окраской, меньшей выветрелостью, менее прочной и более грубой структурой.

Желтоземы Грузии подразделяются на 3 подтипа: типичные, оподзоленные и оглеенные. Типичные желтоземы распространены в местах, где не отмечаются сухие периоды. Внутрипочвенное выветривание здесь происходит более интенсивно, чем передвижение ила по профилю, что определяет развитие недиф-

ференцированного профиля. Что касается оподзоленных желтоземов, то они характеризуются дифференцированным профилем, что подтверждается данными валового химического состава и механическим составом. Оглеенные желтоземы развиваются на плоских и пониженных слабо дренированных водораздельных участках и характеризуются заметными признаками оглеения в профиле.

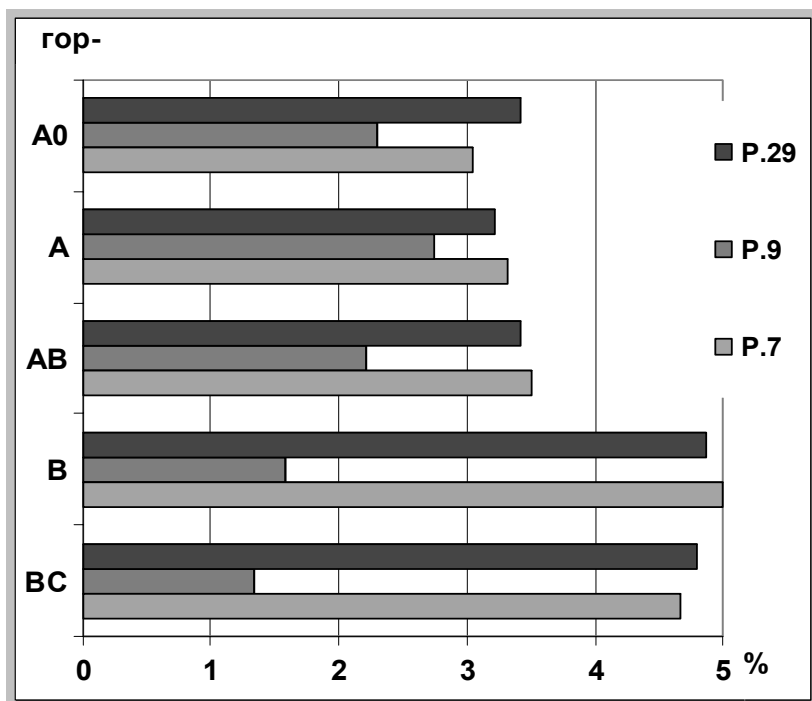


Рис. 1. Распределение несиликатного железа в профиле желтоземов Грузии

Среди подтипов желтоземов Грузии выделяются следующие роды: 1. обыкновенные; 2. остаточно-карбонатные; 3. неразвитые; 4. галечниковые.

Субтропические подзолистые*. Субтропические подзолистые почвы характеризующиеся сложным и спорным генезисом, в разных публикациях и классификационных справочниках они именуется как: субтропические подзолистые (Герасимов, 1966; Сабашвили, 1968 и др.), псевдоподзолистые (Зонн, Шониа, 1971; Ромашкевич, 1979), подзолисто-желтоземные и желтоземно-подзолистые (Классификация и диагностика почв СССР, 1971), элювиально-поверхностно-глеевые (Ромашкевич, 1979), эцероземы (Лежава, 1998) и т.д. Аналогами этих почв, опираясь на международное руководство (Jahn, Blume, Asio, 2003), считаются плитосоли.

Субтропические подзолистые почвы занимают 2% территории Грузии, что составляет 137 000 га. Они широко распространены во влажно-субтропических регионах Западной Грузии на высоте 30-200 м над ур. моря на слабо возвышенных морских и речных террасах периферийной северо-восточной части Колхидской низменности. Субтропические почвы, с одной стороны, граничат с желтоземами и дерново-карбонатными, с другой стороны, т.н. субтропическими подзолисто-глеевыми (желтоземно-подзолисто-глеевыми) и болотными почвами. Большие массивы этих почв встречаются на древних террасах рек Кодори, Ингури, Хоби, Риони, Квирила и др.

Субтропические подзолистые почвы формируются в условиях влажного субтропического климата с теплой зимой, высоким количеством атмосферных осадков (1500 мм) и жарким летом (среднегодовая температура 14-19°C).

Морфологическое сложение профиля субтропических подзолистых почв следующее: A1A2n-BSf-Bt,g-BGt или A1A2n-BSf-Bt,g-BGt-[B/Cg,h].

Почвообразующие породы рыхлые и, как правило, двучленные (гетерогенные). Низкие террасы, распространенные в северо-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами субтропических подзолистых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Subtropical Podzols (Stagnic Acrisols). Исходя из того, что классификационная принадлежность почв, не входила в задачи исследований, мы условно придерживаемся первичного традиционного наименования почв «субтропические подзолистые», вне зависимости от того является ли оподзоливание ведущим профилеформирующим процессом или нет.

западной части Колхиды, представлены суглинистыми наносами, перекрывающие фрагментарно глинистые, местами галечниковые наносы. На относительно повышенных террасах северо-западных и центральных предгорий встречаются збровидные третичные глины, коры выветривания галечников. На древних речных террасах распространены тяжелые глины, сменяющиеся на определенной глубине более легкими наносами.

Субтропические подзолистые почвы отличаются кислой реакцией среды, показатели pH колеблются в пределах 4,5-6,1. Наивысшая кислотность отмечается в элювиальном горизонте с заметным снижением кислотности с глубиной. Содержание гумуса низкое или среднее. В гумусовом горизонте колеблется в пределах 2,4-5,5%. Тип гумуса – фульватный. Почвы ненасыщены, поглощательная ёмкость низкая. По механическому составу почвы относятся к суглинкам и глинам. Обычно подстилающие слои наиболее обогащены тонкодисперсной фракцией.

По данным валового химического анализа основные оксиды неравномерно распределены. В элювиальном горизонте отмечается накопление кремнезема и снижение полуторных окислов. Глубже, в илювиальном горизонте, наоборот содержание кремнезема нарастает, а полуторные окислы снижаются. Их соотношение указывает на аллитное выветривание.

Наиболее характерным для этих почв является текстурная дифференциация профиля, обогащенность верхних горизонтов Fe-конкрециями и наличие в средней части профиля ожелезненного ортштейнового слоя нередко в виде цементированных пластов типа “petroplinthic” или “plinthic” (Jahn., Blume, Asio, 2003). Ортштейновые горизонты, как правило, залегают на контакте литологических переходов профиля, между легким верхним и нижним тяжелым по мехсоставу слоями, что указывает на их возможную генетическую связь. Усиление гидроморфизма в профиле сопровождается уменьшением конкреционности и разуплотнением ортштейнового слоя. В минералогическом составе ила преобладает каолинит, хлорит, галузит и тонкодисперсный кварц. Распределение отдельных форм железа характеризуется двумя максимумами – в верхнем и нижнем слоях.

Таким образом, субтропические подзолистые почвы характеризуются резкой дифференциацией профиля по механическому

составу, высокой конкреционностью и ожелезненностью, кислой реакцией среды, низкой гумусностью, фульватным типом гумуса. Когда почвообразование затрагивает неоднородную толщу с подстиланием тяжелых слабо фильтрующих слоев, в профиле обнаруживаются различные по мощности и строению ортштейновые горизонты.

Элементарные почвенные процессы характерные для субтропических подзолистых почв Грузии следующие: *оглеение, конкрециообразование, аллитизация, выщелачивание*. Проявление процесса *лессивирования* – локальное и носит внутригоризонтный, а внутрислоевый характер. Процесс же *оподзоливания*, фигурирующий в названиях почв, практически не диагностируется, т.к. на основе детальных исследований Мачавариани (1989) на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровнях, не отмечаются процессы разрушения первичных минералов в верхних горизонтах и передвижение продуктов выветривания в вертикальном профиле. Относительно же генезиса этих почв, механизм формирования текстурно-дифференцированного профиля, связывают с исходной литологической неоднородностью слагающих наносов (Мачавариани, 1989). Что касается отмеченных выше основных ЭПП, то они протекают на исходно неоднородном литологическом фоне, не имеющих профилеформирующей функции.

В отличие от желтоземов и красноземов субтропические подзолистые почвы отличаются резкой дифференциацией профиля, повышенным содержанием Fe-конкреций и наличием ортштейнового пласта. От субтропических подзолисто-глеевых почв они отличаются относительно низким оглеением.

Субтропические подзолистые почвы подразделяются на два подтипа: типичные и слабо ненасыщенные. Типичные подтипы распространены в самых влажных частях ареала; ненасыщенные – в относительно сухих частях. Среди подтипов выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *контактно-глеевые*; 3. *галечниковые*; 4. *конкреционные*; 5. *ортштейновые*.

Субтропические подзолисто-глеевые*. Субтропические подзолисто-глеевые или т.н. желтоземно-подзолисто-глеевые почвы Грузии распространены в тех же ареалах, где и субтропические, но представлены в более пониженных элементах рельефа. Общая площадь, занятая ими занимает 0,7% территории Грузии, что составляет 14 200 га. Субтропические подзолисто-глеевые почвы наиболее детально исследовались А.В. Моцерелиа.

Профиль субтропических подзолисто-глеевых почв имеет следующее морфологическое сложение: А-А₁А₂-В₁-В₂-ВС-CDg-G или А₁А₂-А₂-А₂В-ВСg. По условиям развития они наиболее близки к субтропическим подзолистым почвам, но отличаются повышенным поверхностным стоком вод и большей увлажненностью грунта.

Морфологически, субтропические подзолисто-глеевые почвы характеризуются текстурной дифференциацией профиля, интенсивным оглеением, наличием конкреций по всему профилю, нередко с наличием четко выраженного ортшейнового слоя.

Данные химических анализов субтропических подзолисто-глеевых почв показывают, что они характеризуются кислой, иногда нейтральной или слабо щелочной реакцией среды, умеренной и глубокой гумусностью фульватного типа, насыщенностью или ненасыщенностью или ненасыщенностью основаниями. Реакция среды и насыщенность или ненасыщенность основаниями связана с химизмом грунтовых вод. По механическому составу почва относится к суглинкам и глинам. Гумусовые и эллювиальные горизонты обеднены тонкодисперсной фракцией.

По данным валового химического состава основные оксиды характеризуются эллювиально-иллювиальной дифференциацией. Определение форм Fe показывает, что содержание силикатного железа обычно преобладает над количеством несиликатного.

Элементарные почвенные процессы субтропических подзолисто-глеевых почв: *оглеение, алитизация, выщелачивание* и локальное *лессивирование*. Механизм формирования генетического

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами субтропических подзолисто-глеевых почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Subtropical Gley Podzols (Gleysols).

профиля этих почв практически схож с предыдущим, т.е. связь текстурной дифференциации профиля, объясняется исходной литологической неоднородностью привнесенных наносов, на котором протекало современное почвообразование.

Субтропические подзолисто-глеевые почвы классифицируются следующим образом – среди них выделяются три подтипа: поверхностно-глеевидные, глееватые и глеевые. Поверхностно-глеевидные подтипы почв формируются под влиянием избыточного поверхностного увлажнения и имеют четко выраженное оглеение в верхней части профиля; встречаются редко, в выровненных участках склонов. Глееватые подтипы почв широко распространены; формируются в условиях избыточного увлажнения грунта; оглеение отмечается в нижней части иллювиального горизонта и почвообразующей породе; часто характеризуются аккумуляцией железа. Глеевые подтипы почв отличаются от глееватых более интенсивным оглеением и повышенным содержанием железистых конкреций, часто наличием ортштейнового горизонта.

Среди подтипов субтропических подзолисто-глеевых почв выделяются следующие роды: 1. *обыкновенные*; 2. *остаточно-карбонатные*; 3. *галечниковые*; 4. *конкреционные*; 5. *ортштейновые*.

Болотные*. Болотные и заболоченные почвы встречаются, главным образом, на Колхидской низменности, площадь занятая ими в Грузии составляет 220 000 га. Фрагментарно болотные почвы встречаются также и в пониженных, слабо дренированных местностях Восточной и Южной Грузии. Болотные почвы включают илисто-болотные, которые составляют 130 000 га (1,9%) и торфяно-болотные (органо-болотные), составляющие 70 600 га (1%) территории Грузии. Климат в регионе их распространения теплый, влажный и мягкий со среднегодовой температурой 14°C и атмосферными осадками в количестве 1150-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами болотных почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Bog Soils (Silty Bog, Peat Bog).

1750 мм. Колхидская низменность относится к типу дельтово-аккумулятивных равнин. Заполнена аллювиальным материалом, в составе которого участвуют продукты разрушения пород, слагающих Кавкасион и Южно-Грузинское нагорье. Наносы преимущественно карбонатные с преобладанием глины в верхних слоях. Тип растительности в регионе распространения болотных почв в Грузии представляют равнинные леса с сопровождающей болотной и псамофильной растительностью.

Болотные почвы Грузии исследовались Д.Гедеванишвили, С.А. Захаровым, Б.И. Философовым, Р.И. Паписовым, Г.А. Костава, А.В. Моцерелиа, Т.Д. Рамишвили и др.

Болотные почвы характеризуются следующим морфологическим сложением профиля: А-В-ВС. Отличаются мощным профилем, тяжелым механическим составом и признаками оглеения. Минерально-болотные почвы характеризуются слабо-нейтральной реакцией среды, высоким содержанием гумуса, тяжелым механическим составом по всему профилю, высокой дисперсностью. В поглощенных катионах резко преобладает обменный кальций.

По данным валового химического анализа основные оксиды неравномерно распределены, что указывает на аллювиальную природу болотных почв. Они характеризуются повышенным содержанием форм железа. При этом отмечается накопление аморфного железа в верхней части профиля, кристаллизованного – в нижних.

Элементарные почвенные процессы болотных почв: оглеение, оглинение, гумусообразование и торфообразование.

Болотные почвы включают два типа: минерально-болотные и органо-минерально-болотные. Минерально-болотные почвы подразделяются на два подтипа: илисто-болотные и лугово-болотные почвы. Илисто-болотные почвы формируются под лесной растительностью, лугово-болотные почвы – в условиях луговых ценозов. Органо-минерально-болотные почвы подразделяются на два подтипа: субаквально-болотные и торфяно-болотные. Среди подтипов болотных почв выделяют следующие роды: 1. нейтральные; 2. кислые; 3. сильно кислые; 4. нормально-зольные.

Аллювиальные*. Как азональный тип, аллювиальные почвы представлены в разных природных зонах на всей территории Грузии. Общая площадь, занятая ими составляет 352 400 га – 5% всей территории Грузии.

В разных регионах Грузии аллювиальные почвы формируются в разных природных зонах и, в каждом конкретном случае, характеризуются климатическими условиями той зоны. Довольно разнообразен и сам аллювионный материал, на которых формируются эти почвы. Естественная растительность представлена пойменной растительностью. На больших площадях эти территории освоены под сельскохозяйственные культуры.

Аллювиальные почвы Грузии С.А. Захаровым, Д.П. Гедеванишвили, М.Н. Сабашвили, А.В. Моцерелия и др. исследователями.

Одним из диагностических показателей аллювиальных почв является слоистость профиля, прежде всего, по механическому составу. Профиль обычно имеет следующее морфологическое сложение: А-ВС-С-CD.

Аллювиальные почвы характеризуются регулярными паводками и наносами новых слоев на аллювий. Почвы характеризуются разнообразным режимом, строением и свойствами, которые во многом определяются природой тех бассейнов, где они формируются.

Морфологически аллювиальные почвы характеризуются слабой дифференциацией профиля на генетические горизонты, слабой оструктуренностью, скелетностью и слоистым сложением профиля.

Аналитические данные аллювиальных почв Грузии показывают следующую специфику их состава. Реакция среды этих почв кислая, нейтральная или щелочная в зависимости от того, в каком бассейне они сформированы. Содержание гумуса в профиле среднее или низкое, почвенные профили глубоко прогумусированы. Содержание азота в почвенной массе высокое или среднее, а поглощательная ёмкость низкая или средняя. Несмо-

* Согласно почвенной карте Грузии, 1999 (1 : 500 000), аналогами аллювиальных почв, в соответствии с Мировой Базой Данных (WRB-FAO), являются: Alluvial Soils – Alluvial Saturated, Aluuvial Calcareous (Eutric Fluvisols, Calcaric Fluvisols).

тря на то, что профиль аллювиальных почв характеризуется слоистостью по механическому составу, распределение основных оксидов как в почве, так и илистой фракции, более-менее равномерное. Глинистые минералы в почве представлены широким спектром – монтмориллонит, каолинит, галуазит, гидрослюды и др. Распределение форм железа в вертикальном профиле аллювиальных почв неравномерное – силикатное железо резко преобладает над несиликатным.

Основными элементарными почвенными процессами в аллювиальных почвах Грузии являются: *гумусообразование, олуговение и оглеение.*

От зональных почв аллювиальные отличаются более слабо развитым профилем, слоистым сложением, признаками оглеения.

Аллювиальные почвы Грузии объединяют два почвенных типа: дерново-кислые и дерного насыщенные. Дерново-кислые формируются, в основном, в высокогорной и лесной зонах Западной и Восточной Грузии. Подразделяется на 4 подтипа: слоисто-примитивные, слоистые, обыкновенные, оподзоленные. Дерново-насыщенные аллювиальные почвы, в основном, формируются в степной зоне Восточной Грузии. Подразделяется на три подтипа: слоисто-примитивные, слоистые, обыкновенные. Среди подтипов аллювиальных почв выделяют следующие роды: *1. обыкновенные; 2. галечниковые.*

Таким образом, почвенный спектр Грузии весьма разнообразен и каждый генетический тип почв отличается своеобразными диагностическими морфохимическими показателями и специфическим генезисом.

В результате, Грузия представлена довольно широким спектром почвенных типов, начиная с болотных почв низменных территорий гумидных субтропиков Западной Грузии до серо-коричневых и засоленных почв аридных территорий Восточной Грузии, включая предгорные, горно-лесные, горно-луговые регионы страны с характерными почвенными профилями. В зависимости от условий почвообразования, каждый генетический тип почв дифференцируется на множество подтипов, видов, родов и характеризуется определенной своеобразностью. Среди всех компонентов ландшафта, почва отличается наибольшим

многообразием. Имеется в виду то, что в пределах одного и того же подтипа, вида, рода и даже конкретного вертикального или горизонтального профиля нередко отмечаются значительные различия по тем или иным свойствам и признакам. Более того, в пределах конкретного разреза, каждая стенка шурфа даже визуально может быть весьма разнообразным (по мощности генетических горизонтов, тональности окраски, наличию или отсутствию тех или иных компонентов почвы и др.). Некоторые почвы Грузии имеют ряд как различающихся, так и схожих признаков с близлежащими типами и/или подтипами почв, сохраняя при этом свою качественную нагрузку и определенную специфичность.

Часть II

Географические закономерности микростроения почв Грузии

Микроморфологические описания шлифов, изготовленных в шлифовальной мастерской Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева Э.Ф. Мочаловой из образцов практически всех основных типов почв Грузии, проводились в соответствии с известными руководствами и информационными справочниками: Е.А. Fitz-Patric (1984); В.В. (1974); М.И. Герасимова, С.В. Губин, С.А. Шоба (1992); Методическое руководство... (1993); Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова (1977); Е.А. (1971); А.И. Ромашкевич, М.И. Герасимова (1982); P. Bullock, N. Fedoroff, A. Jongerius et al. (1985); W. Kubiena (1938); W. Kubiena (1970) и др.

В большом количестве шлифов вертикального и горизонтального сечения исследовались следующие диагностически значимые микроморфологические показатели: общее и элементарное микростроение, микростроение, микростроение, состав и размер скелетных зерен минералов (минеральная ассоциация грубодисперсной – песчаной и крупнопылевой фракции), характер органического вещества, формы гумуса, содержание, структура и химико-минералогический состав плазмы, характер железистых и карбонатных образований, общее и плазменное микростроение, характер пористости и др. Особое внимание уделялось диагностированию элементарных почвенных процессов, характерных для почв Грузии (гумусообразованию, оглиниванию, лессивированию, оглеению, ожелезнению, окарбоначиванию), а также выявлению унаследованных от предшествующих стадий почвообразования палеопочвенных (педо- и литореликтовых) признаков, не соответствующих современному педогенезу и т.д.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ПОЧВ ВЛАЖНЫХ СУБТРОПИКОВ ГРУЗИИ

Микростроение красноземов Грузии

Красноземы Грузии, развитые на красноцветных корях выветривания, микроморфологически изучались в шлифах, изготовленных из образцов Т.Д. Рамишвили на примере **разр. 19Г**, заложенного в с. Гвара (Кобулетский р-н). Профиль характеризуется недифференцированным, хорошо выраженным гумусовым горизонтом и красноватой окраской. Согласно А.И. Ромашкевич (1974, 1979) характерным для красноземов является: наличие гумусовых языков в каналовидных порах в местах перехода в кору выветривания; наличие в горизонте ВС реликтов кор выветривания; постепенный переход горизонтов; слабая морфологическая выраженность элювиальных и иллювиальных горизонтов.

А (0-20 см). Желто-коричневая глинистая масса поверхностного горизонта красноземных почв характеризуется компактным микросложением (рис.2 а). Пористость представлена мелкими трещинами и замкнутыми порами. Элементарное микростроение пылевато-плазменное. В почвенной массе иногда встречаются растительные остатки. Скелетность горизонта довольно слабая. Встречаются угловатые зерна первичных минералов крупнопылеватого размера. Плазменный материал характеризуется высокой оптической ориентацией, состав плазмы – железисто-глинистый. Горизонт обогащен мелкими округлыми железистыми сегрегациями бурого цвета.

В₁ (20-58 см). Желтая пылевато-плазменная масса компактного микросложения с замкнутыми и ветвистыми порами (рис.2 б). Элементарное микростроение пылевато-плазменное с незначительной скелетностью. В составе скелета изредка отмечаются мелкие округлые карбонатные зерна пылеватого размера. Плазма характеризуется железо-глинистым, микроразнонально карбонатно-глинистым составом. Оптическая ориентация глины относительно слабая. Отмечаются отдельные микрозоны ориентированных глинистых скоплений в виде чешуек и тонких волокон.

Ожелезненность горизонта характеризуется наличием пятнистых зон. Конкреционные образования не отмечаются.

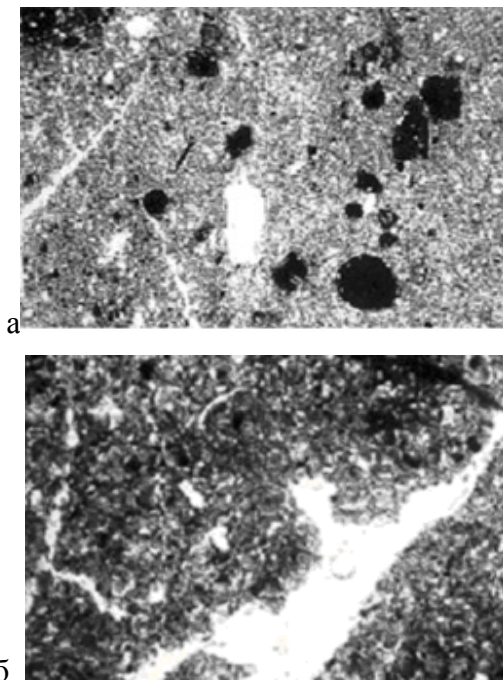


Рис. 2. Характер микростроения гор-та А, 0-20 см (а) и гор-та В, 20-58 см (б) красноземов Грузии, разр. 19Г, пс. II

В₂ (58-86 см). Желтоватый дисперсный уплотненный материал с бурыми зонами ожелезнения. Микросложение компактное с округлыми и трещиноватыми порами. Элементарное микростроение пылевато-плазменное с незначительной скелетностью. Плазма характеризуется железо-глинистым составом и волокнистой структурой ориентации. Передвижение глины не отмечается (рис.3 а). Горизонт заметно ожелезнен.

В₃ (86-136 см). Неоднородный ожелезненный материал компактного микросложения. Отмечается сочетание желтых, бурых, светло-коричневых и серых микрозон. Пористость характеризуется наличием мелких замкнутых пор. Элементарное микростроение

роение песчано-пылевато-плазменное. Скелетность увеличена, выделяются песчаные и крупно-пылеватые зерна. Оптическая ориентация плазмы тонко-чешуйчатая. Отмечаются микрзоны глинистого состава. В ожелезненных зонах ориентированная глина пропитана гидроксидами железа. Состав плазмы железисто-глинистый. Отмечаются разложенные железистые образования (рис.3 б). Крупные зоны ожелезнения содержат глинистый материал.

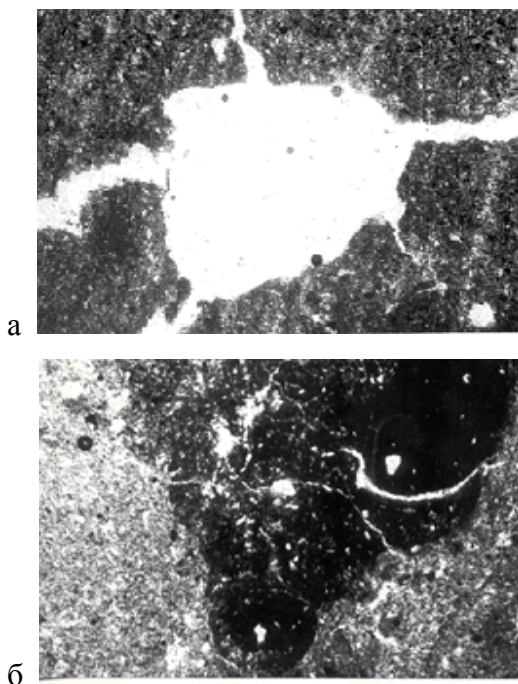


Рис. 3. Характер микростроения гор-та В₂, 58-86 см (а) и гор-та В₃, 86-136 см (б) красноземов Грузии, разр. 19Г, пс. II

С (136-180 см). Плотная ожелезненная почвенная масса с бурыми, светло-серыми и желтоватыми микрзонами. Микростроение горизонта фрагментарное и компактное. Пористость представлена мелкими трещинами и реже камеровидными порами. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Скелет представлен угловатыми зернами песчаного раз-

мера. Единично встречаются крупные ожелезненные фрагменты пород. Плазма железисто-глинистого состава со слабо заметной оптической ориентацией волокнистой структуры. Светло-серые тонко-пылеватые микрзоны характеризуются изотропностью. Характерным для горизонта является наличие мощных глинистых кутан. Ожелезненность горизонта высокая (рис.4).

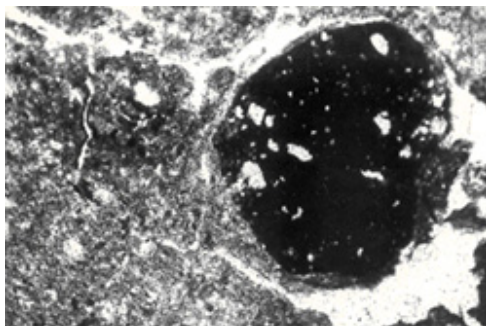


Рис. 4. Характер микростроения гор-та С, 136-180 см красноземов Грузии, разр. 19Г, пс. II

Микростроение желтоземов Грузии

Желтоземы Грузии микроморфологически изучались в шлифах из образцов Т.Д. Рамишвили на примере **разр. 3**, заложенного в предгорье, с.Чкадуаши (Зугдидский р-н) под буково-грабовым лесом, развитых на желтых корах выветривания. В целом, желтоземные почвы характеризуются недифференцированным профилем, хорошо выраженным гумусовым горизонтом и желто-бурой окраской.

A₁ (0-14 см). Коричнево-бурая уплотненная глинистая масса с фрагментарным микросложением и межагрегатной пористостью. Поры округлые, редко фигурные (рис.5 а). Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное. Почвенная масса окрашена бурым дисперсным гумусовым веществом. Скелетный материал, в основном, представлен пылеватыми зернами кварца, полевых шпатов, хлоритов. Плазма преобладает над скелетом и

характеризуется гумусово-глинистым составом и оптической ориентацией глины. Единично отмечаются железистые конкреции.

АВ (14-28 см). Неоднородная по окраске глинистая масса фрагментарного микростроения. Неоднородность объясняется микрозональным содержанием ожелезненных зон. Пористость проявляется крупными формами (рис.5 б). Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Скелет, состоящий преимущественно из крупнопылеватой фракции, присутствует в большем количестве, чем в поверхностном горизонте. Доля плазменного материала значительная. Характеризуется железисто-глинистым, местами глинистым составом. Горизонт сильно ожелезнен. Изредка отмечаются неравномерно распределенные железистые новообразования, пропитанные гумусовым веществом.

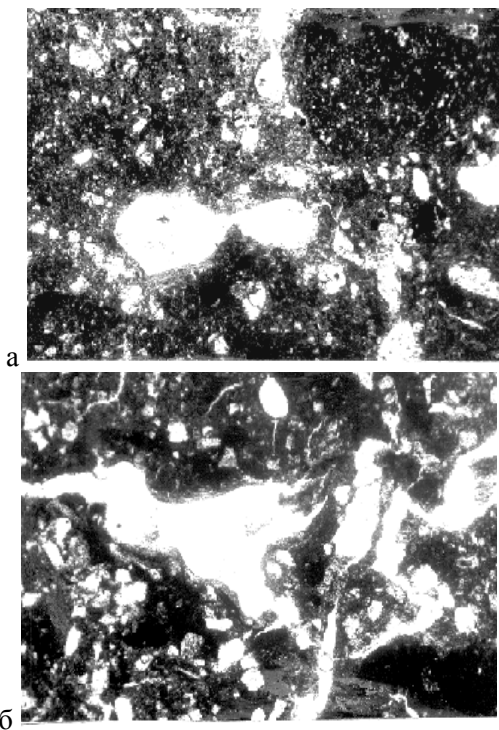


Рис. 5. Характер микростроения гор-та А₁, 0-14 см (а) и гор-та АВ, 14-28 см (б) желтоземов Грузии, разр.3, пс. II

B₁ (28-55 см). Желто-коричневый, относительно однородный пылеватый суглинок компактного микростроения (рис.6 а). Пористость представлена замкнутыми порами различной формы. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Выделяются единичные остатки растительных тканей. Скелетный материал характеризуется богатой минеральной ассоциацией. Много мелких пылеватых частиц. Плазма глинистого состава и имеет точечную оптическую ориентацию. Много мелких округлых Fe-сегрегаций, рассыпанных в почвенной массе. Выделяются единичные плотные сильно ожелезененные конкреции.

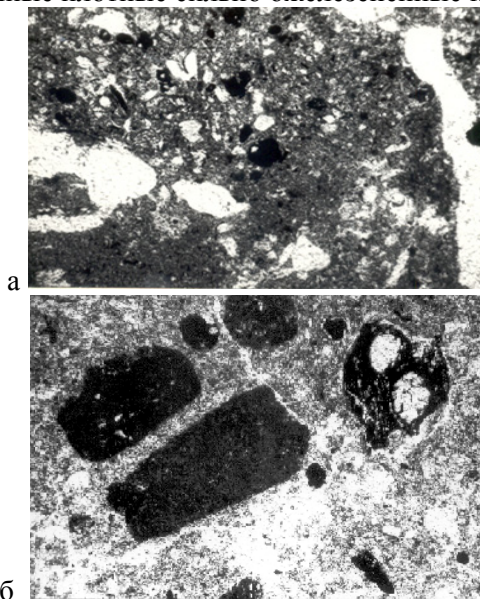


Рис. 6. Характер микростроения гор-та B₁, 28-55 см (а) и гор-та B₂, 55-80 см (б) желтоземных почв, разр 3, пс.П

B₂ (55-80 см). Светло-коричневый относительно оструктуренный песчано-пылеватый материал с включениями мелких конкреций. Горизонт характеризуется тонкой межагрегатной пористостью и порами-камерами. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Редко встречаются остатки растительных тканей. Скелетный материал представлен изрезанными, угловатыми иногда растресканными минералами песча-

ного размера и относительно окатанными зернами (рис.6 б). Плазма горизонта изотропная, хотя преобладает над скелетом. Характеризуется, в основном, железисто-глинистым составом. В значительном количестве встречаются округлые, неравномерно ожелезненные конкреционные новообразования. Кроме того, отмечаются мельчайшие ожелезненные сегрегации округлой формы.

BC (80-110 см). Неоднородная плотная глинистая масса фрагментарного микростроения. Неоднородность проявляется в сочетании пылевато-глинистых и бурых ожелезненных участков (рис.7). Горизонт характеризуется трещиноватой пористостью. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Распределение скелетного материала в почвенной массе неоднородное. Местами отмечаются скопления крупнозернистых минералов, в том числе крупно-песчаные зерна. Более мелкая фракция представлена относительно округлыми зернами. Доля плазмы довольно высокая. Характеризуется глинистым, микрозонально – железо-глинистым составом. В пылевато-глинистых участках оптическая ориентация глины волокнистая. В крупных ожелезненных зонах отмечается содержание оптически ориентированной глины красноватой окраски. Довольно много ожелезненных конкреций.

Таким образом, желтоземы характеризуются фрагментарным и компактным микростроением, плотным глинистым материалом, преобладанием трещиноватой пористости, высокой ожелезненностью, Fe-глинистым составом и усилением оптической ориентации с нарастанием глубины.

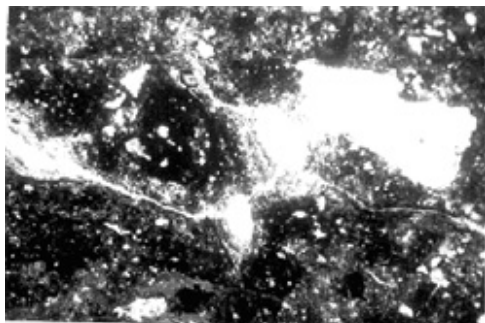


Рис. 7. Характер микростроения гор-та BC, 80-110 см желтоземов Грузии, разр 3, пс. II

Микростроение субтропических подзолистых почв Грузии

Субтропические подзолистые почвы Грузии микроморфологически изучались на примере группы разрезов, заложенных на катенах террас рек Мокви (разр.: 14М, 15М, 17М) и Кодори (разр.: 20А, 22А). Характерной особенностью профилей является неоднородность состава и строения почвенных микрокомпонентов в профиле.

Разр. 14М. Разреженный участок колхидского леса (II терраса). Характеризуется резкой дифференциацией профиля, высокой конкреционностью легких по мехсоставу поверхностных горизонтов, наличием плотного ортштейнового слоя “petroplinthic” и подстиланием тяжелого глинистого экрана (гор-ты А1А2n-А2n-BSf-Bt,g-ПВСg).

А1А2n (0-11 см). Горизонт микроморфологически характеризуется невысоким количеством тонких каналовидных и реже замкнутых пор неправильной формы (рис.8 а). В горизонте слабо выражено образование физико-химических и биогенных агрегатов. Пропитка основной массы гумусом слабая, не контрастная, т.к. гумус светло-бурый, полупрозрачный и высокодисперсный. Местами представлен бурыми меланизированными сгустками, в основном, по стенкам пор и растительных остатков. Растительные остатки встречаются по крупным пустотам в виде тканей с сохранившимся клеточным строением, а некоторые с оптической ориентацией. По ним часто отмечаются мелкие бурые сгустки меланизированного гумуса. Зоогенная оструктуренность почвенной массы горизонта слабая, за исключением отдельных обесцвеченных клещевых акскрементов по некоторым крупным порам.

Минеральный скелет горизонта представлен пылеватыми минералами и небольшой примесью мелкого песка и состоит преимущественно из зерен кварца, полевого шпата, слюды серицита, эпидота.

Содержание плазменного материала в горизонте незначительное. Плазма изотропна, слабо окрашена гумусом, не имеет никаких глинистых обособлений и новообразований. Повышен-

ное содержание глинистой плазмы отмечается лишь в крупных Fe-конкрециях в виде оптически ориентированной глины с красноватыми оттенками. Такие образования, на основе микроморфогенетической типизации (Matchavariani, 1996; Мачавариани, 2005) были диагностированы как литореликты (рис.8 б).

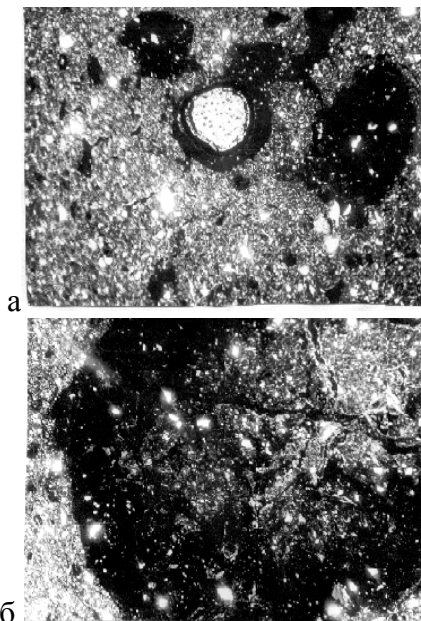
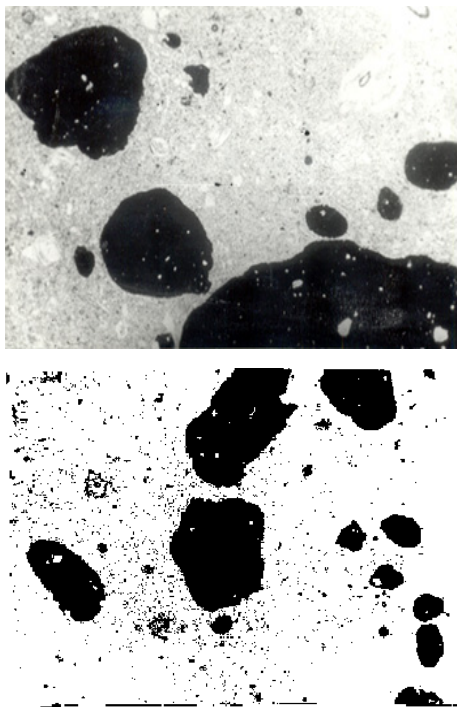


Рис. 8. Общее микростроение (а) и Fe-литореликты (б) гор-та А1А1п, 0-11 см, Р.14М, пс.+

Рассматриваемый горизонт характеризуется высоким содержанием конкреционных образований. Реликтовые типы образований четко обособлены от основной массы, имеют окатанные или окатанно-угловатые формы и достаточно крупные размеры ($d > 5\text{ мм}$). Наряду с глинистым веществом, некоторые из них рисунчато пропитаны марганцем. Однако, в целом, количество их небольшое. Преобладающую долю среди конкреций составляют мелкие ($d < 2\text{ мм}$) темно-бурые чисто-железистые стяжения и сегрегации округлой и неправильной формы, имеющие часто нечеткие, рыхловатые края (рис.9). В почвенной массе отмечается наличие мелких ($< 0,05\text{ мм}$) фитоцитов различной формы.



*Рис. 9. Железистые конкреции горизонта A1A2n,
0-11 см, P.14M, nic.П*

A2n (11-35 см). Почвенная масса подгумусового горизонта менее однородная, чем в вышележащем, проявляющееся в цвете и содержании глинистых обособлений и конкреций. Почвенная масса горизонта состоит из палевого слабо припесчаненного пылеватого суглинка с отдельными желтоватыми (глинистыми) и желто-бурыми (глинисто-железистыми) микроучастками.

Почвенный материал рассматриваемого горизонта характеризуется пониженной гумусностью по сравнению с материалом горизонта A1A2n. Однако оструктуренность подгумусового горизонта более высокая. Превышает здесь общая пористость, которая представлена, главным образом, каналовидными и внутриагрегатными пораками-камерами, реже трещинами. Растительных остатков практически не обнаружено.

Скелетный материал горизонта состоит, преимущественно, из зерен крупной пыли и мелкого песка. Состав минеральных зерен аналогичен с вышележащим горизонтом. Встречаются обломки кварцита.

В отличие от гумусового горизонта, в описываемом слое плазменного материала заметно больше. Выше общее содержание плазмы в основной массе, а также более заметное ее высвобождение из более многочисленных глинисто-Fe литогеннореликтовых образований в виде тонких оптически ориентированных пленок по мелким порам. Местами в основной массе плазма имеет очень слабую степень оптической ориентировки.

Конкреции вписываемого горизонта существенно отличаются от таковых предыдущего общим содержанием, соотношением размерных групп, цветом и, соответственно, составом, генетической группой и др. Общее количество конкреций в подгумусовом горизонте значительно меньше чем в сравниваемом. Преобладают мелкие конкреции размером <1 мм округлой формы бурого или светло-бурого цвета, т.е. менее ожелезненные. Много в горизонте мелких Fe-стяжений, желто-бурых пятен, разрушенных конкреций (рис.10 а) и т.д. Реликтовые образования представлены в виде раздробленных на несколько отдельностей ожелезненных глинистых образований, которые характеризуются высоким содержанием оптически ориентированной глины и несплошным ожелезнением. Кроме того, отмечаются глинистые обособления вокруг некоторых железистых конкреций. В зонах ассимиляции Fe-глинистых литореликтов основная масса по мелким порам слегка обогащена небольшими пленочками из светлой оптически ориентированной глины каолинитового состава, а также единичными тонкими папулами из красновато-бурой оптически ориентированной глины, пропитанной железистыми гидроксидами (рис.10 б). Признаки перераспределения глинистого вещества в виде редких кутан отмечаются исключительно только в зонах распада глинистых образований.

BSf (35-68 см). Микростроение ортштейнового горизонта сильно отличается от предыдущих. Неоднородность почвенного материала проявляется еще более контрастнее за счет сильного ожелезнения и повышенного оглинивания (рис.11 а). Основная вмещающая масса представлена белесым пылевато-глинистым

материалом с желтоватыми и бурыми микрозонами. Характеризуется уплотненной структурой и мелкой трещиноватой пористостью. Наличие органического вещества (как гумуса, так и растительных тканей) в горизонте не отмечается. Примесь грубодисперсного материала в основе незначительна. В составе скелетных зерен встречается лишь кварц и полевые шпаты.

Плазменный материал значительно преобладает над скелетом. Глинистая плазма отмечается как в основной массе горизонта с заметной степенью оптической ориентации, так и железистых зонах (рис.11 а). В почвенной массе встречаются отдельные округлые глинистые папулы желтоватого оттенка, а также редкие кутаны и инфилинги по мелким порам и тонким трещинам из светлой оптически ориентированной глины.

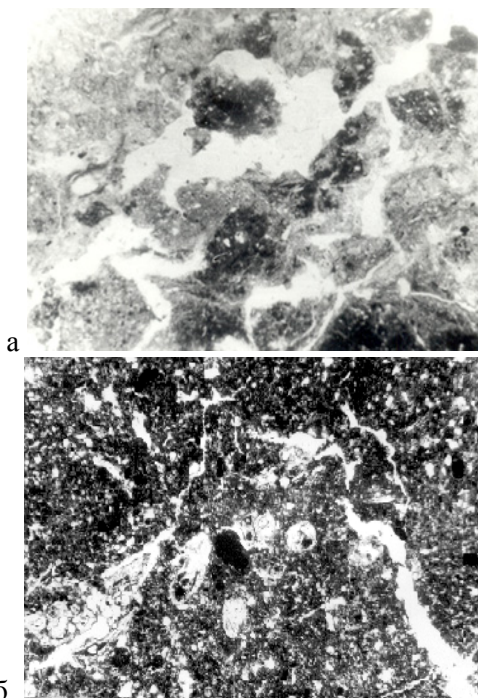
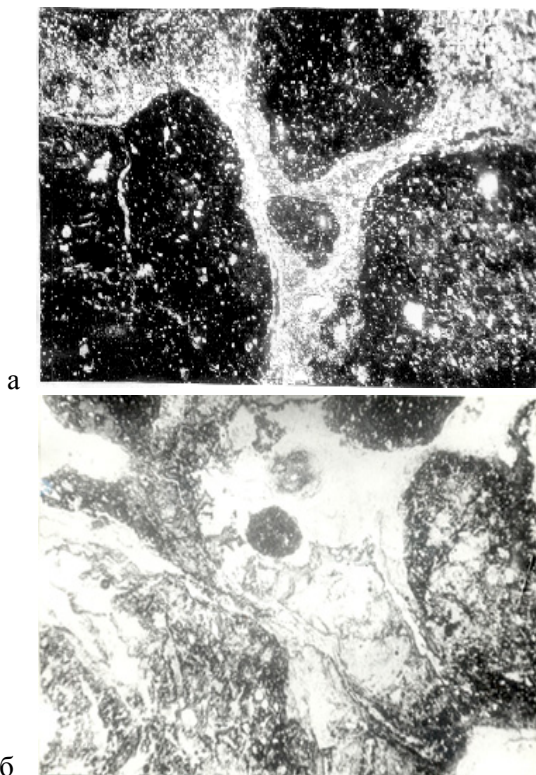


Рис. 10. Пылевато-суглинистые и железистые микрозоны (а) и глинистые папулы (б) горизонта А2п, 11-35 см, Р.14М, нис.II

Основная часть почвенной массы горизонта сильно оже-
лена. Ожеленные зоны здесь представлены не дискретными
формами, как в двух вышележащих горизонтах, а системой
взаимосоединенных конкреций, пятен и зон пропиток (рис.11 б),
в составе которых отмечается, преимущественно, глинистое и
реже марганцовистое вещество.



*Рис. 11. Разнообразие строения и состава
орштейнового горизонта BSf 35-68 см,
P.14M, nic+ (а) , nic.II (б)*

Vt,g (68-109 см). Подортштейновый горизонт заметно отлича-
ется от орштейнового цветом, строением основы и выраженно-
стью конкреций. Почвенная масса горизонта состоит из высоко-

глинистого светло-бурого материала с крупными желто-бурыми пятнами. Неоднородность по цвету связана с различиями в составе глинистого материала и, возможно, с различным концентрированием железа и других элементов. При высокой оглинённости почвенная масса горизонта наряду с трещинами содержит мелкие овальные и неправильные замкнутые поры (рис.12 а). Доля скелета в горизонте невелика. Состоит из мелкопесчаных зерен минералов, появляется измененный пироксен.

Основную часть почвенной массы представляет глинистая плазма, которая имеет высокую степень оптической ориентировки (рис.12 а). В светло-бурых зонах глинистая плазма имеет струйчатую структуру ориентации и состоит из светлого каолинового материала. В остальных зонах микростроение плазмы мозаичное с высоким содержанием глинистых обособлений. Глинистые новообразования выражены слабо. Встречаются очень редкие оптически ориентированные кутаны. Глинистая основная масса слабо оструктурена, хотя желто-бурые зоны имеют повышенную "агрегацию" в виде неясных округло-овальных сгустков размером 0,1-0,2 мм. Внутри этих глинистых сегрегации различима точечная микросгустковая структура.

Конкреционных образований в рассматриваемом горизонте практически нет, за исключением единичных, четко обособленных, обогащенных глиной Fe-сегрегаций – литореликтов размером 1-2 мм. В почвенной массе много охристо-бурых ожелезненных пятен.

В некоторых пустотах этого слоя выделяются редкие неразложившиеся растительные остатки размером до 3 мм, наличие которых не отмечается в средней части профиля, начиная с подгумусового горизонта.

ПВСg (109-130 см). Описываемый профиль подстилается тяжелым глинистым слоем, в котором еще больше возрастает содержание глинистой плазмы. Почвенная масса горизонта сильно уплотнена и характеризуется крупной трещиноватой пористостью. Для него свойственно наличие неоднородных по цвету и составу микрозон. Наблюдается чередование микрозон различной формы и состава: буровато-розовых чисто глинистых зон с очень высокой степенью оптической ориентации (струйчатой структуры), светло-палевых пылевато-глинистых зон с мозаич-

ной структурой ориентации, темно-бурых ожелезненных зон и светло-серых песчано-пылеватых зон.

Скелетный материал представлен в небольшом количестве мелко-песчаными зернами минералов (в песчано-пылеватых микрозонах). В их составе проявляются обломки пород вторичной раскристаллизации. Имеются сильно выветрелые ожелезненные и оглиненные породы основного состава: кварциты, андезит-базальты. Иногда они пропитаны гумусовым веществом.

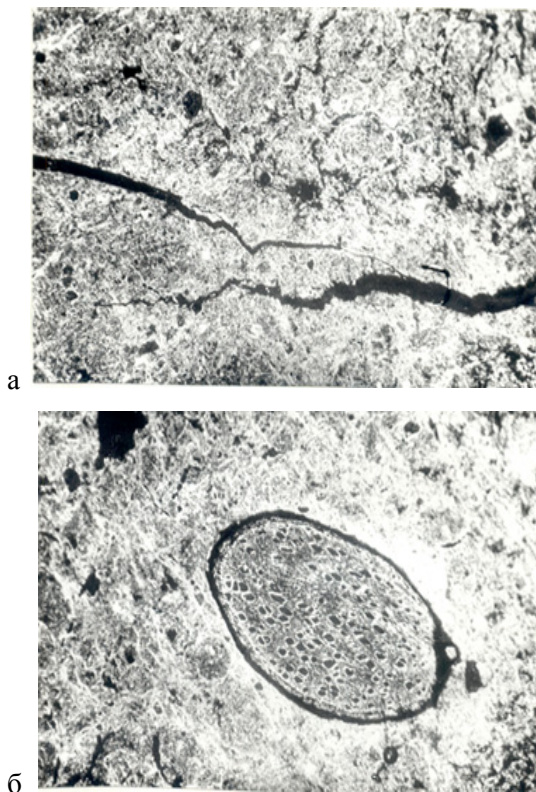


Рис.12. Микростроение горизонтов *Bt,g*, 68-109 см (а) и *ПВСg*, 109-130 см (б), *P.14M*, *pic.* +

Вблизи глинистых микрозон, по некоторым порам и трещинам отмечаются глинистые инфилинги. В ожелезненных зонах железистое вещество представлено пятнами и мелкими сгустками.

Характерным для горизонта является наличие слаборазложившихся растительных остатков, иногда с сохранившимся клеточным строением размером до 3 мм, что позволяет предположить о былом поверхностном существовании рассматриваемого горизонта (рис.12 б).

Разр. 15М. Расположен в более низкой части террасы в условиях вторичного лесного массива, сложен из литологически слоистого материала. Характеризуется повышенной влажностью и более интенсивным оглеением. На глубине 55-82см отмечен галечниковый прослой, скрепленный сизой глиной, который служит водоупором в профиле, над которым образован рыхлый ортштейновый горизонт “plinthic” (гор-ты: A1n-A1A2n-A2n-A2n,g-A2/Bf-Gp-[B/Cg,h]).

Анализ микростроения профиля разреза 15М отличается некоторой своеобразностью. Исследования на микроуровне показали, что в профиле отсутствует подстилание глинистого экрана и, следовательно, ортштейновый горизонт выражен слабо, над которым представлен мощный слой легкого мехсостава.

A1n (0-12 см). Гумусовый горизонт характеризуется однородным песчано-пылеватым материалом серовато-коричневого цвета с многочисленным количеством конкреций (рис.13 а).

По сравнению с аналогичным горизонтом предыдущего разреза горизонт отличается значительно большей прогумусированностью почвенного материала. Основная масса заметно прокрашена темным дисперсным гумусом. Высоко здесь наличие мелких гумусовых агрегатов. По граням скелетных зерен, а также стенкам пор и растительных тканей отмечается наличие мелких гумусовых сгустков. Специфическим для описываемой почвы является высокая степень разложенности органических остатков. Однако, заметно здесь и наличие по крупным порам слаборазложившихся, иногда свежих растительных остатков с заметным двупреломлением. Встречаются иногда крупные обугленные растительные ткани с сохранившимся клеточным строением, некоторые с признаками ожелезнения.

Высока здесь и зоогенная проработка почвенной массы, что чаще всего проявляется в виде клещевых выбросов по растительным тканям и стенкам крупных зоогенных пор.

Горизонт хорошо агрегирована с высокой меж- и внутриагрегатной пористостью. Высока доля крупных сообщающихся пор (рис.13 б). В целом, структура гумусового горизонта профиля значительно более совершенная, чем в таком разреза I4M. Это можно объяснить и высокой обогащенностью почвенной массы разреза I5M грубообломочным материалом, в результате чего, межскелетное промежуточное пространство высокое.

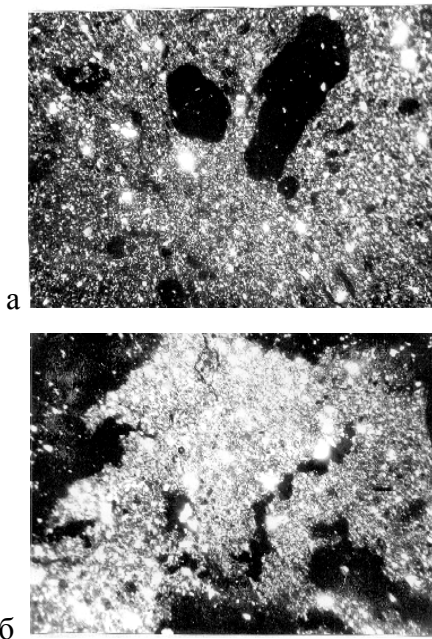


Рис. 13. Микростроение песчано-пылеватого материала (а) и оструктуренность (б) горизонта A1n , 0-12 см, P.15M, nic. +

Основная масса горизонта сильно обогащена скелетным материалом песчаными и крупнопылеватыми зернами, среди которых наряду с кварцем и полевыми шпатами отмечаются холцедон, тонкодисперсный эпидот-цоизит. Доля плазмы в горизонте небольшая и характеризуется, в основном, гумусовой пропиткой. Плазма изотропна, глинистой плазмы мало.

Характерным для горизонта является значительно высокое содержание конкреционных образований, заметно большее, чем в сравниваемом (разр. I4M, гор. A1A2n). Среди них преобладают небольшие (<3 мм) чисто железистые, гумусово-Fe и глинисто-Fe образования. Реже встречаются крупные (до 7 мм и более) конкреции различного состава, в том числе с гумусовой примесью, в которых выделяются и реликтовые образования (рис.14 а).

A1A2n (12-22 см). Подгумусовый горизонт состоит из менее однородного песчано-пылеватого суглинка светло-серого цвета. Неоднородность проявляется в наличии отдельных буровато-охристых ожелезненных зон. По сравнению с гумусовым горизонтом характеризуется относительно слабой гумусированностью. Основная масса менее прокрашена гумусом и наличие сгустковых форм значительно уменьшается. Резко сокращается и присутствие растительных остатков. В целом, почвенная масса рассматриваемого горизонта оструктурена заметно слабее. Пористость невысокая с тонкими разветвленными, трещинами и редкими камерами (рис. 14 б). В почвенной массе иногда встречаются фитоциты и скелеты диатомовых водорослей.

Количество и распределение размерных групп скелета по сравнению с горизонтом A1n почти не изменяется. Однако, в их составе кроме кварца, отмечается зональный плагиоклаз, слюдомусковит, серицит, роговая обманка, а также высокорельефный эпицит.

В почвенной массе горизонта появляются участки с небольшой примесью изотропной глинистой плазмы. Отмечаются редкие кутаны по мелким порам со слабо заметной степенью оптической ориентировки (рис.14 б). В отдельных участках почвенной массы встречаются крупные неравномерно ожелезненные зоны с содержанием оптически ориентированного глинистого вещества, особенно по порам в виде кутан, чередуясь часто с железистыми тяжами. Видимо, это остатки распавших ассимилированных глинистых и железистых литореликтов.

Конкреционных образований здесь заметно меньше, чем в верхнем горизонте. Среди них преобладают плотные, сплошь ожелезненные стяжения округлой и полуокатанной формы, диаметром 0,5 мм.

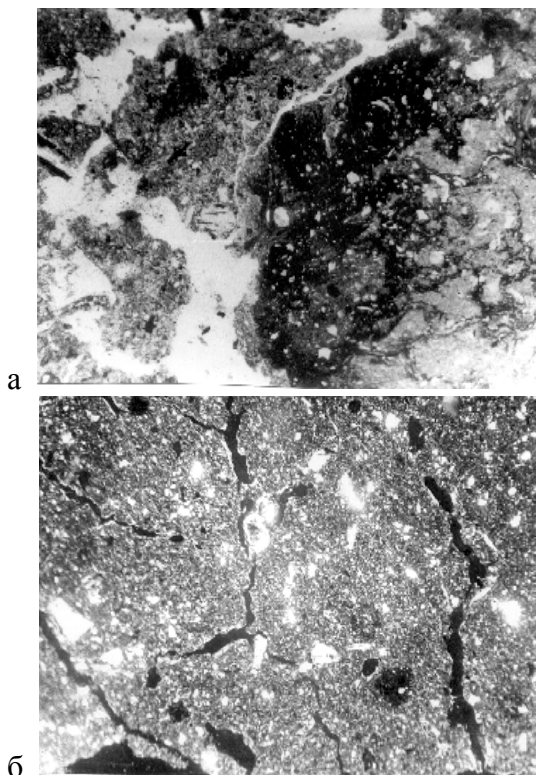


Рис. 14. Неоднородность Fe-образований гор-та $A1n$, 0-12 см (а – *pic. II*) и характер микростроения гор-та $A1A2n$, 12-22 см (б – *pic. +*), P.14M

A2n (22-38 см). Описываемый горизонт представлен неоднородным песчано-пылеватым суглинком светло-серого цвета местами с желто-бурыми пятнами ожелезненного материала (рис. 15 а). Аналогично с предыдущим горизонтом гумусовая проработка почвы слабая, мало заметная. Растительных остатков практически не обнаружено. Выявляется много фитоцитов. Почвенный материал горизонта слабо оструктурен с невысокой общей пористостью. Преобладают мелкие ветвисто-каналовидные поры.

Высока в горизонте доля скелетного материала, который характеризуется преимущественно средне- и мелкопесчаными зер-

нами окатанно-угловатой и обломочной формы (рис.15 б). В минералогическом составе отмечается кварц и выветрелый плагиоклаз. Почвенная масса горизонта, по сравнению с вышележащими характеризуется относительно повышенным содержанием глинистой плазмы, местами со слабой оптической ориентировкой (рис.15 б).

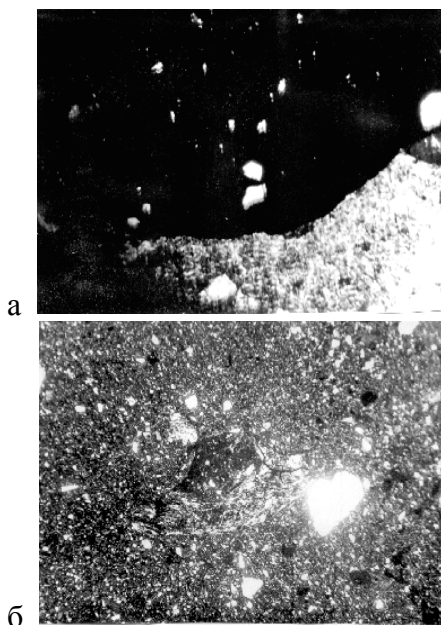


Рис. 15. Конкреционные включения (а – пс. II) и песчано-пылеватая масса с глинистыми обособлениями (б – пс. +), горизонта А2п, 22-38 см, Р.15М

В горизонте много разрушающихся Fe-литореликтов с высвобожденной от них оптически ориентированной глиной. В этих зонах железистый материал представлен хлопьями и тяжами вокруг и вдоль пор. Красная оптически ориентированная ожелезненная глина, высвобожденная из литореликтов тянется по стенкам трещин, чередуясь иногда с железистыми полосками. Сочетание этих ожелезненных участков, должно быть, представляет ассимилированные глинисто-Fe литореликты. Однако, изредка, по некоторым мелким порам и минеральным зернам

встречаются единичные тонкие кутаны и папулы, не приуроченные к зонам ассимиляции литореликтов, т.е. не высвобожденные из них. В отдельных местах почвенной массы горизонта разбросаны мелкие ($<0,1$ мм) марганцовистые включения обломочной формы.

A₂n₂g (38-55 см). В отличие от разреза I4M, где в средней части профиля, приблизительно на глубине 35-50 см представлен плотный орштейновый слой, в разрезе I5M такой слой отсутствует, а на аналогичной глубине залегает горизонт A₂n₂g, обогащенный скелетными зернами минералов (рис.16). Горизонт как-бы является продолжением вышележащего, повторяя почти все его признаки микростроения. Единственное, что нужно отметить – содержание глинистых кутан, в том числе не приуроченных к разрушающимся глинисто-Fe литореликтам, заметно увеличивается (рис.17 а). По количеству, не приуроченные к зонам распада кутаны преобладают над приуроченными. По некоторым порам наблюдаются железистые натечки, иногда с глинистой примесью. Однако, эти показатели не могут послужить диагностическим признаком лессивирования, т.к. многие более крупные поры, по которым интенсивно мог передвигаться тонкодисперсный материал, лишены глинистых натечных образований. По другим признакам микростроения особые различия между последними двумя горизонтами не фиксируются.

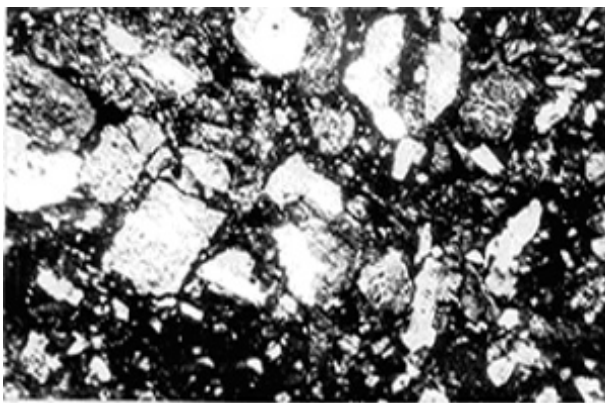


Рис. 16. Характер скелетных зерен минералов гор-та A₂n₂g, 38-55 см, P.15M, pic. +

A2/Bf,g (55-82 см). Горизонт, выделенный в поле как рыхлый ортштейновый, характеризуется неоднородным материалом светло-серого цвета с серовато-бурыми ожелезненными зонами. Почвенная масса состоит из перемешанного материала с отдельными микрizonaми тонко-пылеватого и глинистого составов (рис.17 б). Пористость горизонта не высокая и представлена небольшими порами-камерами, а также мелкими трещинами и каналами.

В содержании грубообломочного материала почвенной массы горизонта, преобладающая роль принадлежит крупнопылеватой фракции. В составе скелетного материала появляются крупные пластинки хлорита. Из аксессуарных отмечаются крупные округлые эпидот-цоизиты.

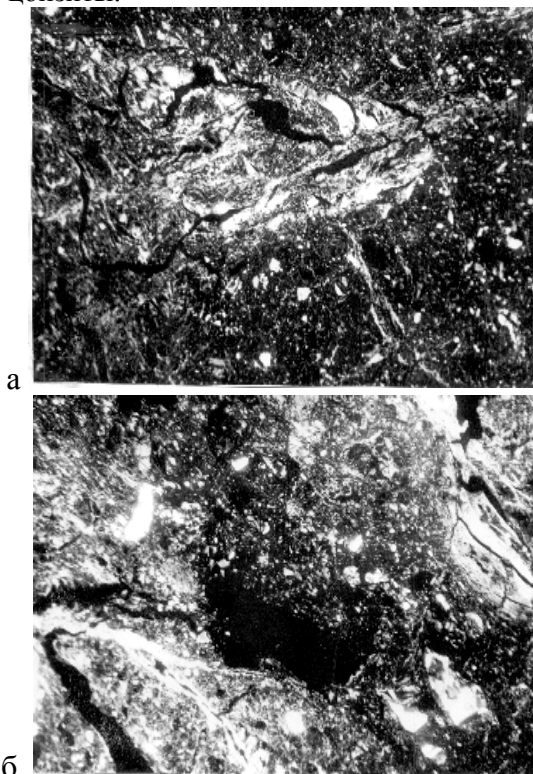


Рис. 17. Глинистые обособления гор-та $A2/n,g$, 38-55 см (а) и гор-та $A2/Bf,g$, 55-82 см (б), Р.15М, nic.+

По сравнению с лежащими выше горизонтами, в основной массе описываемого слоя отмечается заметно повышенное количество глинистой плазмы, которая пропитана железистым веществом. Местами глинистая плазма имеет заметную степень оптической ориентировки (рис.17 б). Ожелезнение ортштейнового горизонта резко отличается от предыдущего разреза, и в целом, выражено слабо. Микроморфологически ожелезнение проявляется в виде железистых зон пропиток, пятен, кружевных разводов, прожилков и изредка крупных ассимилированных образований.

В основной массе горизонта встречаются сплошные и слоистые глинистые кутаны, инфилинги и прожилки по некоторым порам-трещинам, исходящие из ожелозненных зон и ассимилированных литореликтов (рис.17 б). Часто эти слои чередуются с железистыми прожилками.

[B/Cg,h] (90-128 см). Горизонт, залегающий под галечниковым прослоем, представлен сильно неоднородным перемешанным материалом, заметно отличающимся от вышележащих и от нижней части предыдущего профиля. Встречаются микрозоны железистого и глинисто-песчано-пылеватого материалов. По микроструктуре и составу некоторых компонентов горизонт похож на гумусовый. Состоит из хорошо оструктуренного материала с высокой пористостью, которая характеризуется наличием каналовидных и более мелких замкнутых пор овальной формы. Вся почвенная масса горизонта представлена мелкими (<0,01мм) гумусовыми сгустками-агрегатами бурого цвета. Кроме того, отмечается присутствие отдельных фитоцитов и слабо-разложившихся растительных остатков – корневых срезов, размером до 2 мм. Следует отметить, что наличие растительных остатков в профиле, начиная с подгумусового горизонта, не фиксируется. В горизонте резко возрастает количество скелетного материала, где преобладают крупнопылеватые и мелкопесчаные зерна сильно измененных и хлоритизированных первичных минералов. Отмечаются магнетит, серицитизированный плагиоклаз и крупные обломки пород (рис.18).

По сравнению с верхними горизонтами, количество глинистой плазмы заметно возрастает, но только в отдельных зонах. Плазменный материал заметно хлоритизирован. Степень оптической ориентировки глинистой плазмы различна. В чисто глинистых

микроразонах отмечается струйчатая структура оптической ориентации. В глинистых зонах отмечается наличие раздробленных, переработанных глинистых папул, а не сплошных кутан. Железистый материал в почвенной массе представлен хлопьевидными пятнами. Конкреций, как таковых, в шлифах не отмечается.

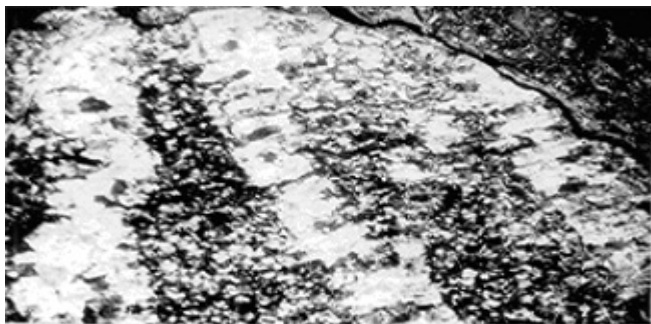


Рис. 18. Включения породных фрагментов горизонта [B/Cg,h], 90-128 см, P.15M, nic.+

[Cg,h] (128-170 см). В подстилающем горизонте отмечается сильно перемешанный, еще более неоднородный, чем выше, материал. Здесь наблюдается чередование микроразонах различного состава и цвета: красно-бурых или серо-бурых тонко-пылеватых зон, желтовато-розовых чисто глинистых зон с высокой степенью оптической ориентации струйчатой структуры; серо-желтых глинисто-пылеватых зон со слабой оптической ориентацией мозаичного типа; буроватых глинисто-железистых зон с беспорядочно-волокнистой структурой ориентации. Содержание скелета более высокое, чем в вышележащем горизонте. Представлен, преимущественно, крупной пылью и зернами мелкого и среднего песка. Состав скелета аналогичен с предыдущим горизонтом, однако здесь выше содержание хлорита и плагиоклаза, а также хлоритизированных тел первичных минералов и фрагментов пород.

Структура описываемого горизонта более совершенная, чем в вышележащем. Высокая пористость проявляется в наличии относительно крупных каналовидных и ветвистых пор, а также замкнутых пор округлой и неправильной формы. В целом, по количеству преобладают мелкие изолированные поры. Гумусовых

сгустков в горизонте становится еще больше. Выделяются также единичные ткани слаборазложившихся растительных остатков.

Разр. 17М. Расположен в микродепрессии, геохимически палеоподчиненной позиции под луговой растительностью (I терраса). Характеризуется влажным, уплотненным, глеевым и слабо дренированным профилем. На глубине 63-74 см из-за постоянной влажности представлен рассыпчатый ортштейновый слой типа “plinthic” (гор-ты A0A1n-A1A2n-A2n,g-A2g-Bf,g-BGt-ПВ/CG).

Анализ микростроения профиля разреза 17М показал, что легкая толща профиля, до глубины около 50 см (горизонты A0A1n; A1A2n,g; A2_{1n,g}; A2_{2g}) характеризуется светлым серовато-палевым песчано-пылеватым материалом. Почвенная масса толщи, даже в верхних горизонтах слабо прокрашена гумусом. Гумус светло-бурый, прозрачный, тонкодисперсный, выражен слабо. Даже в аккумулятивном горизонте A1A2n,g (0-10 см) не отмечается гумусовая агрегированность и наличие гумусовых сгустков по структурным отдельностям. Слабая здесь и биогенная проработка материала. Оструктуренность почвенной массы легких горизонтов профиля не высокая (рис.19 а). Содержит небольшое количество округлых пор, реже тонких каналов. Относительно повышенной пористостью выделяется горизонт A2_{1n,g} (10-25 см), где встречаются изолированные, иногда сообщающиеся поры неправильной формы. В пустотах, до глубины 30 см содержится большое количество растительных остатков, иногда до 4-5 мм длины, многие с сохранившимся клеточным строением (рис.19 б). Отмечается также большое количество мелких (<0.01 мм) фитоцитов различной формы. В горизонте A0A1n (0-3 см) отмечаются грибные тела.

Скелетный материал в этих горизонтах представлен преимущественно крупнопылеватыми зёрнами минералов. Примесь песчаной (фракции невысокая (рис.19 а). Выделяется горизонт A2_{2g} (25-53 см), в котором отмечено относительно повышенное содержание мелкого песка. Состав скелета характеризуется бедной минералогической ассоциацией. Содержатся зёрна кварца, полевых шпатов, изредка хлорита. В горизонте A0A1n отмечается наличие крупного холцедона и единичных фрагментов кварцитовых пород размером до 3 мм.

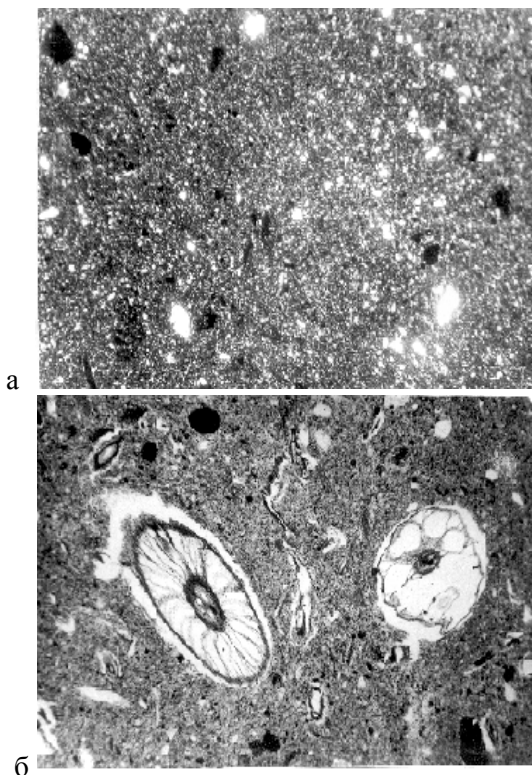


Рис. 19. Плотность сложения почвенной массы (а – пс.+); высокая органогенность (б – пс.И) гор-та А1А2п,г (3-10см), Р.17М

Глинистой плазмы в составе основной массы мало, особенно в поверхностных горизонтах. Плазма изотропна, слабо прокрашена гумусом. В подгумусовых горизонтах отмечается небольшая ожелезненность плазменного материала. Глинистые обособления в почвенной массе не отмечаются. В отличие от легких горизонтов предыдущего разреза (14М), где иногда отмечаются глинистые кутаны высвобожденные из ассимилированных основной массой литореликтов, или не приуроченных к ним, здесь почти нет. Встречаются мелкие (0,1мм) рыжевато-бурые включения обломочной формы, изотропные в пс.+, являющиеся осколками ожелезненных литореликтов.

По содержанию конкреционных образований эти слои несколько отличаются между собой. В горизонте А0А1п в небольшом количестве разбросаны неясно-угловатые конкреции от мельчайших до 3 мм в диаметре. В горизонте А1А2п,г наряду с мелкими, имеются более крупные образования, количество которых значительно больше, чем в вышележащем. Встречаются относительно темные, обособленные конкреции окатанной формы (рис.20). В горизонте А21п,г общее количество конкреций также высокое и присутствуют небольшие светло-бурые типы нечетко отграниченные от основной массы. Очень много светло-бурых железистых пятен. Такие же образования, но относительно в меньшем количестве имеются в горизонте А22г .

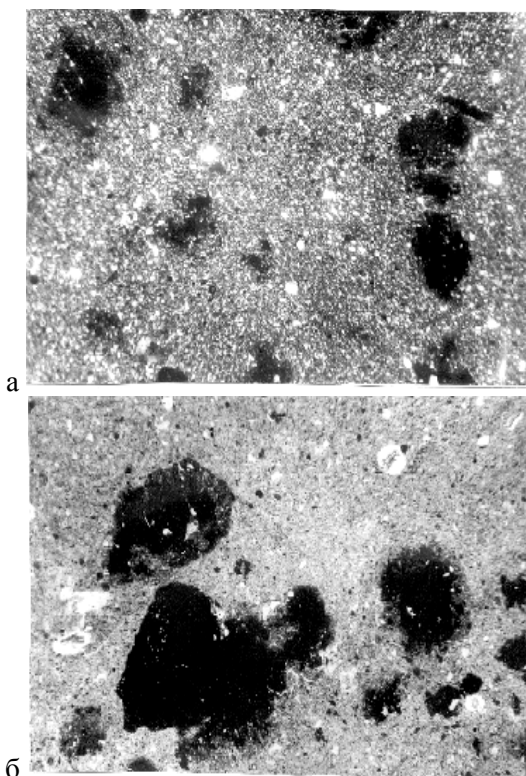


Рис. 20 . Мелкие рыхловатые Fe-стяжения и сегрегации гор-та А1А2п,г (3-10см), Р.17М, пис.+ (а), пис.П (б)

В отличие от предыдущих разрезов, где конкреционные образования, главным образом, сконцентрированы в аккумулятивных горизонтах, в разр. 17М они встречаются и в средней части профиля, до глубины около 50 см. Во всех рассматриваемых горизонтах преобладают мелкие ($d < 1-2$ мм), не плотные, светло-бурые, не сплошь ожелезненные конкреции с неровными рыхловатыми краями. Многие из них пропитаны гумусовым веществом и не содержат марганца. Преобладание указанных типов образований и присутствие их не только в верхнем, но а средней части профиля, согласно Ф.Р. Зайдельману и А.С. Никифоровой (1998) является признаком усиленного оглеения, что и характеризует данную почву.

Vf,g (53-86 см). Горизонт, на макроуроне охарактеризованный как слабосцементированный рассыпчатый ортштейновый слой, характеризуется неоднородным пылевато-глинистым уплотненным материалом. На светло-сером фоне отмечаются крупные охристо-бурые железистые зоны (рис. 21а). Представлен многочисленными крупными трещиноватыми порами и реже мелкими каналами (рис.21 б).

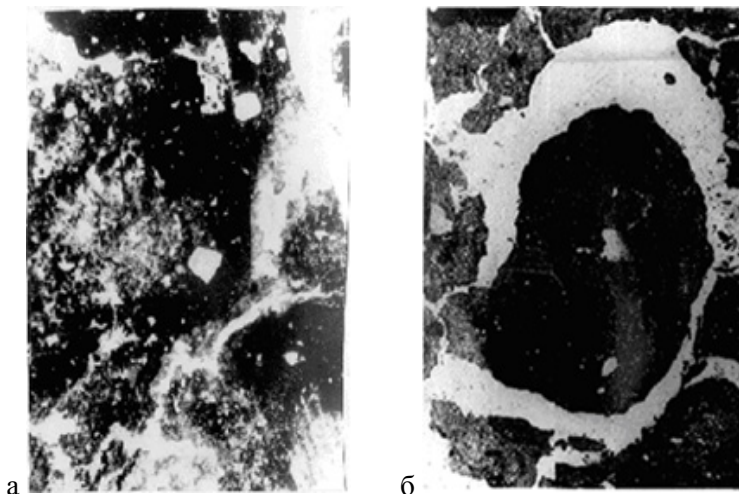


Рис. 21. Ожелезненные зоны (а) и крупные Fe-конкреции (б) гор-та Vf,g (53-86 см), P.17М, пис.II

В скелетном материале преобладают зерна крупного песка, в составе которых появляется холщедон. По сравнению с вышележащими горизонтами, плазмы, в том числе глинистой, становится заметно больше. Плазма имеет небольшую степень оптической ориентировки беспорядочной структуры. Местами пропитана железистым веществом (рис.21 а). Имеются растресканные светло-бурые образования с пятнистым содержанием железа. Значительно реже отмечаются мелкие обособленные бурые стяжения. В крупных ожелезненных зонах отмечаются тонкие железистые и глинистые прожилки.

ПВ/Ct,g (85-113 см). Залегающий под оршттейновым слоем толща тяжелого глинистого состава характеризуется неоднородностью материала по цвету, микроструктуре, составу. Горизонт имеет типичную структуру растрескивания с содержанием трещиноватых пор различного размера (рис.22).

Подобно некоторым нижним горизонтам описанных выше профилей, здесь тоже отмечено чередование различных по составу микрозон. Выделяются: буровато-розовые чисто глинистые микрозоны струйчатой структурой ориентации; палевые пылевато-глинистые микрозоны с мозаичной структурой ориентации; светло-серые тонко-пылеватые менее оглиненные зоны местами со слабой оптической ориентацией; бурые ожелезненные зоны с включением красной оптически ориентированной глины, пропитанной гидроксидами железа.

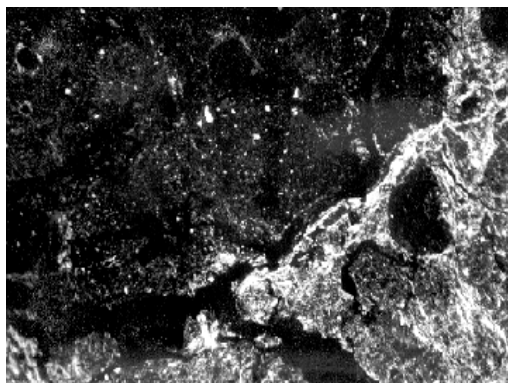


Рис. 22. Чередование глинистых и ожелезненных микрозон гор-та ПВ/Ct,g (85-113 см), Р.17М, пис.+

Примесь грубообломочного материала в почвенной массе горизонта незначительна, в небольшом количестве присутствуют крупнопылеватые зерна минералов. Изредка встречаются обломки кварцитовых прород.

Несмотря на высокое содержание глинистой плазмы, натечные образования по стенкам пор-трещин не наблюдаются (рис.22). Обособленных конкреционных образований в горизонте не отмечается. Имеются крупные зоны, пропитанные железистым веществом.

ПСГ (>113 см). Горизонт отличается от вышележащего слоя по микросложению, структуре, характеру ожелезнения и другим признакам микростроения. Состоит из неоднородного желтовато-коричневого глинистого материала с многочисленными бурыми пятнистыми микрозонами. Пористость представлена небольшим количеством мелких округлых и тонких каналовидных пор.

Примесь скелета невелика. Состоит, главным образом, из зерен мелкого и среднего песка. Минералогический состав еще более беден, чем в предыдущем горизонте. Имеются только зерна кварца и полевых шпатов.

Доля плазменного материала в основной массе горизонта высокая. Глинистая плазма в отдельных микрозонах имеет различную степень и структуру ориентации. Местами плазма имеет струйчатую структуру ориентации, а в большинстве случаев – мозаичную. По составу глина каолиновая, светло-желтая. В местах ожелезнения – красноватая с различными оттенками, пропитанная железистым веществом. Встречаются отдельные околопоровые железисто-глинистые обособления. Ожелезнение здесь представлено небольшими пятнами и скоплениями со сгустковым хлопьевидным содержанием железа, значительно реже, несплошь ожелезненными окатанно-угловатыми образованиями ($d=0,5-2$ мм), содержащими красно-бурую оптически ориентированную глину. В некоторых пустотах этого слоя, аналогично подстилающим горизонтам предыдущих разрезов, выделяется небольшое количество остатков слаборазложившихся растительных тканей.

Разр. 20А. Расположен под лесным пологом (I терраса). Профиль текстурно-дифференцированный с легкой мелкоконкреционной верхней частью, подстилающийся тяжелой пестроцветной глиной. На их контакте расположен плотный ортштейновый пласт “petroplinthic” (глубина залегания 42-75 см), сложенный из крупных конкреционных образований, погруженных в пылевато-глинистый сцементированный материал (гор-ты: A1A2n-A2n-A2/BSf-Bt,g-ПВСg).

Анализ микростроения лесной почвы разр. 20А показал, что в профиле выделяются три четких, различающихся между собой слоя (не считая ортштейновый). До глубины 75 см выделяется мощный, светлый, легкий по мехсоставу слой. Глубже представлены два менее мощных слоя с утяжелением механического состава: до глубины 108 см – слой с неупорядоченной смесью материалов различного состава; с глубины 108 см – более тяжелый слой, отличающийся от предыдущего структурой, минералогическим составом, относительной однородностью почвенного материала.

В свою очередь, в легкой части профиля выделяется также два слоя: верхние, почти однородные горизонты A1A2n и A2n (до глубины 42 см) и ортштейновый горизонт BSf (42-75 см), отличающийся от них сильной ожелезненностью материала. Обособленные конкреционные образования выражены только в легкой части профиля. В нижней, тяжелой части они практически не отмечаются, не считая наличие бурых ожелезненных пятен.

A1A2n (0-10 см). Аккумулятивный горизонт A1A2n представлен однородным песчано-пылеватым материалом светлосерого цвета (рис.23 а) Горизонт характеризуется неагрегированной, слабо оструктуренной почвенной массой с низкой пористостью, представленной небольшими замкнутыми и тонкими каналовидными порами (рис. 23 а).

Гумусовая проработка основной массы горизонта слабая, неконтрастная. Гумус светлый, прозрачный, высокодисперсный. Никакой гумусовой агрегации в горизонте нет. В некоторых пустотах почвенной массы отмечается наличие слаборазложившихся растительных остатков, иногда с сохранившимся клеточным строением. Общее количество растительных тканей в горизонте небольшое. Отмечается присутствие фитоцитов.

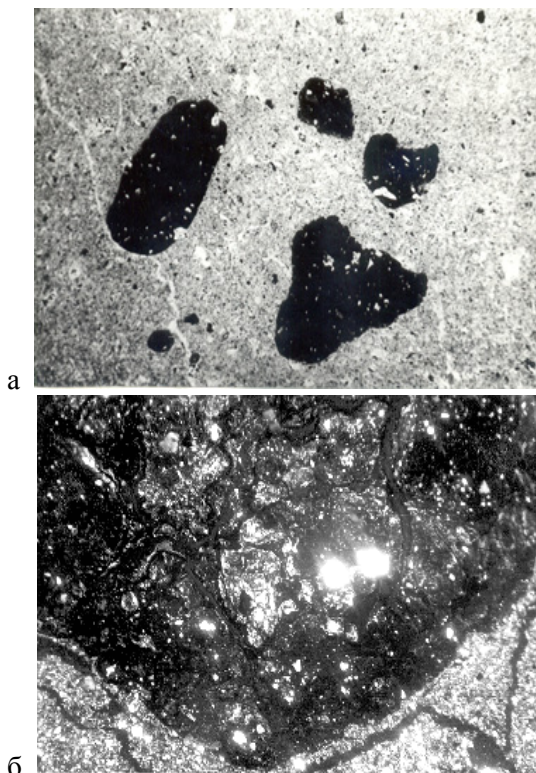


Рис. 23. Педогенные (а – пс. II) и литогенные (б – пс. +) типы Fe-образований гор-та А1А2п, 0-10 см, Р.20А

Скелетный материал преимущественно представлен зернами крупнопылеватого материала. Минералогический состав более богатый, чем в верхних горизонтах предыдущих разрезов. Наряду с наиболее распространенными минералами встречаются гранат, дистен, эпидот-цоизит. Содержание плазменного материала в составе основной массы горизонта весьма низкое. Никаких глинистых концентрирований или пленок на минеральных зернах и порах не отмечается.

В горизонте имеется большое количество четко обособленных от основной массы полуокатанных конкреций различного состава, размером от 0,5 до 5 мм. Среди них преобладают мелкие железистые стяжения, некоторые из которых слегка рисунчато

прокрашены гумусовым веществом. Реже встречаются более крупные литореликты с глинистой и марганцевистой примесью (рис.23 б), а также крупные конкреции с включением обугленных растительных тканей (рис.24 а).

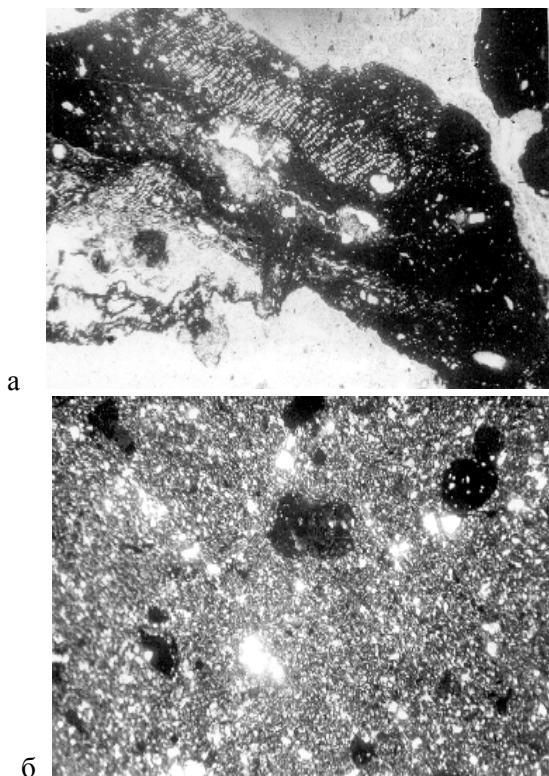


Рис. 24. Ожелезненная обугленная растительная ткань – педореликт гор-та А1А2п, 0-10 см (а – пс.П) и общее микростроение гор-та А2п, 10-42 см (б – пс.+), Р.20А

А2п (10-42 см). Подгумусовый горизонт еще более светлый, чем гумусовый. Характеризуется слабой оструктуренностью, низкой пористостью с наличием небольшого количества изолированных пор. Гумусовая проработка почвы еще более слабая, чем в сравниваемом. Содержание растительных остатков почти не отмечается. В целом, горизонт похож на предыдущий по

механическому, минералогическому составу и другим признакам микростроения.

Скелетный материал описываемого слоя состоит, преимущественно, из зерен крупнопылеватого размера (рис.24 б). Минералогический состав аналогичен с горизонтом А1А2п. Не отмечается в рассматриваемом горизонте увеличение плазмы, которая также изотропна не создавая глинистых обособлений (рис.24 б). По распределению и составу конкреций описываемый горизонт аналогичен с поверхностным.

BSf (42-75 см). Орштейновый горизонт состоит из неоднородного светло-серого материала с многочисленными мелкими желтоватыми пятнами и темно-бурыми зонами ожелезнения. Основная масса горизонта состоит из опесчаненно-пылеватого суглинка с заметно повышенной оглиненностью, чем в вышележащих (рис.25 а). В почвенной массе содержится относительно большое количество пор. Имеются изолированные поры овальной и неправильной формы, иногда тонкие каналы и трещинки (рис.25 б).

Описываемый горизонт характеризуется высоким содержанием грубообломочного материала. По сравнению с вышележащими горизонтами, здесь значительно увеличивается количество крупнопесчаных верен минералов, в составе которых появляются серицитизированный плагиоклаз и слюды. Отмечаются обломки кварцевой породы.

Основная масса горизонта характеризуется повышенным содержанием плазменного материала. Местами плазма имеет железоглинистый состав с небольшой степенью оптической ориентировки в виде многочисленных желтоватых пятен. Однако содержание глинистого вещества в основной массе не очень высока. Глина в горизонте представлена еще несколькими формами. Местами встречаются небольшие глинистые тяжи, скопления и покрытия по порам (рис.26 а), не представляющие следы профильного передвижения тонкодисперсного вещества, т.к. в верхних горизонтах никаких глинистых агрегаций или оставшихся признаков передвижения по порам не отмечается. Глинистый материал встречается также в виде мелких ярко-рыжих вкрапленников, отличающихся по составу от глины отмеченной по некоторым порам-трещинам. Глина встречается также в составе неко-

тых конкреционных образований. Она пронизана гидроксидами железа (красного цвета) и высоко оптически ориентирована. Кроме того, в горизонте отмечены ожелезненные растресканные породные фрагменты с включениями минеральных зерен и содержащие светло-желтую глину с заметной оптической ориентацией в виде вокругскелетных и околопоровых обособлений.

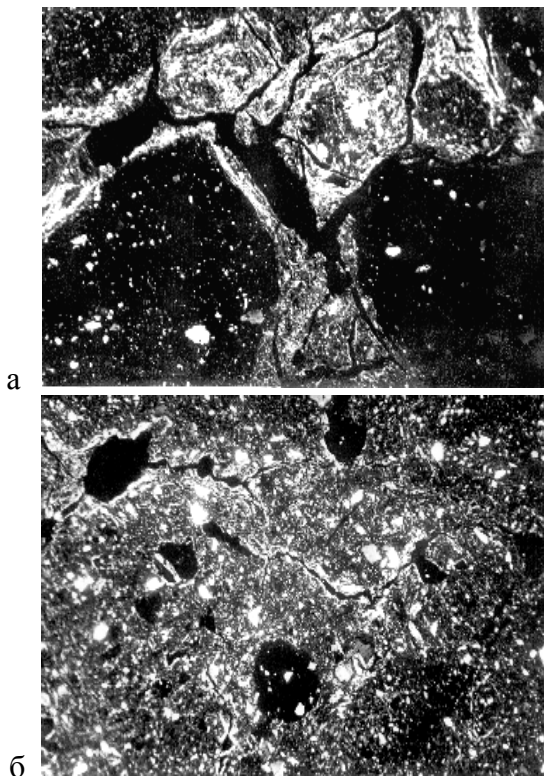


Рис. 25. Характер ожелезнения (а) и общее микростроение (б) гор-та BSf, 42-75 см, P.20A, пс. +

Характерным для горизонта является большое разнообразие конкреционных образований, в состав которых отмечается Mn, глина, матричный материал, реже гумус и обугленные растительные ткани. Ожелезненность этого горизонта представлена более-менее обособленными, окатанными конкрециями, погруженными в пылевато-плазменном материале (рис.26а). Реже вст-

речаются растресканные образования и более рыхлые крупные ожелезненные зоны и кружевные разводы. Местами в основной массе имеются небольшие ожелезненные пятна.

Vt,g (75-108 см). Горизонт характеризуется плотным, растресканным неоднородным материалом, преимущественно глинистого состава (рис.26 б). Неоднородность почвенной массы проявляется в цвете и соответственно составе микрозон. Характерным является максимально-выраженная в профиле пористость. Имеются крупные, часто параллельные поры-трещины, иногда изогнутые ветвистые поры (рис.26 б).

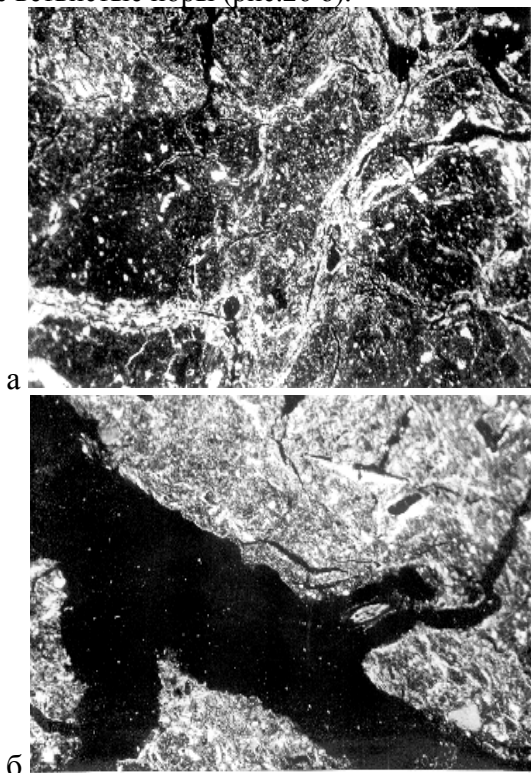


Рис. 26. Оптически ориентированные глинистые тяжи гор-та BSf, 42-75 см (а) и трещиноватый сильно оглеенный материал без пленочных покрытий гор-та Vt,g, 75-108 см (б), Р.20А, пис. +

Примесь скелета в горизонте более низкая, чем в вышележащих. Крупнопесчаных зерен минералов практически не отмечается. Преобладают крупнопылеватые и мелкопесчаные зерна минералов. Минералогический состав грубодисперсного материала в горизонте представлен слюдами, полевыми шпатами, эпидот-цоизитом.

Почва исследуемого горизонта характеризуется смесью зон различной окраски и состава. Встречаются розовые высокооптически ориентированные глинистые зоны со струйчатой структурой ориентации, буровато-охристые глинисто-железистые зоны с беспорядочно-волоконистой микроструктурой, а также желто-палевые слегка припесчаненные тонко-пылеватые зоны. По всему горизонту встречаются мелкие желтовато-рыжие глинистые папулы обломочной формы. Пылеватые зоны горизонта чаще всего встречаются вблизи пор-трещин, иногда смешанные с глинистым материалом. Видимо, при высыхании в растресканные глинистые участки сверху сыпался пылеватый материал, т.к. почти везде, где отмечены пылеватые микрозоны, рядом имеются растресканные глинистые тяжи.

Несмотря на высокое содержание глины в основной массе горизонта, в некоторых местах (не считая розовые глинистые тяжи) плазменный материал имеет небольшую степень оптической ориентировки. Даже в сильно оглиненных местах трещиноватые поры лишены натечных образований (рис.26 б). Аналогично тяжелой части предыдущих разрезов, в некоторых пустотах этого слоя отмечаются единичные растительные остатки, при полном их отсутствии в профиле, не считая гумусово-аккумулятивный горизонт, который тоже отличался их изобилием.

Несмотря на разные условия гидроморфизма профилей разрезов I4M, I5M, I7M и 20A, везде в нижней оглеенной части профиля отмечается чередование и смесь зон различного состава: глинистых, железистых и пылеватых, но на разных глубинах. Это показывает, что они представляют однотипное отложение, измененное в разных направлениях уже при современных условиях почвообразования.

IIВСg (108-130 см). Горизонт характеризуется однородным желто-бурым материалом иного состава, резко отличающимся от остальных, и в частности, от горизонта Vt,g. Существенно

изменяется механический и минералогический состав, структура и общее микростроение почвы.

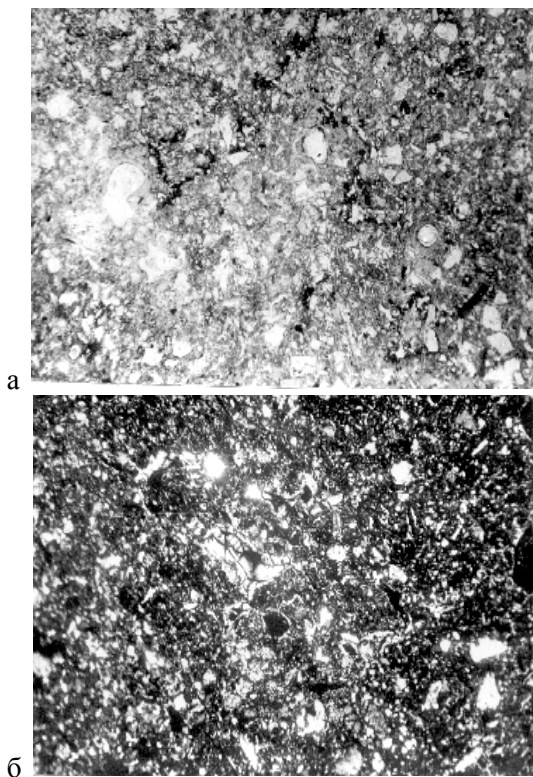


Рис. 27. Неоднородный по составу оструктуренный гор-т с мелкими пузырьковыми порами (а) и небольшими глинистыми папулами (б) гор-та ПВСг, 108-130 см, P.20А, піс. +

Оструктуренность почвенной массы горизонта заметно более совершенная, чем в вышележащих. Поровое пространство представлено небольшими пузырьковыми, изолированными и изрезанными типами (рис.27 а). Хорошо выражена и мелкая ветвистая пористость.

В содержании скелетного материала горизонта – резко увеличивается количество крупнопесчаных зерен. Характеризуется богатым минералогическим составом. Появляются пироксен,

апатит, магнетит, цирконий, хлоритизированные и перемешанные породы. Плазменный материал присутствует в небольшом количестве. Глинистая плазма отмечается отдельными зонами с небольшой степенью оптической ориентировки (рис.27 б). Глина светло-желтая, каолинитового состава. Много мелких желто-бурых глинистых скоплений окатанно-угловатой формы с заметной степенью оптической ориентации. Отмечается наличие тонких глинистых пленок по стенкам некоторых мелких пор, которые иногда заполнены желтым оптически ориентированным глинистым веществом. Некоторые поры и каналы наряду с глиной покрыты и железистыми пленками (рис.27а). По некоторым пустотам горизонта изредка встречаются остатки растительных тканей.

Разр. 22А. Расположен на низкой пойме р.Кодори под залежью с травянистой луговой растительностью. Профиль отличается минимальной конкреционностью, наличием галечниковых включений и заметным оглеением с 1 м. Между песчано-пылеватой поверхностной и подстилающей легкой глинистой толщами на глубине 33-60 см расположен слабо уплотненный ортштейновый слой “plinthic” (гор-ты: A1A2-A2n,p-A2/Bf-A2/Bn,g-Bn,g).

В профиле разр. 22А микроморфологически выделяется верхняя легкая по механическому составу мощная толща до глубины 85см (включая слабо выраженный ортштейновый и подортштейновый горизонты) и тяжелая нижняя часть профиля; в легкой части, в свою очередь, выделяется верхние горизонты в какой-то степени различающиеся между собой.

A1A2 (0-15 см). Гумусовый горизонт характеризуется однородным серовато-бурым агрегированным материалом песчано-пылеватого состава. Почвенная масса хорошо оструктурена и агрегирована. Высокая здесь площадь, занятая поровым пространством. Пористость представлена меж- и внутриагрегатными порами (рис.28 а). Горизонт характеризуется высокой прогумусированностью материала. Гумус темный дисперсный, местами меланизированный. Содержится большое количество мелких гумусовых сгустков и черных гумусовых пленок по некоторым скелетным зернам. В некоторых пустотах отмечается наличие крупных полуразложившихся растительных остатков (рис.28 б).

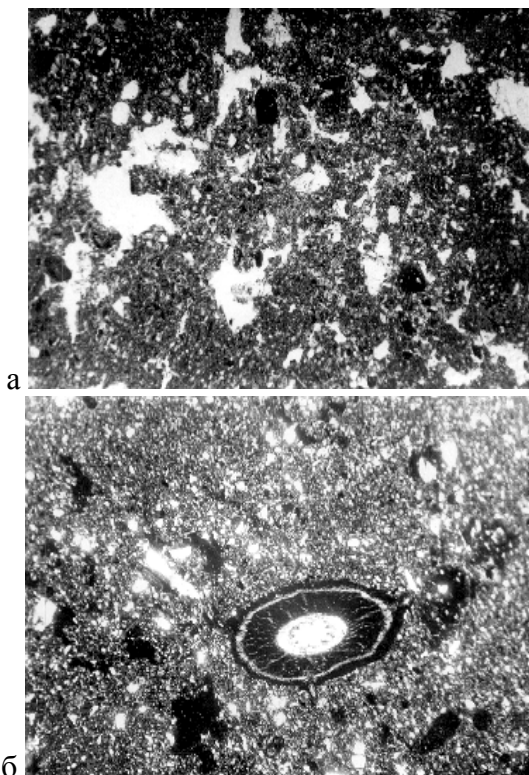


Рис. 28. Оструктуренный гор-т с межагрегатной пористостью (а – пс. II) и включениями растительных остатков (б – пс.+) гор-та А1А2, 0-15 см, Р.22А

В составе основной массы горизонта преобладающая часть принадлежат скелетному материалу. Минеральный скелет, главным образом, представлен крупнопылеватыми и мелкопесчаными зёрнами (рис.28 б). Крупнопесчаных зёрен относительно меньше. Минералогическая ассоциация грубодисперсной фракции довольно богатая. Содержит зёрна кварца, корродированных полевых шпатов, гидробиотита, пироксена, серицитизированного плагиоклаза. Из аксессуарных – эпидот-цоизит, роговая обманка, турмалин. Встречаются обломки песчаника и глинистых сланцев.

Содержание плазменного материала небольшое. Плазма заметно прокрашена гумусовым веществом. Доля глинистой плазмы нез-

начительна. Никаких глинистых обособлений не отмечается (рис. 28 б). Содержится небольшое количество бурых, обособленных от основной массы Fe-конкреций размером около 1мм. Значительно реже встречаются светло-коричневые, более крупные (до 3мм), окатанно-угловатые образования с глинистой примесью.

A2n,р,а (15-39 см). Горизонт, залегающий над поверхностным гумусовым резко отличается от него и других горизонтов почти по всем признакам микростроения. Почва более плотнена и заметно светлее, чем вышележащий. Состоит из светло-коричневого материала, местами с желтоватым оттенком. Характерным признаком является сочетание прослоек тонкопылеватого и супесчаного материалов. Горизонт отличается от предыдущего заметно слабой оструктуренностью почвенной массы и пониженной пористостью (рис.29 а). Преобладают тонкие трещины и мелкие изолированные поры. Гумусированность горизонта заметно слабее, чем в сравниваемом. Гумус более светлый, высокодисперсный и не образует сгустков и покрытий по структурным отдельностям. Остатков растительных тканей в горизонте не обнаруживается.

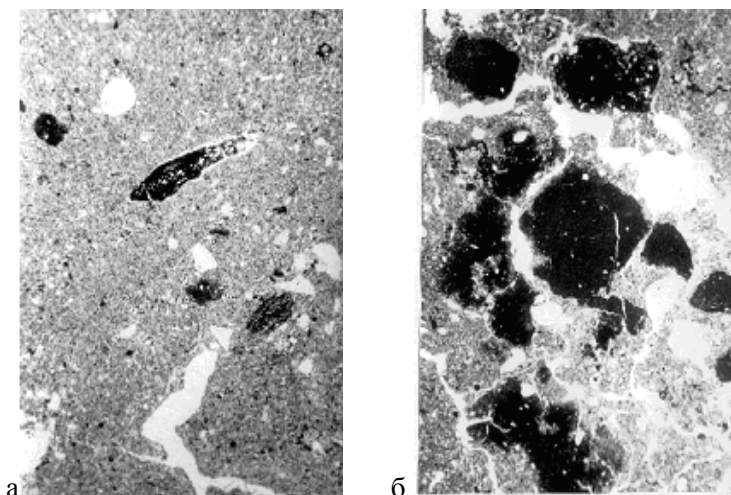


Рис. 29. Неструктурный гор-т A2n,р,а, 15-39 см с углистыми частицами (а) и высокой ожелезненностью материала (б), Р.22А, пс. II

Грубодисперсный материал представлен зернами крупной пыли и среднего песка. Крупнопесчаных зерен заметно меньше. Скелет состоит из кварца, полевых шпатов, эпидот-цоизита. Встречаются крупные фрагменты песчаника.

В составе плазменного материала основной массы доля глинистого вещества невысокая. В отдельных местах плазма характеризуется слабой степенью оптической ориентировки. В почвенной массе отмечается большое количество желтых и желто-бурых раздавленных глинистых папул обломочной формы породного происхождения.

Рассматриваемый горизонт отличается от остальных горизонтов легкой части профиля не только по структуре и строению почвенной массы, но и содержанием конкреционных образований. Они представлены относительно крупными (иногда до 7мм) окатанно-угловатыми, четко обособленными от основной массы конкрециями. Некоторые из них имеют менее ожелезненное ядро иногда с примесью глины, Mn, реже гумуса (рис.29 б). Встречаются образования с включением крупных обугленных растительных тканей с сохранившимся клеточным строением, окаймленные сильно ожелезненной оболочкой. Современных почвенных сегрегаций в горизонте мало.

A2/BSf (39-60 см). Горизонт, выделенный в поле как слабо выраженный рассыпчатый ортштейновый слой, микроморфологически характеризуется темным серовато-бурым песчано-пылеватым материалом (рис.30а) с хорошей оструктуренностью и наличием крупных агрегатов размером до 3-5 мм диаметра. Свойственная для горизонта высокая межагрегатная пористость выражена тонкими каналами и порами-камерами. Прогумуссированность почвенной массы более высокая, чем в горизонте A2n,p,a. Много в почве мелких темных гумусовых сгустков. По отмеченным выше признакам горизонт схож на гумусово-аккумулятивный. Встречаются черные частицы обугленных растительных остатков.

Высока в горизонте примесь скелетного материала. По сравнению с вышележащими горизонтами, заметно увеличивается доля песчаных, в том числе, крупнопесчаных зерен минералов. Состав скелета представлен зернами кварца, полевых шпатов,

крупных зерен эпидот-цоизита. Горизонт богат сильно ожелезненными фрагментами песчаниковых пород.

Содержание глинистой плазмы в основной массе горизонта не высокое. Местами плазма характеризуется слабой степенью оптической ориентации. В составе плазмы наряду с гумусовым веществом, отмечается и небольшая пропитка железистого вещества.

В основковой массе горизонта разбросаны обособленные железистые конкреции с различной примесью инородного материала (глины, Мп, гумуса) с преобладающим размером 1-2 мм (рис.30 б). Кроме того, нередко выделяются отдельные коричневые и темно-бурые ожелезненные зоны, пятна и кружевные разводы со сгустковым и хлопьевидным содержанием железа на фоне неструктурного осветленного желто-палевого материала.

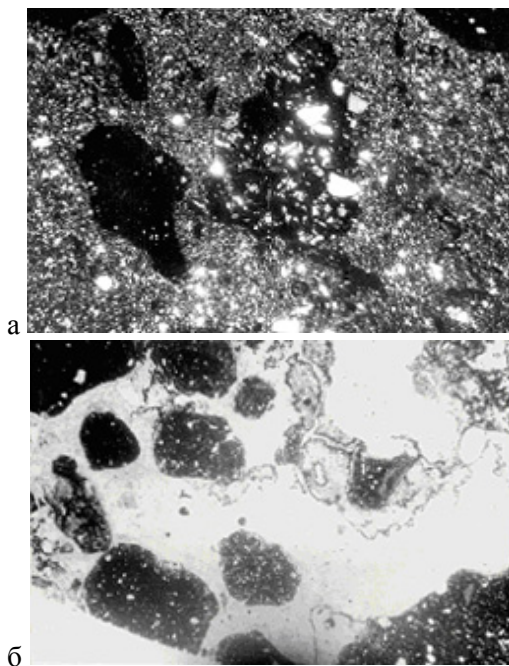


Рис. 30. Общее микростроение оструктуренного материала (а – пис.+) и характер ожелезнения (б – пис.И) гор-та А2/Вf, 39-60 см, Р.22А

Vn,g (60-58 см). Горизонт, описанный в поле как глинистый, микроморфологически характеризуется желтовато-серым опесчаненно-пылеватым суглинком. Неплохая в горизонте и оструктуренность почвенной массы. Отмечается высокая пористость, представленная крупными изолированными порами неправильной формы, а также мелкими изогнутыми, иногда сообщающимися порами и тонкими трещинками (рис.31 а).

Количество скелетного материала по сравнению с вышележащими горизонтами несколько уменьшается (рис.31 а). Состоит только из зерен кварца и полевых шпатов, а также обломков базальтовых пород.

Содержание плазмы в основной массе несколько уменьшается. В отдельных местах встречаются сильно оглиненные зоны. Глинистая плазма светло-желтого цвета. Имеет небольшую степень оптической ориентировки беспорядочно-волокнутого типа. По некоторым мелким порам отмечаются редкие тонкие желто-бурые пленки и хилые глинистые кутаны, резко отличающиеся от глины вмещающей массы. Чисто почвенные натёки в горизонте выражены слабо. Много в горизонте мелких (<0,1 мм) глинистых папул – обломков глинистых пород. Отмечается также наличие более крупных папул с признаками ожелезнения, похожие на рыхлые глинисто-Fe литореликты. В горизонте выделяются небольшие (1-3 мм) Fe-конкреции, некоторые с примесью гумуса, глины, Mn. Среди них преобладают мелкие (1 мм) стяжения с неровными, нечеткими краями.

Vt,g (85-105см). Подстилающий горизонт характеризуется неоднородным желто-коричневым глинистым материалом с охристо-бурыми пятнами. Горизонт имеет плотную, трещиноватую структуру с наличием пор-трещин и иногда мелких изолированных пор овальной формы (рис. 31 б). Скелетный материал, в основном, состоит из средне- и мелко-песчаных зерен плагиоклаза, пироксена, эпидот-цоизита, галлуазита и базальтовых обломков.

Характерным для описываемого слоя является высокое содержание плазменного материала. В основной массе глинистая плазма светло-желтого цвета с беспорядочной структурой ориентации (рис.31 б). Есть отдельные глинистые микрзоны со струйчатой структурой. Несмотря на высокую оглиненность матери-

ала, по стенкам пор-трещин наличие кутан и натеков мало. По ним чаще встречаются железистые «пленочки». Иногда отмечаются глинистые концентрации, состоящие из околоторовых отжатий, оставшихся при высыхании недифференцированно отложившихся глинистых зон.

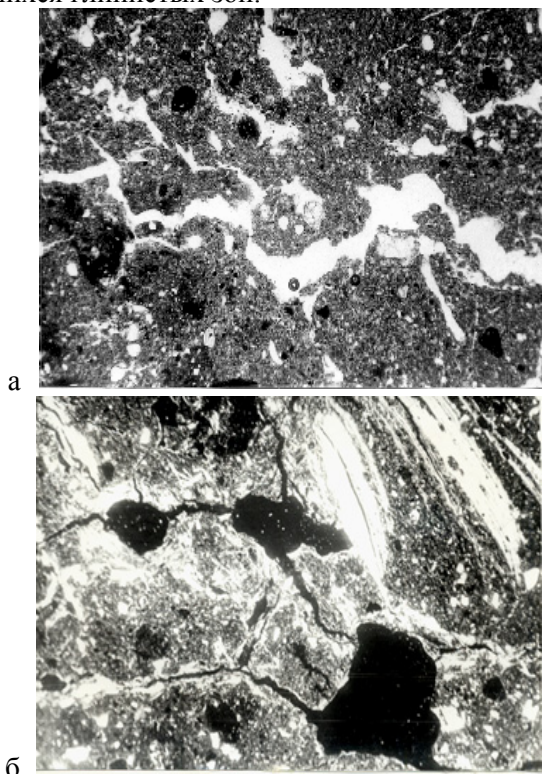


Рис. 31. Характер порового пространства гор-та Вп, g, 60-85 см (а – пис. II) и плотное микросложение гор-та Вt, g, 85-105 см (б – пис. +), P.22A

Почвенный материал горизонта почти полностью ожелезнен (рис.31 б), за исключением отмеченных выше чисто глинистых микроучастков. Часто глинистые и железистые зоны совпадают друг с другом. Признаки почвенного ожелезнения в горизонте проявляются слабо. Ожелезнение представлено крупными бурыми участками со сгустковым и пятнистым содержанием железа.

Таким образом, микроморфологическое изучение описанных профилей (разрезы 14М, 15М, 17М, 20А, 22А) позволило раскрыть генетическую сущность субтропических подзолистых почв Грузии.

Анализ микростроения почв раскрыл природу текстурной дифференциации изученных профилей. Выявлено, что строение вертикального профиля связано с исходной литологической неоднородностью почвообразующего материала, т.к. не отмечено генетического контакта между сравниваемыми толщами профилей (верхней и нижней частью). Проявляются различия в общем микростроении, характере плазмы, скелета, Fe-образований и др. показателям.

Как видно из микроморфологических описаний, общее микростроение почвенной массы изученных профилей различное: если в верхней части проявляется хоть некоторая оструктуренность песчано-пылевой массы, то в нижней – слоистость или неупорядоченное чередование микрозон различного состава и строения.

Различия в содержании плазменного материала между сравниваемыми частями профиля фиксируется достоверно. В нижней части профиля резко увеличивается количество плазмы, которая имеет глинистый состав и высокую степень оптической ориентировки мозаичной, местами струйчатой структуры с большим количеством глинистых обособлений и незначительным содержанием кутан. Отсутствие глинистых кутан и натеков по порам-трещинам, т.е. отсутствие следов заметного передвижения тонкодисперсного вещества, при высоко оптически ориентированной плазме, указывает на то, что процесс лессивирования не влияет на строение профилей и формирование текстурной дифференциации.

Отмеченные в отдельных горизонтах профиля небольшие кутаны являются результатом локальных внутригоризонтных, а не внутрипрофильных передвижений тонкодисперсного вещества, не играющей профилеформирующей роли. Характер почвообразующего материала (плотное сложение, отсутствие проточного режима) препятствуют интенсивному элювированию глины, хотя климатические условия влажносубтропической зоны должны способствовать проявлению этих процессов.

Профильная неоднородность проявляется и в характере скелетного материала. В сравниваемых частях профиля меняется как минеральная ассоциация, так и количественный состав скелетных зерен минералов. Наиболее интересны различия в размерах зерен. В некоторых случаях, при преимущественном содержании в верхней толще профилей крупно- и среднепылеватых фракций, нижние слои или обогащены мелкопесчаными зёрнами первичных минералов, или обеднены грубообломочным материалом.

Содержание в почвенном профиле Fe-литореликтовых образований, в свою очередь, указывает на значимость литогенных признаков и высокую степень их наследуемости. Характер же ожелезнения относительно рыхлых, слабо- или несцементированных ортштейновых слоев, проявляется в виде темно-бурых зон ожелезнения в виде кружевных разводов, хлопьев, пятен неоднородно пропитанных гидроксидами железа (рис.32).

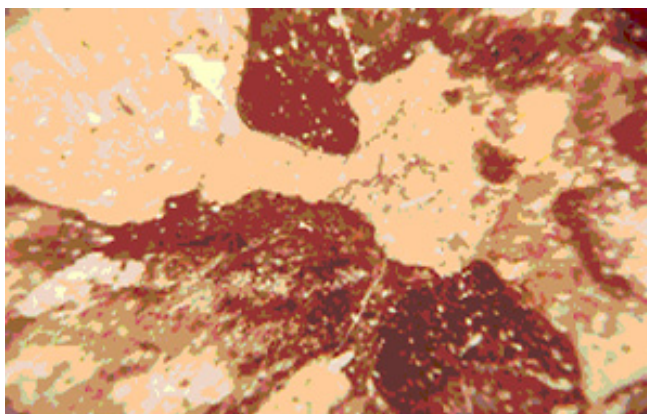


Рис. 32. Характер ожелезнения слабосцементированного ортштейн нового гор-та Vf,g, 53-86 см, P.17M

Среди современных почвенных процессов, протекающих в профиле, можно выделить: слабое гумусообразование, незначительное проявление лессивирования, конкрециообразование и частично оглеение.

Исследования субтропических подзолистых почв Грузии на микроуровне позволили также диагностировать некоторые пале-

опочвенные признаки – горизонты с признаками погребения (вторые гумусовые горизонты), что удалось выявить исключительно только микроморфологически. Резюмируя данные микроморфологических исследований можно предположить сложную полигенетичную природу исследуемых почв.

Наряду с вышеизложенными характеристиками микростроения профилей субтропических подзолистых почв, дополнительно изучался также профиль, заложенный в с. Цаиши (Зугдидский р-н) – **разр. 19Ц**. Почва характеризуется четкой дифференциацией профиля, большим количеством новообразований и признаками оглеения.

A₁(_{max}) (0-14 см). Желто-коричневая относительно однородная глинистая масса с примесью грубообломочного материала (рис. 33 а). Микросложение фрагментарное с крупными агрегатами неправильной формы. Структурность почвенной массы горизонта высокая, межагрегатная пористость занимает значительную площадь шлифа. Однако внутриведная масса слабо оструктурена, отмечаются мелкие замкнутые поры фигурной формы. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Органические остатки практически отсутствуют, изредка встречаются обугленные остатки клеточного строения. Минеральный скелет характеризуется многообразным видовым составом и в небольшом количестве представлен крупно-пылеватыми и мелкопесчаными округло-угловатыми зёрнами. Плазменный материал характеризуется железо-глинистым составом и слабой чешуйчатой структурой ориентации. Микроразонально на стенках мелких пор и каналов отмечаются оптические ориентированные кутаны; некоторые пропитаны гидроксидами железа. Имеются мелкие (<0,005 мм) железистые сегрегации и более крупные округлые конкреции.

A₂l(f) (14-26 см). Желто-коричневая пористая масса с большим количеством взаимосвязанных ветвистых и фигурных пор, а также мелких замкнутых пор неправильной формы (рис. 33 б). Единично отмечаются углистые ткани растительных остатков. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Плазма характеризуется глинистым и железо-глинистым составом, которая почти полностью изотропна. В основной массе

отмечаются небольшие скопления, пропитанные железистыми гидроксидами. Кроме того, отмечаются редкие включения железистых образований.

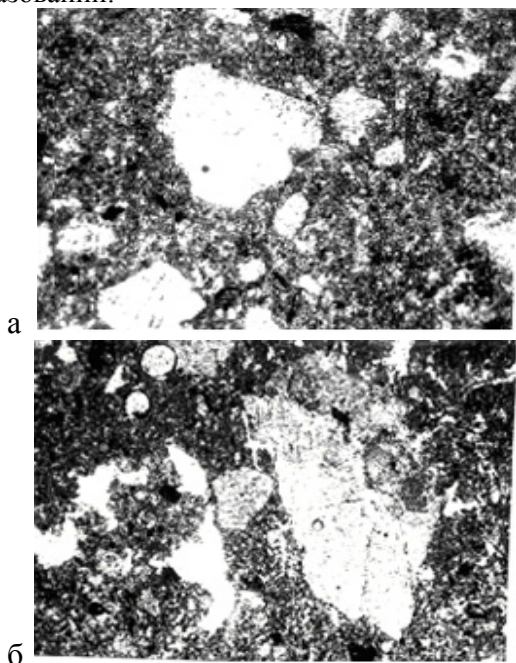


Рис. 33. Микростроение гор-та $A_{1(max)}$ 0-14 см (а) и гор-та $A_{2l,f}$, 14-26 см (б), разр. 19Ц, nic.II

A_{2lBgf} (26-38 см). Неоднородная плотная глинистая масса компактного микростроения (рис.34 а). Неоднородность проявляется в окраске и составе почвенной массы. Преобладает желтый фон основной массы, в отдельных участках коричневые пятна с красноватыми и черно-бурыми микроразонами и включениями. Элементарное микростроение песчано-плазменное. Плазменный материал характеризуется глинистым и железо-глинистым составом. Степень оптической ориентации глинистой плазмы в отдельных микроразонах различное. На стенках каналовидных и замкнутых пор отмечаются сильно ориентированные глинистые кутаны. Единично отмечаются конкреционные образования размером 0,5-1 мм.

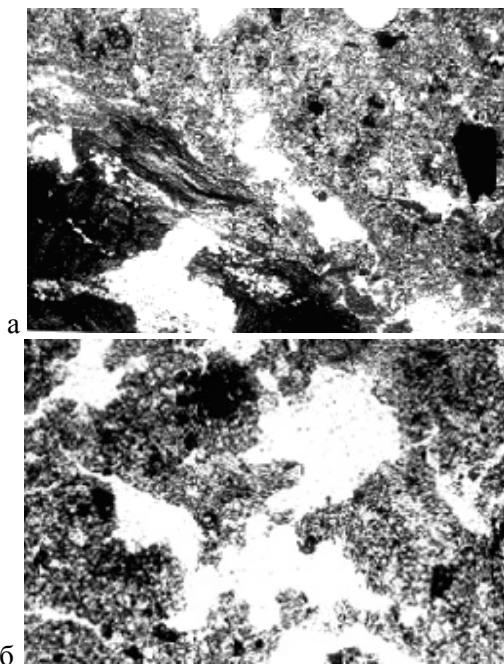


Рис. 34. Микростроение гор-та A_2Bgf , 26-38 (а) и гор-та Bg, 38-65 см (б), разр. 19Ц, нис. II

Bg (38-65 см). Желто-коричневая глинистая масса с губчатым, частично фрагментарным микростроением (рис. 34 б). Оструктуренность внутрипочвенной массы более высокая, чем в вышележащих горизонтах. Следовательно, наряду с небольшой меж-агрегатной пористостью отмечаются довольно высокая внутрипедная пористость, которая характеризуется наличием фигурных и замкнутых пор различного размера. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное. В составе скелета практически отсутствует грубодисперсный (песчаный) материал, преобладает пылеватая фракция. В незначительном количестве встречаются средне- и крупно-пылеватые зерна. Редко встречаются обломки пород. Доля плазменного материала довольно высокая; глинистая плазма почти изотропная. В небольшом количестве встречаются железистые новообразования.

Таким образом, субтропические подзолистые почвы характеризуются относительно слабой оструктуренностью, фрагментарным и компактным микросложением, незначительной гумусностью, железисто-глинистым составом изотропной плазмы, наличием оптически ориентированных глинистых кутан. Ожелезненность профиля проявляется в наличии железистых конкреций различной формы. В нижнем горизонте скелет практически не отмечается.

Микростроение субтропических подзолисто-глеевых почв Грузии

Субтропические подзолисто-глеевые почвы Грузии микроморфологически изучались в шлифах, изготовленных из образцов Т.Д. Рамишвили на примере **разр. 13Г**, заложенного в с.Гантиади (Хобский р-н) гипсометрически на более низкой территории (чем субтропические подзолистые), развитые на глинистых и тяжело суглинистых наносах, что еще больше затрудняет естественную водопроницаемость вертикального профиля и усиливает переувлажнение почв.

A₁ (0-15 см). Желто-коричневая глинистая масса компактного микросложения. Пористость представлена каналовидными и ветвистыми формами (рис.35 а). Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Горизонт слабо пропитан светло-бурым аморфным гумусовым веществом. Кроме того, отмечаются остатки растительных тканей и углистые частицы. Скелетность почв представлена средне- и крупнопылеватыми зёрнами угловатой и неправильной формы. Относительно мелкие зёрна имеют более выровненные поверхности. Скелет состоит из кварца, полевых шпатов, хлоритов и др. Плазменный материал преобладает над скелетом и характеризуется тонко-чешуйчатой структурой оптической ориентации. Состав плазмы железисто-глинистый, частично гумусово-глинистый. Встречаются мелкие железистые конкреции.

A_1A_2I (15-33 см). Желто-бурая глинистая масса компактного микростроения. Внутривагратная пористость представлена относительно крупными замкнутыми порами фигурной формы, реже трещинками и каналами. Растительные остатки разной степени разложения присутствуют в большем количестве, чем в предыдущем профиле (рис.35 б). Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменое. Крупнопылевая фракция составляет основную часть скелета и имеет угловатые и неправильные формы. Плазма характеризуется железисто-глинистым составом и преобладает над скелетом. Для него характерны тонко-чешуйчатая структура ориентации. Отмечаются ожелезненные зоны с мелкими конкрециями.

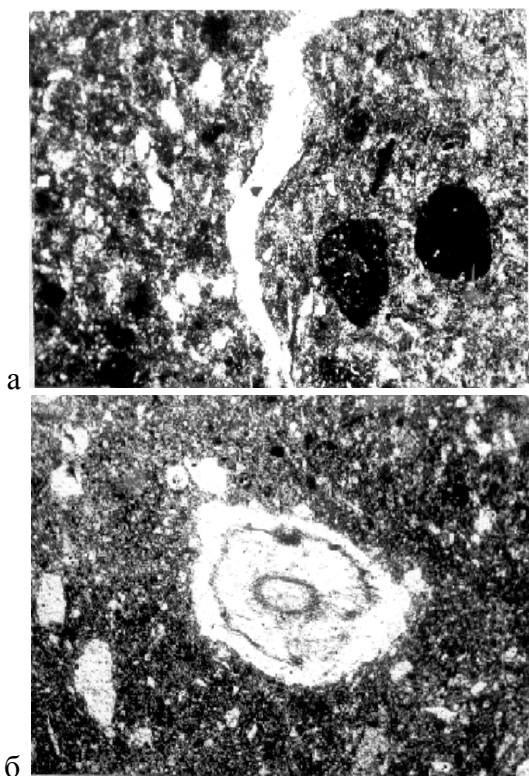


Рис. 35. Микростроение гор-та A_1 , 0-15 см (а) и гор-та A_1A_2I , 15-33 см (б), разр. 13Г, пс.И

$B_1(g)$ (33-60 см). Желто-бурая оглиненная масса компактного, местами фрагментарного микростроения. Горизонт характеризуется межагрегатной пористостью, внутри агрегатов же встречаются редкие замкнутые пустоты. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное (рис. 36а). В некоторых пустотах отмечаются разложенные растительные остатки. Распределение скелета неравномерное. Отмечаются зоны скопления мелко-песчаных и крупно-пылеватых зерен. Много плазмы глинистого и железисто-глинистого состава с плазмы чешуйчато-тонко-волокнистой и мозаичной структуры. Отмечаются чисто глинистые микрозоны. В почвенной массе выделяются пятна железистого и железо-марганцовистого состава. Горизонт интенсивно ожелезнен.

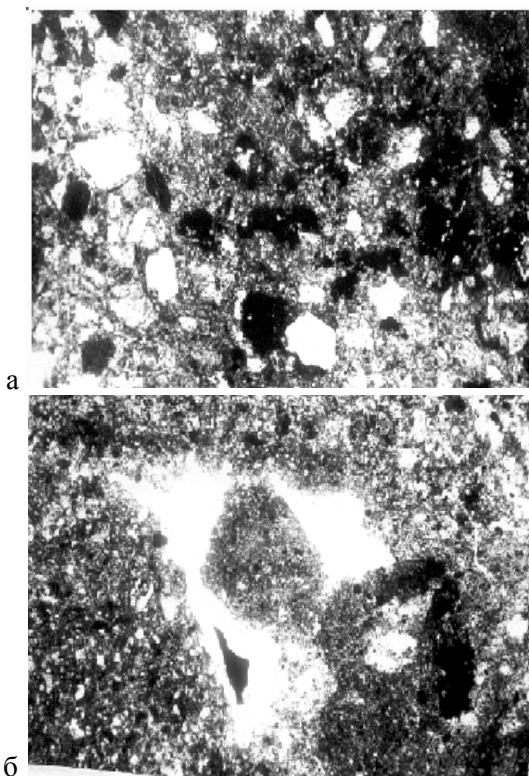


Рис. 36. Микростроение гор-та B_1g , 33-60 см (а) и гор-та B_2g , 60-95 см (б), разр. 13Г, пис. II

B₂(g) (60-95 см). Желтовато-светло-коричневая дисперсная почвенная масса с буроватым оттенком. В горизонте практически не отмечается скелетный материал (рис. 36 б). Микростроение слоистое, местами компактное. Элементарное микростроение плазменное. Плазма имеет глинистый и железо-глинистый состав. Оптическая ориентация плазмы, в основном, чешуйчатая, микрizonaльно – параллельно- или перекрестно-волокнистая. В почвенной массе, наряду с глинистыми зонами встречаются ожезненные полосы.

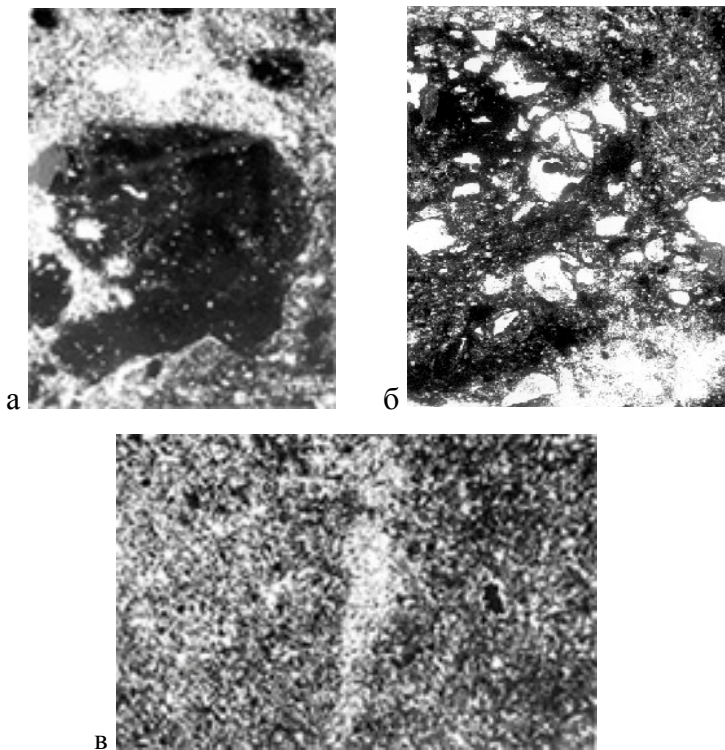


Рис. 37. Микростроение гор-та BC, 95-120 см (а), гор-та CDg, 120-150 см (б) и гор-та G, 150-180 см (в), разр. 13Г, nic.+

BC (95-120 см). Желтая глинистая масса с бурыми зонами ожелезнения. В уплотненной почвенной массе отмечаются крупные замкнутые поры фигурной формы. Микросложение пылевато-плазменное. Скелет представлен средне- и крупно-пылеватыми минералами округло-угловатой формы. Плазма железисто-глинистого состава с беспорядочно-волокнутой и мозаичной структурой ориентации. Много крупных ожелезненные зоны (рис. 37 а).

CDg (120-150 см). Желтовато-коричневая глинистая карбонатная масса с ожелезненными бурыми зонами. Микросложение компактное с фигурными и округлыми замкнутыми порами. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное (рис. 37 б). Отмечаются крупные растительные остатки. Распределение скелета неравномерное. Выделяются отдельные зоны скоплений песчаных зерен минералов. Доля плазменного материала высока и имеет железо-глинистый, местами карбонатно-глинистый состав. Оптическая ориентация плазмы мозаичная, микрозонально параллельно-волокнустая. Отмечаются скопления криптозернистого кальцита. Железистое вещество занимает большую площадь горизонта. Конкреционные новообразований нет. Ожелезненность горизонта равномерное.

G (150-180 см). Уплотненный оглиненный горизонт с серыми и светло-коричневыми полосами (рис.37 в). Элементарное микросложение пылевато-плазменное. Встречаются следы разложившихся органических остатков. Плазма глинистого состава со слабой оптической ориентацией. Редко встречаются железо-органические образования.

Таким образом, субтропические подзолисто-глеевые почвы характеризуются уплотненным профилем компактного микросложения с неравномерным распределением скелета. Отмечаются отдельные горизонты (B₂ и G) практически с полным отсутствием скелета. Профиль сильно ожелезнен. Плазма железисто-глиниста с чешуйчато-волокнутой и мозаичной структурой ориентации.

Микростроение болотных почв Грузии

Болотные почвы Грузии микроморфологически изучались в шлифах из образцов Т.Д. Рамишвили на примере **разр. 14Ч**, заложённого в Чаладиди (Хобский р-н). Почва относится к группе минерально-болотных. Илесто-болотные почвы характеризуются дифференцированным профилем, тяжелым механическим составом и усиливающимся с глубиной признаками оглеения.

At (0-16 см). Неоднородная, ожелезненная, глинистая, плотная масса. Неоднородность проявляется разнообразным ожелезнением горизонта (рис.38 а), где сочетаются желтые, коричневые, бурые и черные микрозоны. Микросложение компактное, местами фрагментарное. Пористость представлена трещинами, каналами и замкнутыми порами округлой и неправильной формы.

Элементарное микростроение – пылевато-плазменное. Скелет состоит из средне- и крупнопылеватых зерен минералов. Плазма, которая преобладает над скелетом, имеет глинистый и железисто-глинистый состав с высокой степенью оптической ориентации и тонкочешуйчатой, параллельной, перекрестно-волокнистой и струйчатой структурой. Отмечаются сильно ориентированные микрозоны чисто глинистого состава. Глинистая плазма неравномерно пропитана железистым веществом. Часто поры покрыты глинистыми кутанами, пленками. Ожелезнение проявляется также наличием различных железистых новообразований.

A₂lg (16-28 см). Светлая желтовато-коричневая изотропная масса с ораногенными остатками. Микросложение губчатое с характерной пористостью (рис. 38 б). Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Много сильно разложенных растительных тканей крупного размера. Встречаются также углистые частицы. Скелетность горизонта слабая, присутствуют средне- и крупнопылеватые зерна. Плазма горизонта изотропная. В составе тонкодисперсного вещества преобладает тонкая пыль. Глинистое вещество отмечается в основном в ожелезненных участках, которое из-за пропитанности железистыми гидроксидами имеет красновато-оранжевую окраску. Ожелезнение характеризуется рыхлыми, пятнистыми, неравномерно ожелезненными участками и хорошо выраженными конкрециями.

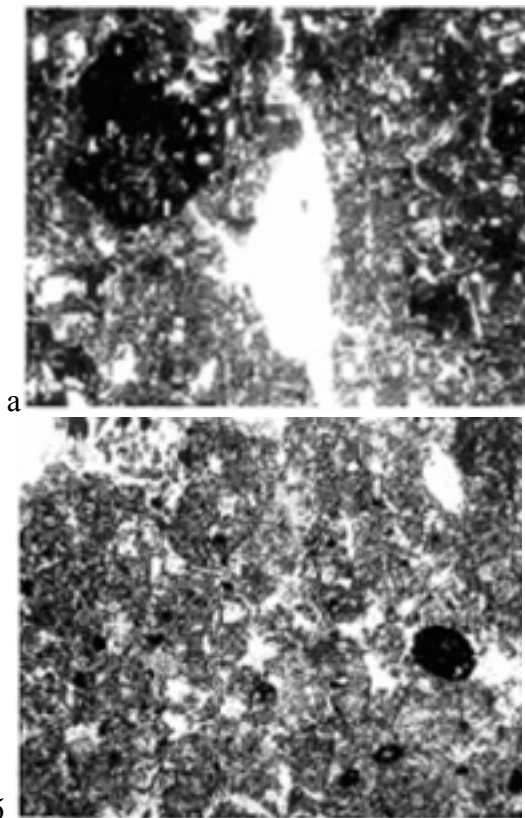


Рис. 38. Микростроение гор-та *At*, 0-16 см (а) и гор-та *A₂lg*, 16-28 см (б), разр. 14Ч, пис. II

A₂lg (28-45 см). Плотная коричневая почвенная масса с мелкими округлыми Fe-сегрегациями (рис.39 а). Микросложение компактное с тонкими трещинками и фигурными замкнутыми порами. Иногда встречаются черные углистые частицы. Элементарное микростроение пылевато-плазменное. В составе скелета преобладают средне-пылеватые зерна угловато-округлой и неправильной формы. Плазма железо-глинистого состава с тонкочешуйчатой, местами волокнистой структурой оптической ориентации. На стенках некоторых замкнутых пор отмечаются тонкие глинистые кутаны. Много железистых конкреций различного размера, встречаются также растительно-железистые образования.

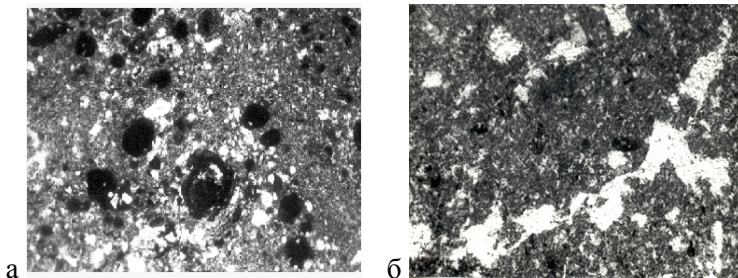


Рис. 39. Микростроение гор-та A_2lBg , 28-45 см (а) и гор-та $B_1(g)$, 45-70 см (б), разр. 14Ч, пс. II

$B_1(g)$ (45-70 см). Светлая однородная тонко-пылеватая масса желтого цвета с фрагментарным, местами губчатым микростроением и высокой пористостью (рис.39 б). В пустотах отмечаются органические остатки разной степени разложения и обугленные растительные ткани. Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Скелет практически отсутствует. Горизонт, главным образом, представлен дисперсным веществом из тонкой пыли. Плазма полностью изотропная. Конкреционные образования не отмечаются.

$B_2(g)$ (70-100 см). Темно-бурая ожезненная глинистая масса с фрагментарным, местами компактным микростроением. Несмотря на плотность основной массы, пористость горизонта высокая и представлена различными формами (рис. 40 а). В горизонте отмечаются обугленные частицы и в некоторых порах остатки растительных тканей. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное.

Минеральная ассоциация в рассматриваемом горизонте достаточно богатая. Первичные зерна находятся в стадии перехода в глинистые минералы. Зерна скелета либо выветрелы, либо находятся в стадии разложения. Среди них преобладает пылеватая фракция. Плазма характеризуется железисто-глинистым составом. В зонах разложения первичных минералов отмечается повышенное количество глины. Хотя глинистая масса горизонта практически изотропна. Плазменный материал пропитан железистым веществом. Встречаются различные типы Fe-новообразований.

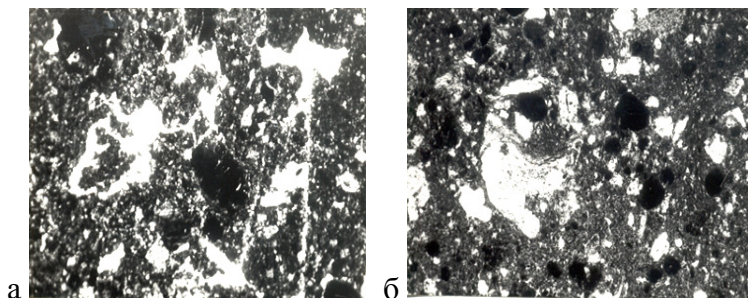


Рис. 40. Микростроение гор-та $B_{2(g)}$, 70-100см (а – *pic.II*) и гор-та BC_{gf} , 100-140 см (б – *pic.+*), разр. 14Ч

$BC_{g,f}$ (100-140 см). Коричнево-бурый плотный глинистый материал компактного микросложения. Пористость, в основном, низкая. Преобладают замкнутые поры. Встречаются обугленные частицы растительных тканей. Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное.

Скелет представлен мелко-песчанными и крупно-пылеватыми зернами, в том числе хлоритами и рудными минералами. Плазма преобладает над скелетом и имеет глинистый и железоглинистый состав с высокой степенью оптической ориентации мозаичной и волокнистой структуры. Много мелких (0,01-0,1 мм) буро-коричневых Fe-сегрегаций (рис.40 б).

Таким образом, илисто-болотная почва характеризуется неоднородным профилем. Верхние горизонты относительно плотные, компактные фрагментарного микросложения с трещиноватой пористостью, характеризующийся слабой скелетностью и наличием мелких глинистых кутан. Горизонт В более оструктурен с постепенным уплотнением с глубиной. В нижних горизонтах нарастает наличие минералов. Во всем профиле встречаются растительные остатки и многочисленные мелкие округлые Fe-новообразования. Ожелезнение профиля высокое. По составу плазмы профиль характеризуется слоистостью.

Микростроение аллювиальных почв Грузии

Аллювиальные почвы Грузии микроморфологически изучались в шлифах из образцов Т.Д. Рамишвили на примере **разр. 21Ч**, заложенного в с.Чолоки (Кобулетский р-н). Характеризуются слоистым сложением профиля, признаками оглеения, тяжелым глинистым составом.

А (0-37 см). Желто-коричневая пылеватая масса компактного микростроения с крупными каналовидными и камеровидными порами (рис.41а). В некоторых пустотах отмечаются растительные ткани разной степени разложенности, некоторые с сохранившимся клеточным строением. Горизонт слабо окрашен гумусом; скелет представлен средне- и крупнопылеватыми зернами минералов. Плазма слабо ориентирована и преобладает над скелетом. Состав – гумусово-железисто-глинистый. Много мелких (<1 мм) округлых железистых и гумусово-железистых сегрегаций, которые частично присутствуют в глинистом материале.

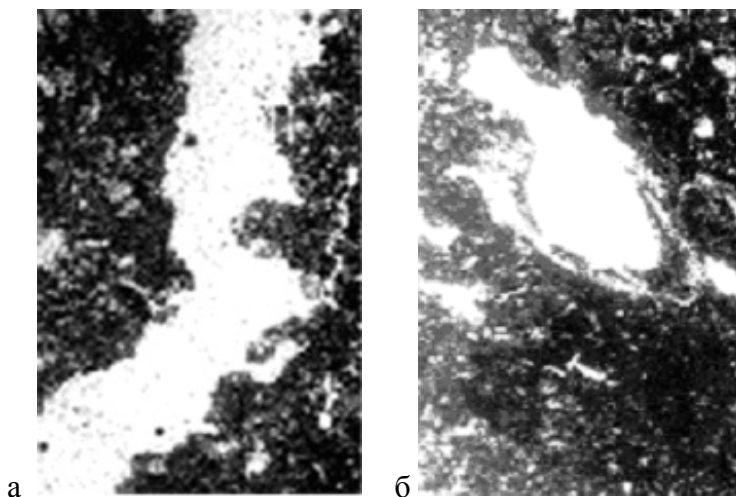


Рис. 41. Микростроение гор-та А аллювиальных почв 0-37 см (а) и гор-та В, 37-72 см (б), разр. 21Ч, нис. II

В (37-72 см). Серовато-бурый ожелезненный горизонт компактного микростроения с фигурными, замкнутыми и неправильными порами (рис.41 б). Элементарное микростроение пылеватого

плазменное. Отмечаются остатки растительных тканей различной формы, но в меньшем количестве, чем в верхнем горизонте. Гумусовая пропитка пятнистая, что наряду с ожелезнением придает горизонту бурю окраску. Скелет представлен пылеватыми зернами минералов неправильной формы разного видового состава. Плазма гумусо- и железисто-глинистая. Тонкодисперсное вещество преобладает над скелетом. Ожелезнение представлено в виде Fe-гумусовых пятен со слабой оптической ориентацией. Иногда отмечаются разрушенные Fe-гумусовые образования.

С (72-120 см). Желто-коричневый, относительно структурный горизонт компактного микросложения с фигурными и ветвистыми порами (рис.42). Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Горизонт обогащен растительными остатками разной формы. Скелет представлен средне- и крупно-пылеватыми зернами минералов. Плазма гумусово- и железисто-глинистая, оптически слабо ориентирована. Встречаются небольшие зоны ожелезнения.

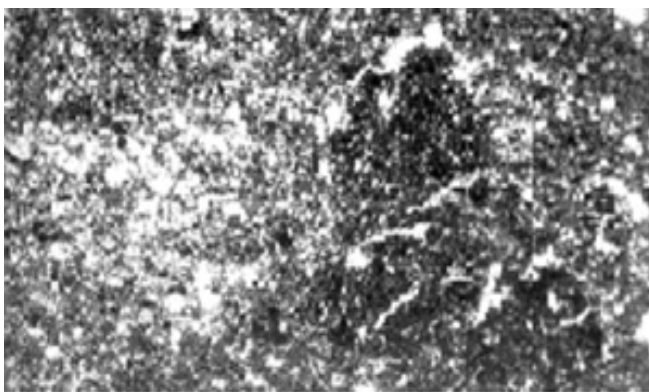


Рис. 42. Микростроение гор-та С аллювиальных почв Грузии, 72-120 см, разр. 214, пс. II

Таким образом, аллювиальная почва характеризуется компактным микросложением, пылевато-плазменным элементарным микростроением и повышенной пористостью, слабой прогумусированностью, максимумом растительных остатков в горизонте С, гумусово-глинистым и железо-глинистым составом плазмы, слабой оптической ориентацией и повышенной ожелезненностью верхних горизонтов.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ПОЧВ СУХИХ СУБТРОПИКОВ ГРУЗИИ

Микростроение черноземов Грузии

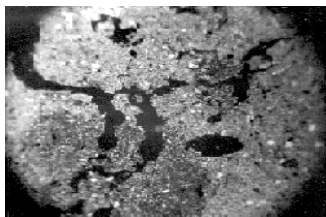
Равнинные черноземы Грузии микроморфологически изучались нами в шлифах, изготовленных из образцов Ахмад Нанаа на примере профиля, заложенного в Шираки (Иорское плоскогорье) – **разр. Кх-2**. Описывались также шлифы **разрезы 11** (целина) и **20** (пашня), предоставленные Ц.И. Пипиа [гор-ты: А'1-А"1-АВ-В-ВС-С].

Микрopedологическое изучение последних выявили специфические особенности их микростроения (рис.43).

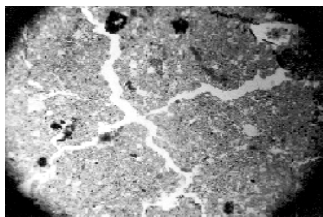
Разр. 11, гор. 0-10 см. Окраска почвенной массы коричневая с желтоватым оттенком. Микросложение неоднородное с рыхлыми и фрагментарными микроучастками. Агрегаты размером 1,5-3,5 мм состоят из органо-минерального материала. Пустоты представлены извилистыми, каналовидными и неправильными порами. Минеральный скелет состоит из сильновыветрелых зерен. Плазма гумусово-глинистая (рис.44). Гумус, представленный в виде черноватых сгустков размером до 20 мкм, образует наиболее плотные скопления по разлагающимся растительным остаткам. Светлоокрашенный бурый гумус тесно связан с глиной. Элементарное микростроение – плазменно-пылеватое. Новообразования представлены окислами железа.

22-27 см. Окраска неравномерная, выделяются светло-коричневые и буровато-коричневые участки. Микросложение неоднородное. Агрегаты состоят из органо-минерального материала. В агрегатах пустоты представлены трещиноватыми порами и ходами корней. Поры – каналовидные, сообщающиеся (рис.45а), эллиптические, круглые, замкнутые неправильные. По трещинкам и зернам минералов ориентируется глина с чешуйчато-волокнистой структурой, стенки пор выполнены материалом основы. Много экскрементов почвенной мезофауны. Скелет состоит из угловатых и округлых зерен выветрелого кварца. Плазма гумусово-глинистая. Гумус представлен гумонами. Элементар-

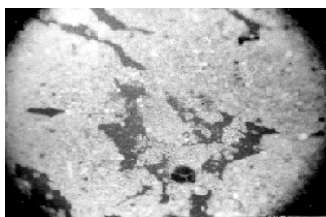
ное микростроение пылевато-плазменное. Плазма слабо ожелезнена. Новообразования представлены в виде окисей железа. Имеются также слабо разложившиеся растительные остатки с признаками оглинения (рис.45 б).



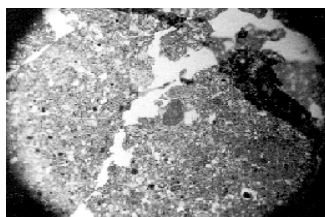
Разр. 11, 0-10 см, nic.+



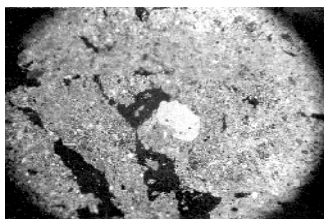
Разр. 11, 80-120 см, ic.II



Разр. 11, 150-160 см, nic.+



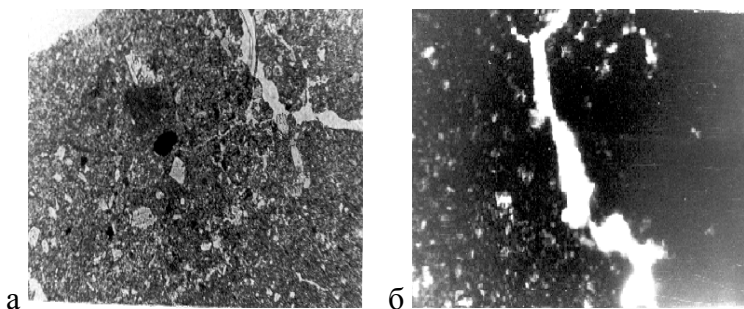
Разр. 20, 67-110 см, nic.II



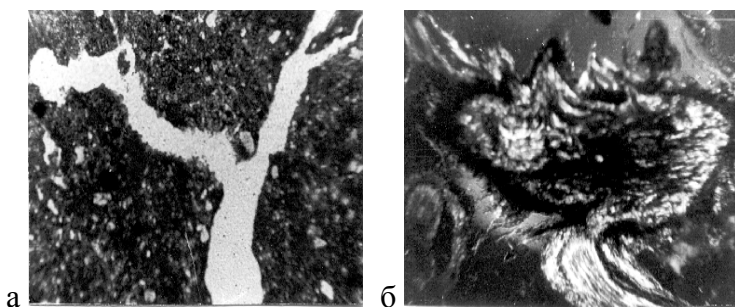
Разр. 20, 110-117 см, nic.+

Рис. 43. Общее микростроение генетических горизонтов черноземов Грузии

57-68 см. Окраска серебристо-коричневая. Микростроение плотное (рис. 46а). Почвенная масса состоит из отдельностей растресканных и целых агрегатов. Агрегаты в основном заполнены карбонатами и глинистым материалом. Формы пор аналогичны с предыдущим горизонтом. В состав минерального скелета входят: кварц, хлорит, пироксен, эпидот, роговая обманка (рис.46 б).



*Рис. 44. Гумусово-глинистая плазма
горизонта 0-10 см, разр.11, пс.П*



*Рис. 45. Каналовидные поры с содержанием кальцита, пс.П (а);
слаборазложившиеся растительные остатки с признаками
оглинения, пс.+ (б), Разр. 22, гор. 22-27 см.*

Плазма гумусово-глинисто-карбонатная с крупными инкрустациями кальцита. Гумус неравномерно распределен в виде черноватых сгустков диаметром более 1 мм. Имеется также дисперсный буроватый гумус. Элементарное микростроение – пылевато-плазменное. Растительные остатки и обломки ракушек разбросаны в основной массе. Встречаются единичные гумусовые образования концентрического строения и плотные карбонатные стяжения. Новообразованиями представлены люблинит (игольчатый) и мелкозернистый кальцит (рис.46в).

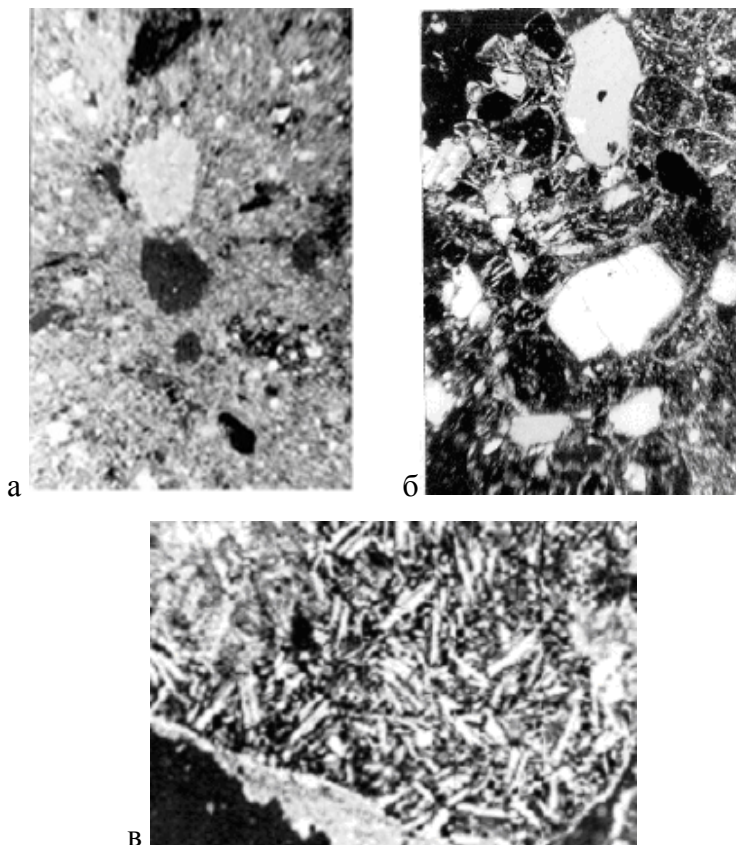


Рис. 46. Зерна минерального скелета, крупные инкрустации кальцита, новообразования игольчатого кальцита, разр.11, 57-68 см, пис.+

80-128 см. Элементарное микростроение рассматриваемого горизонта аналогично предыдущему горизонту. В порах обнаруживаются скопления кальцита. Стенки пор заполнены микрозернистым кальцитом. Минеральный скелет представлен теми же минералами, которые наблюдались в верхних слоях. Растительные остатки обуглены. Новообразования состоят из люблинита, мелкозернистого кальцита и др.

Разр. 20, гор. 0-20 см. Окраска светло-коричневая. Почвенная масса хорошо агрегирована. Микросложение рыхлое. Агрегаты простые и сложные, овальной и округлой форм, выполнены из органического и минерального материалов. Агрегаты в основном I и II порядка размером от 0,09 до 1,5 мм. Пустоты представлены ходами корней, трещинками. Отдельные поры заполнены мелкими микроагрегатами I порядка и натечным глинистым материалом. Скелетные зерна минералов выветрены и закреплены в гумусово-глинистой плазме. Гумус представлен гумонами. Растительные остатки представлены в виде разложившихся тканей и обуглевших частиц. Элементарное микростроение плазменно-пылеватое. Имеются железистые пятна.

53-67 см. Окраска светло-коричневая с желтоватым оттенком. Агрегаты органо-минеральные. Почвенная масса уплотнена. Межагрегатные пространства представлены сообщающимися порами и трещинками. По краям пор скапливается люблинит, микрозернистый и макрозернистый кальцит. Скелет состоит из обломков карбонатных пород, выветрелых зерен минералов: плагиоклаза, гидрослюды, роговой обманки. Плазма глинисто-карбонатная с большой инкрустацией кальцита. Встречаются обугленные растительные остатки. Элементарное микростроение плазменно-пылеватое. Из новообразований встречаются люблинит, макро- и микрозернистый кальцит.

67-110 см и 110-117 см. Окраска серебристо-коричневая с буроватым оттенком. Агрегаты несложные, в основном, состоят из минерального материала. Межпоровое пространство заполнено кальцитом разной формы. В крупных порах защемлен микрозернистый кальцит. Плазма карбонатно-глинистая, полностью пропитана кальцитом. Элементарное микростроение пылевато-плазменное. Минеральные зерна свежие невыветрелые.

Разр. Кх-2, гор. А'₁ (0-25 см). Темный, буровато-коричневый гумусовый горизонт с рыхлым, местами губчатым микросложением (рис. 47 а). Характеризуется мелкой биогенной агрегированностью с обособленными агрегатами – капролитами. Почва пропитана дисперсным гумусом. В крупных пустотах иногда отмечаются остатки сильно разложившихся растительных тканей. Плазма карбонатно-гумусово-глинистая со слабой крапчатой

структурой ориентации. В основе содержатся округлые кальцитовые стяжения.

Минеральный скелет по видовому составу не богат. Содержит мелкозернистые зерна кальцита в основной массе. В большом количестве мелкозернистые кристаллы кальцита отмечены и в порах; иногда полностью заполняя их (очевидно, выпавшие из растворов). Наличие песчаного скелета незначительное. Элементарное микростроение пылевато-плазменное.

АВ (50-75 см). Светло-серая карбонатная масса комковатой структуры с более крупными агрегатами, чем в верхнем горизонте. Гумусовая пропитка слабая. В порах отмечены удлиненные срезы корней с оптической ориентировкой клеток. Пористость межагрегатная с мелкими трещинами внутри агрегатов. Плазма карбонатно-глинистая. Очень много кальцитовых веществ по порам и стяжений микрокристаллического кальцита в основе.

Минеральная ассоциация грубодисперсного материала состоит исключительно только из зерен мелкозернистого кальцита и линзовидного гипса крупнопылеватого, реже мелкопесчаного размеров. Местами выявлены следы Fe-растворов. Элементарное микростроение почвы пылевато-плазменное.

В₁ (75-115см). Светло-серая почвенная масса компактного микросложения с каналовидными, трещиновато-ветвистыми и изолированными порами в сложных агрегатах (рис.47 б). Состав плазмы карбонатно-глинистый со слабой крапчатой оптической ориентацией. Высоко содержание округлых стяжений микрокристаллического кальцита, модулей и кальцитовых веществ по порам.

Состав скелета значительно отличается от описанного выше горизонта. Здесь не присутствуют зерна гипса и отмечаются крупнопылеватые зерна. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное.

С (135-160 см). Коричневато-серая трещиноватая почвенная масса компактного микросложения. Характеризуется обильной инкрустацией карбонатно-глинистой плазмы основы. Плазма практически сплошь окаربоната, оптическая ориентация глины не заметна – изотропна. В состав минерального скелета входят мелкопесчаные зерна кальцитов, хлоритов, кварца и

довольно крупные обломки пород. Элементарное микростроение рассматриваемого слоя песчано-пылевато-плазменное.

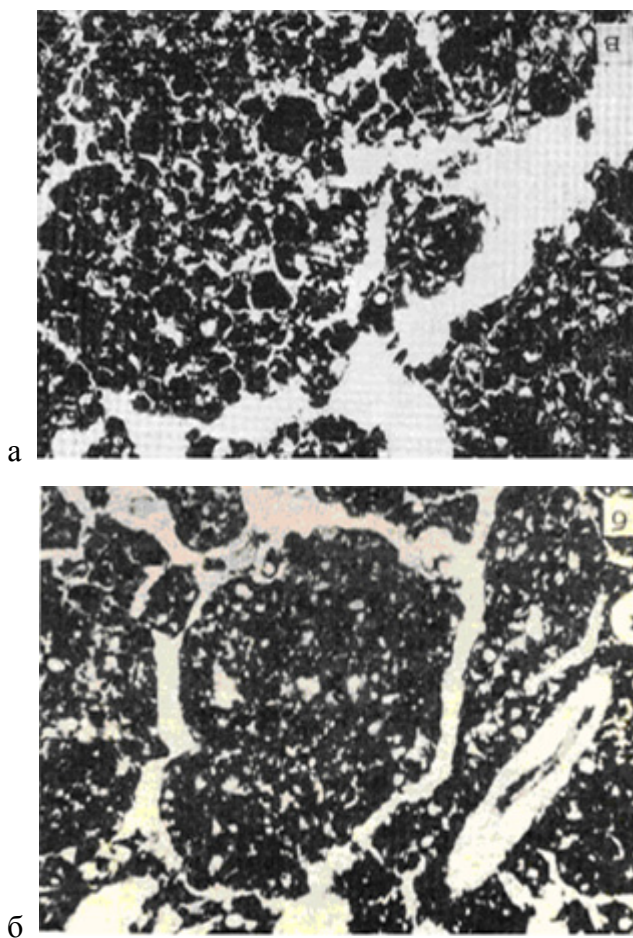


Рис. 47. Микростроение черноземов Грузии, Разр. Кх-2, піс II.. Рыхлая агрегированная высокогумусная масса гор-та А'₁ (а); сложные агрегаты карбонатно-глинистой массы гор-та С(г). (б).

Микростроение коричневых почв Грузии

Микроморфоморфологическому изучению подвергались коричневые почвы Восточной Грузии, в частности, светлые коричневые, карбонатные коричневые и выщелоченные коричневые почвы, которые проводились в шлифах из образцов сирийского аспиранта Ахмад Нанаа.

Коричневые светлые почвы. Коричневые светлые почвы микроморфологически изучались на примере профиля, заложенного на правом берегу р. Кура (с. Карсани), возле ЗАГЭС, на высоте 480 м над уровнем моря под аридным редколесьем и можжевельником (юго-восточная экспозиция, 7-9°) – **разр. 1-3** [гор-ты: A'₁-A''₁-AB-B₁-B₂-C₁-C₂-CD].

Микроморфологическое изучение профиля **разреза 1-3**, показал следующую специфику их микростроения.

A'₁ (0-13 см). Гумусовый горизонт относительно однородный, имеет темно-бурю окраску, и хорошо оструктурен. Характеризуется рыхлым, местами губчатым микростроением со сложными агрегатами неправильной формы (рис.48 а). Пористость высокая, представлена межагрегатными фигурными, реже щелевидными порами.

Почвенная масса горизонта пропитана бурым дисперсным гумусовым веществом с многочисленными мелкими (d~0,05 мм) темными гумонами. Много слаборазложившихся растительных остатков (иногда свежих с заметным двупреломлением) и обугленных растительных частиц. Плазма основы гумусово-глинистая со слабой крапчатой структурой ориентации. Наряду с гумусовым веществом в почвенной массе горизонта рассеян микрозернистый кальцит. Плазма преобладает над скелетом. Минеральный скелет состоит из небольшого количества средне- и крупнопылевых зерен кварца, полевых шпатов, мелкозернистого кальцита и единичных мелкопесчаных обломков пород. Микрозернистый кальцит встречается в виде стяжений в основной массе и порах. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное.

B₁ (40-64 см). Неоднородный по цвету структурный горизонт с комковатым микросложением (рис.48 б). Различаются микрозоны серовато-коричневого, черноватого и темно-бурого материалов. Горизонт характеризуется обособленными агрегатами органо-минерального состава различного размера (от микрометровых до миллиметровых).

Поры, в основном, межагрегатные. Встречаются обугленные и слаборазложившиеся остатки растительных тканей. Плазма основной массы горизонта имеет карбонатно-глинистый состав с многочисленными скоплениями и модулями дисперсного карбонатного материала. Содержание скелета в рассматриваемом горизонте заметно больше, чем в поверхностном. Состоит из кварца, линзовидного гипса, призмовидного кальцита, включений породных фрагментов песчаного размера.

В основной массе выявлены мелкие ($d < 1\text{мм}$) железистые обособления полуокатанной формы. Элементарное микростроение горизонта песчано-пылевато-плазменное.

C₂ (90-130 см). Рассматриваемый слой отличается неоднородной светло-серой окарбоначенной почвенной массой с коричнево-бурыми микрозонами. Горизонт хорошо оструктурен, содержит обособленные агрегаты с межчастичной пористостью и глинистыми псевдоморфозами по скелетным зернам минералов (рис.48 в).

Плазма горизонта сильно окарбоначена. По краям некоторых пор отмечены мелкозернистые кристаллы кальцитов. Основная масса обогащена также линзовидным гипсом. Встречаются также редкие псевдоморфозы (окислы железа по гипсовым зернам) и мелкие включения марганца.

Коричневые карбонатные почвы. Коричневые карбонатные почвы Грузии микроморфологически изучались на примере профиля, заложенного в окрестностях озера Лиси на высоте 600 м над уровнем моря под остепненной луговой растительностью (экспозиция северная, 6-10°) – **разр. Л-1** [гор-ты: А'₁-А''₁-АВ-В₁-В₂-С-CD].

Микроморфологическое изучение профиля **разреза Л-1**, показал следующую специфику их микростроения.

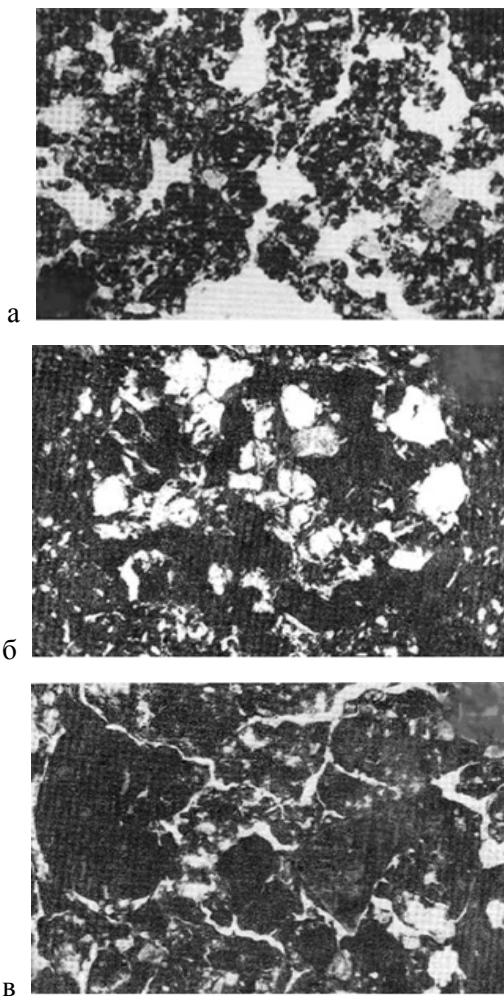


Рис. 48. Микростроение коричневой светлой почвы (раз. 1-3), пс. II (а), пс. + (б).

Рыхлое сложение почвенной массы гор-та А'1 (а); высокая микроагрегированность с обилием карбонатных новообразований гор-та В1 (б); обломки карбонатных пород с глинистыми псевдоморфозами в гор-те С2 (в).

A₁ (0-15 см). Почвенная масса рассматриваемого гумусового горизонта имеет светло-коричневую окраску с губчатым микро-сложением и разнообразной пористостью: межагрегатными, тонкими каналовидными и замкнутыми фигурными порами (рис.49 а). В крупных порах встречаются остатки слаборазложившихся (чаще свежих оптически ориентированных) корневых срезов удлинённой формы. Гумусовая проработка горизонта невысокая. Гумус преимущественно светлой окраски и полупрозрачный. Плазма гумусово-карбонатно-глинистая. Отмечена слабо выраженная вокругскелетная ориентировка глинистой плазмы. Нередко встречаются карбонатные скопления и микрозернистого кальцита. Скелетный материал преимущественно состоит из мелкопесчаных и крупнопылеватых зерен кварца, кальцитов, редких хлоритов. Включены крупные обломки карбонатных пород. Элементарное микростроение плазменно-пылеватопесчаное.

B₁ (55-75 см). Светло-коричневый горизонт с губчатым микро-сложением и межагрегатными порами, а также мелкими ветвистыми трещинами в крупных агрегатах. Гумусовая проработка почвенной массы слабая. Остатков растительных тканей практически не выявляется.

Плазма горизонта, в основном, имеет карбонатно-глинистый состав с крапчатой и тонкой вокругскелетной структурой оптической ориентации. Отмечены небольшие округлые скопления микрозернистого кальцита и множество, рассыпанных в основной массе, зерен мелкокристаллического кальцита. В большом количестве эти скопления сосредоточены и в крупных порах. Наряду с ними скелетный материал включает мелкопесчаные зерна кварца и более крупные фрагменты пород, отмечены мелкие угловатые включения марганца. Элементарное микро-сложение горизонта песчано-плазменное.

CD (107-120 см). Сероватый, неоднородный по составу горизонт с изолированными округлыми и фигурными порами (рис.49 б). Материал сильно окаarbonачен, характеризуется обильной инкрустацией карбонатно-глинистой плазмы. Оглиненность выражена меньше, чем в вышележащем слое. Менее заметна и оптическая ориентировка плазмы, что вероятно вуалируется высокой карбонатностью почвенной массы. По стенкам почти всех пор имеются четко выраженные кальцитовые выцветы.

Микрозернистый кальцит представлен в плазме в виде стяжений. В некоторых порах отмечены мелкозернистые кристаллы кальцита. В состав скелета входят обломки карбонатных пород. В основной массе встречаются мелкие включения марганца обломочной формы и редкие следы гидроксидов железа.

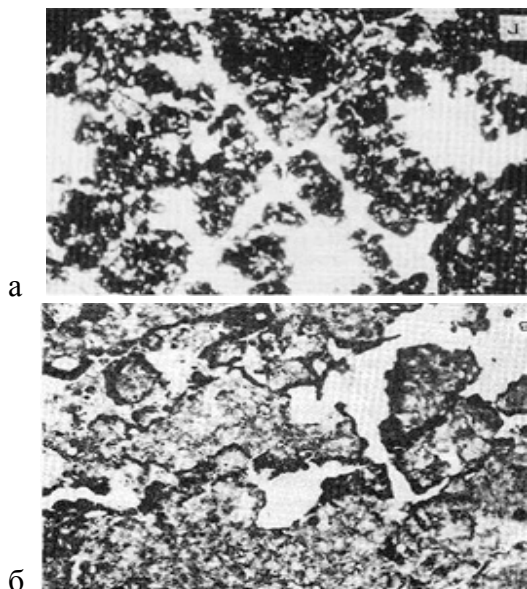


Рис. 49. Микростроение коричневой карбонатной почвы (раз.Л-2), пс. II гор-ты A'_1 (а) и CD (б).

Коричневые выщелоченные почвы. Коричневые выщелоченные почвы микроморфологически изучались на примере профиля, заложенного в окрестностях Цхнети под дубово-грабовым лесом на высоте 1150 м над уровнем моря на песчаниковых продуктах выветривания (экспозиция юго-восточная, $19-21^\circ$) – **разр. Цх-1** [гор-ты: $A_0-A_1-B-BC-C$]. Микроморфологическое изучение данного профиля показал следующую специфику их микростроения.

A_1 (0-7 см). Гумусовый горизонт рассматриваемого профиля имеет однородную коричнево-бурую почвенную массу с относительно компактным микростроением (рис. 50 а). Преобладает внутриагрегатная пористость неправильно-овальной и тонкотрещиноватой формы.

Горизонт характеризуется заметной прокрашенностью почвенной массы темным гумусовым веществом и высоким содержанием полуразложившихся растительных остатков, иногда с сохранившимся клеточным строением. Плазма гумусово-глинистого состава с крапчатой, а также тонкой скелетной и околопоровой структурой ориентации. По стенкам некоторых мелких округлых пор иногда отмечаются тонкие гумусовые пленки.

Скелетность рассматриваемого горизонта невысокая. Преобладают, главным образом, угловатые зерна кварца, полевых шпатов крупнопылеватого размера и единичные включения крупных породных фрагментов. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное.

В (20-35 см). Светло-коричневый горизонт с фрагментарным микросложением почвенной массы, трещиноватой, ветвисто-каналовидной пористостью и изолированными внутричастичными порами. Прогумусированность основной почвенной массы слабая. Встречаются полуразложившиеся, иногда свежие органические остатки в порах.

Глинистая плазма основы характеризуется околопоровой и вокругскелетной формой оптической ориентировки глинистых частиц в виде тонких глинистых пленок на структурных отдельностях. Минеральная ассоциация горизонта не богатая. Скелетный материал состоит в основном из породных фрагментов и редких пылеватых зерен минералов: кальцита, кварца и др. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное.

С (70-110 см). Светлый оструктуренный горизонт карбонатного состава с комковатым микросложением и высокой меж- и внутриагрегатной пористостью (рис.50 б). Преобладают округлые обособленные агрегаты. Плазма основы имеет карбонатно-глинистый состав. Степень оглиненности горизонта заметно более низкая, чем в вышележащем. В основной массе выделяется множество кальцитовых модулей, а поровое пространство характеризуется наличием микрокальцитовых выцветов. В порах встречаются скопления из мелкозернистых кристаллов кальцита. Скелетный материал содержит минеральные зерна песчаного размера (в отличие от вышележащих горизонтов) – кальцита и включений породных фрагментов. Элементарное микростроение – песчано-пылевато-плазменное.

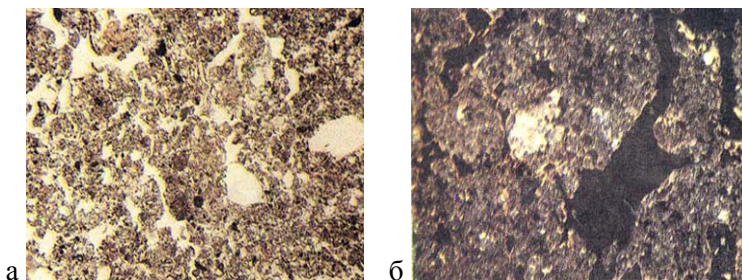


Рис. 50. Микростроение коричневой выщелоченной почвы (раз.Цх-1), пс. II, пс. + Прогумссированная масса с темными растительными остатками, гор. А₁ (а); рыхлый материал с копролитными микроагрегатами, гор. С (б)

Микростроение лугово-коричневых почв Грузии

Лугово-коричневые почвы Грузии микроморфологически изучались нами в шлифах Ахмад Нанаа на примере профиля **разр. Мх-2** [Гор-ты: А_{пах}-А¹"-АВ-В₁-В₂-ВС-CD], что показало следующую специфику микростроения рассматриваемых почв. Лугово-коричневые почвы

Верхние горизонты профиля (А_{пах}, А¹", АВ) лугово-коричневых почв характеризуются серовато-бурой неоднородной окраской, слабой микроагрегированностью, межагрегатной пористостью, повышенным содержанием растительных остатков и микрокристаллического кальцита. В почвенной массе единично встречаются гумусово-железистыми выделения.

Эллювиальные горизонты профиля лугово-коричневых почв (В₁, В₂) имеют буровато-светло-коричневую окраску, плотное строение. Железистые новообразования здесь более крупные и лучше выражены, чем в вышележащих горизонтах. Тонкодисперсное вещество рассматриваемых горизонтов лугово-коричневых почв оптически слабо ориентировано. Микрокристаллический кальцит относительно равномерно распределен в почвенной

массе в виде крупных пятен (рис.51). В горизонтах хорошо прослеживается фрагментарная пористость в виде множества пор-трещин различной формы и размера. Горизонт ВС отличается более интенсивным ожелезнением, чем вышележащие слои. Распределение железистых новообразований в профиле неравномерное, в отличие от кальцита, который распределен относительно равномерно. Глинистое вещество плазмы оптически слабо ориентировано. Много пор разнообразных форм и размерности.



Рис. 51. Пятнистые микрозоны микрокристаллического кальцита лугово-коричневой почвы Грузии, пс. +

Микростроение серо-коричневых почв Грузии

Серо-коричневые почвы Грузии микроморфоморфологически изучались в шлифах А. Нанаа на примере профиля, заложенного в зоне сухих субтропических степей, в окрестностях Красного моста вблизи автомагистрали на выровненном месте под виноградником – **разр. Кр-3** [гор-ты: $A_{\text{пах}}-A''_1-AB-B_{Ca}-B-BC$].

Микроморфологическое изучение профиля **разреза Кр-3**, показал следующую специфику их микростроения.

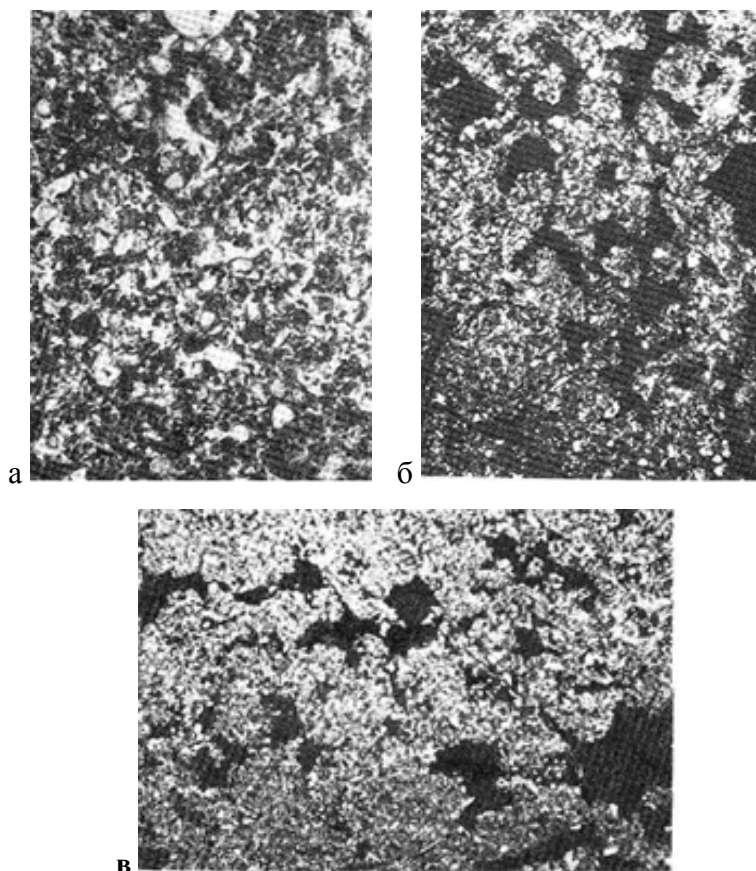
Ап (0-12 см). Пахотный горизонт рассматриваемого профиля имеет коричневатый цвет с губчатым микросложением и межагрегатной, местами трещиноватой пористостью (рис. 52 а). Содержание растительных остатков незначительное. Гумус заметно прокрашивает почвенную массу, хотя основная часть органических остатков не столь накапливается в гумусе, сколько минерализуется. Плазма гумусово-карбонатно-глинистая с ярко выраженной вокругскелетной и крапчатой оптической ориентировкой. В плазме рассеяны мелкокристаллические зерна кальцита. Наряду с кальцитом, скелет содержит немало мелкопесчаного кварца, хлорита, угловатых обломков пород. Выявлены Fe и Mn-Fe обособления и мелкие марганцовистые включения обломочной формы. Элементарное микростроение почвенного горизонта песчано-плазменное.

В_{Ca} (50-70 см). Карбонатный горизонт серо-коричневого цвета с компактным микросложением и изолированными порами овальной и неправильно-изогнутой формы (рис.52 б). Характеризуется повышенной оглиненностью. Плазма карбонатно-глинистого состава с многочисленными модулями и стяжениями микрозернистого кальцита. Глинистая плазма отличается яркой скелетной и крапчатой, местами перекрестно-волоконистой структурой ориентации.

Скелет состоит преимущественно из песчаных зерен кварца, кальцитов, более мелких и редких хлоритов, а также фрагментов карбонатных хлоритизированных пород, кварцитов и т.д. Элементарное микростроение описываемого горизонта – песчано-плазменное.

С (150-200 см). Нижний горизонт описываемой почвы характеризуется преимущественно тонкопылеватой массой сероватой окраски и компактного микросложения с мелкой трещиноватой и щелеватой межагрегатной пористостью (рис.52 в). Рассматриваемый слой заметно менее оглинен, чем вышележащий, и отличается более низкой степенью оптической ориентации карбонатно-глинистой плазмы. Наиболее характерным для описываемого горизонта является практически полное отсутствие в почвенной массе (по крайней мере в шлифе) скелетного грубообломочного материала. Микрозонально выделяются небольшие зоны ожелезнения почвенной массы железистыми растворами.

Элементарное микростроение нижнего горизонта серо-коричневых почв – пылевато-плазменное.



*Рис. 52. Микростроение серо-коричневой почвы
(раз.Кр-3), піс II*

*Слабогумусированный карбонатный материал гор-та Ап (а);
Кальцитовые новообразования в агрегированной карбонатной
массе гор-та ВСа (б); плотное сложение карбонатного
материала гор-та С (в).*

Микростроение лугово-серо-коричневых почв Грузии

Лугово-серо-коричневые почвы Грузии микроморфологически изучались в шлифах А. Нанаа на примере профиля, заложенного в зоне сухих субтропических степей при повышенном грунтовым увлажнении, в окрестностях с. Мирзоевка (Марнеульский р-н) на выровненной территории – **разр. Ма-1** [гор-ты: $A_1-AB_{Ca}-B_{Ca}-BC_{Ca}-C_{Ca}$].

Микроморфологическое изучение профиля **разреза Ма-1**, показал следующую специфику их микростроения.

A_1 (0-20 см). Гумусовый горизонт имеет однородную коричнево-бурую структурную массу с губчатым микростроением и высокой разнообразной пористостью (рис.53 а). Преобладают межагрегатные и фигурные каналовидные, реже замкнутые поры.

Плазма гумусово-глинистого состава со слабо выраженной крапчатой, иногда вокругскелетной ориентировкой. Растительные остатки в небольшом количестве представлены мелкими разлагающимися тканями. Гумус прокрашивает основную массу горизонта. Скелет состоит из крупно-пылеватых зерен кварца, полевых шпатов, кальцитов и обломков кварцитовых пород. В основной массе встречаются мелкие ($d < 0,01$ мм) Mn, реже Fe-Mn зерна угловатой и полуокатанной формы. Элементарное микростроение – пылевато-плазменное.

AB_{Ca} (20-45 см). Светло-коричневая агрегированная почвенная масса, значительно более структурная, чем в предыдущем горизонте. Микростроение рыхлое с мелкими агрегатами неправильной формы. Пористость высокая межчастичная, местами ветвистая. Гумусовая проработка почвы слабая. Наличие растительных остатков незначительное. Плазма заметно преобладает над скелетом. Оптическая ориентировка глинистой плазмы выражена слабо. Скелетных зерен немного. Состоит из крупно-пылеватых минералов кварца, кальцитов и редких песчаных обломков кварцита. В пустотах выявлены скопления мелкокристаллического кальцита. Аналогично с горизонтом A_1 здесь встречаются мелкие Mn-включения и Fe-обособления. Для горизонта характерно пылевато-плазменное элементарное микростроение.

В_{Ca} (65-105 см). Коричневая менее оструктуренная, чем выше-лежащие горизонты, почвенная масса с каналовидными и замкнутыми порами-камерами. Плазменный материал горизонта пропитан карбонатным веществом. Микроструктурно проявляются кальцитовые модули. Скелет состоит, в основном, из крупнопылеватых и мелкопесчаных зерен кварца, полевых шпатов, кальцитов и породных фрагментов. Нередко вдоль пустот выявляются удлиненные скопления игольчатого и кристаллического кальцита. В основной массе встречаются мелкие включения Mn и Fe-обособления овальной формы. Элементарное микростроение описываемого слоя, как и всего вышележащего профиля, пылевато-плазменное.

С_{Ca} (130-180 см). Однородная сероватая масса карбонатного состава со сложным микросложением (рис.53 б). Характеризуется разнообразной пористостью: ветвисто-каналовидной, неправильной, округло-изолированной, а также порами-камерами и т.д. Плазма основы отличается карбонатно-глинистым составом с многочисленными скоплениями дисперсного микроструктурного кальцита по стенкам пор. Глинистая плазма имеет слабую степень оптической ориентации, что обусловлено сильной окисленностью материала, в результате чего маскируется глинистая ориентация. Минеральный скелет описываемого горизонта обогащен мелкозернистым кальцитом в основной массе и более редкими зернами кварца мелкопесчаного и крупнопылеватого размеров. В почвенной массе встречаются округлые мелкие Fe-сегрегации. Элементарное микростроение горизонта песчано-пылевато-плазменное.

По данным микроморфологических исследований лугово-серо-коричневые почвы Грузии характеризуются однородной коричнево-бурой структурной массой с губчатым микросложением в гумусовом горизонте; горизонт АВ более оструктурен, микросложение рыхлое с мелкими агрегатами неправильной формы, слабой оптической ориентировкой глинистой плазмы. В иллювиальном горизонте плазма пропитана карбонатным веществом, элементарное микростроение пылевато-плазменное. Горизонт переходит к породе, отличается пористостью, слабой оптической ориентацией глинистой плазмы.

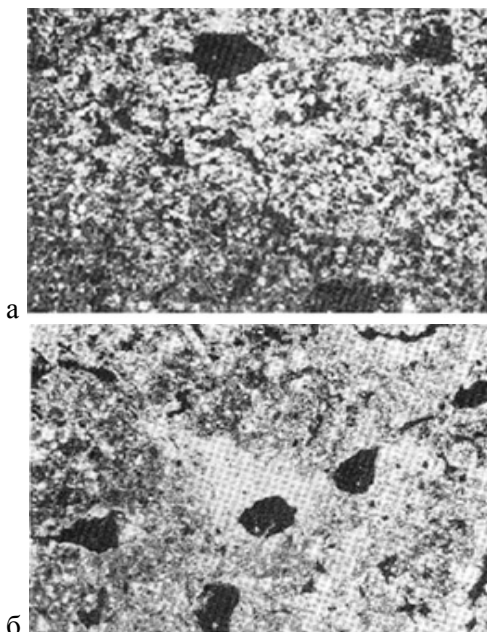


Рис. 53. Микростроение лугово-серо-коричневых почв Грузии (раз. Ма-1), пс. + Слабогумусный карбонатный материал гор-та А₁ (а); плотное сложение карбонатного материала с выцветами по порам, гор-т С (б);

Микростроение засоленных почв

Изучение микростроения засоленных почв связано с некоторыми техническими трудностями, начиная с метода изготовления почвенных шлифов, в которых сохранились бы кристаллооптические свойства легкорастворимых солей и их минералогический состав в том виде, в каком они присутствовали в профиле в момент отбора образца. А информация по микроморфологическому строению этих почв крайне бедная. В результате, засоленные почвы, занимающие в целом небольшие территории Грузии, микроморфологически изучены лишь в отдельных поч-

венных шлифах (а не профилях), изъятых из отдельных частей территории распространения солончаков и солонцов.

Главным объектом микроморфологического анализа солончаков являются легкорастворимые соли и в меньшей мере особенности сложения основной массы (рис.54). В гидроморфных солончаках поверхность полностью покрыта выцветами солей, образующих мокрые, пухлые или корковые горизонты. Участие в них мелкозема незначительно. Они имеют более сложное и разнообразное микростроение, в них более отчетливы педогенные черты, тогда как автоморфные солончаки сильно литогенны.

В гидроморфных солончаках установлено присутствие таких легкорастворимых солей как галит, тенардит, глауберит. Соли рассеяны в неагрегированной массе, образуя микроагрегаты, новообразования или микрозоны обогащения. Галит преимущественно сосредоточен в верхней части профиля и приурочен к крупным порам. Тенардит встречается на поверхности галитовой корки в виде скоплений мелких удлинённых кристаллов (игольчатые, игольчато-ромбовидные), они образуют агрегаты, покрытые глинистыми пленками. Выделение глауберита в виде крупных зерен отмечено в горизонте с максимальным сульфатным засолением. Гипс в верхних горизонтах солончаков встречается в виде одиночных кристаллов (преимущественно ромбических), рассеянных в основной массе. В нижних горизонтах он чаще приурочен к порам, образуя полные заполнения пор гипсовыми кристаллами разного размера.

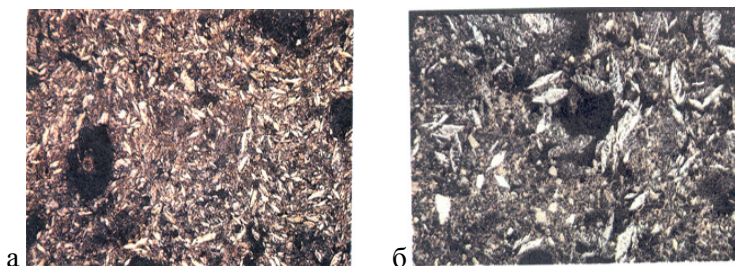


Рис. 54*. Характер микростроения гор-та A_2 (а); признаки засоления гор-та В (б) в солончаковых почвах, пс. +

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», 1992.

Карбонаты присутствуют в верхних горизонтах гидроморфных солончаков в составе глинисто-карбонатной плазмы, и лишь на больших глубинах идет их стяжение в микроконкреции. Плазменный материал представлен карбонатно-глинистой и глинистой плазмой с включением большого количества мельчайших кристаллов гипса. Плазма практически вся микроагрегирована. С увеличением карбонатности нижних горизонтов размерность микроагрегатов возрастает, упаковка их становится плотнее, снижается порозность. Глинисто-солевые микроагрегаты имеют сложное строение: глина в их составе скоагулирована в мелкие отдельности. Соли образуют кристаллы, формы которых определяют размеры и форму микроструктурных отдельностей.

Изменение форм и размеров солевых образований в солончаках оказывает механическое воздействие на плазму. Происходит отсекание отдельных микроучастков плазмы растущими кристаллами, и форма поверхностей микроагрегатов определяется контурами кристаллов.

На поверхности зерен скелета отмечается образование тонких пленок ориентированной глины, что происходит на фоне микроагрегированной карбонатно-глинистой или глинисто-солевой плазмы. Тонкие пленки глины без признаков оптической ориентации покрывают зерна скелета и кристаллы солей в горизонтах гидроморфных солончаков.

В гидроморфных солончаках микроагрегаты полностью состоят из солей. С разнообразием солевых агрегатов в основном связан и характер пустот. Солевые микроагрегаты определяют рыхлую или ажурную упаковку материала сильнозасоленных горизонтов. В горизонтах с микроагрегатами, состоящих из карбонатно-глинистой плазмы, содержание пустот резко сокращается, основная масса обнаруживает более компактное сложение.

Органическое вещество в профилях гидроморфных солончаков представлено реликтовыми формами темного гумуса, унаследованными от луговых стадий развития этих почв. Встречающиеся единично растительные остатки сильно минерализованы, обесцвечены, часто заполнены солями.

Оглеение в профиле гидроморфных солончаков диагностируется по резкому снижению в отдельных микроучастках степени микроагрегации материала, его осветлению, появлению микрозон ожелезнения, микропятен, стяжений, диффузионных колец и нодулей бурых полуторных окислов железа.

В верхних засоленных горизонтах луговых сульфатных солончаков отмечены признаки переагрегации материала исходной луговой почвы. Наряду со сложными микроагрегатами, состоящими из гумусово-глинистой плазмы, появляются простые микроагрегаты темного цвета, "сгусткового" строения. Наряду с ними присутствуют микроагрегаты того же состава неправильной формы, которая изменяется по профилю. В карбонатных горизонтах микроагрегация материала идет по типу ооидов. Выделения кристаллов гипса приурочены к пустотам и порам средних и нижних частей профиля, где доминируют крупные кристаллы.

Микростроение автоморфных солончаков в значительной степени наследует организацию материала почвообразующей породы. В типичном автоморфном солончаке дифференциация профиля по микростроению выражена слабо. Значительно слабее выражены процессы формирования коагуляционных микроструктурных отдельностей – ооидов. Основная масса микроагрегатов состоит из карбонатно-глинистой плазмы и сформирована воздействием легкорастворимых солей. Солевые новообразования приурочены к трещинам и порам.

В верхних горизонтах солончаков идет активная переагрегация материала с образованием ооидов из карбонатно-глинистой плазмы. Микроагрегация глубоких засоленных частей профиля осуществляется под действием формирующихся здесь кристаллов и агрегатов легкорастворимых солей. По сравнению с гидроморфными солончаками в профилях автоморфных солончаков шире представлены новообразования гипса, карбонатов, легкорастворимых солей, в особенности их внутриверховые и околоверховые выделения.

Микроморфологические показатели солонцов показывают определенную их специфику. Стадия развития солонцового процесса микроморфологически фиксируется в проявлении признаков процессов, определяемых элювиально-иллювиальной дифферен-

циацией. В надсолонцовых горизонтах автоморфных солонцов сохраняются общие черты микростроения почв. Сохраняется организация микроагрегатов, порового пространства, характер трансформации органических остатков. Снижается закрепленность органического вещества и глины, связанное с процессом осолонцевания (увеличения Na). Подвижность глины диагностируется по появлению чешуйчатых и волокнистых форм ориентированной глины и тонких пленок на поверхности скелетных зерен и микроагрегатов. Наряду с увеличением подвижности глины в отдельных микроразонах отмечается появление дисперсных форм гумуса и признаков его перемещения. Наиболее четко выражены признаки элювиирования глины и органического вещества в надсолонцовом и осолоделом горизонтах. В трансформации органических остатков снижается роль процессов гумификации и возрастает минерализация. Значительная их часть представлена бурыми ожелезненными или углефицированными формами. Возрастающая подвижность оксидов в ведет к их перераспределению и образованию микроразонов из обезжелезненной плазмы и различных форм сегрегации железа.

Микростроение солонцового горизонта характеризуется резким снижением степени микроагрегации материала, увеличением плотности сложения. Отмечены отдельные растрескивания различной формы и размера. В отдельных микроразонах наблюдаются признаки перемещения дисперсного гумуса и накопление натечных форм. Глинистое вещество плазмы в солонцовых горизонтах также носит признаки передвижения в виде оптически ориентированных струйчатых и чешуйчатых форм. Натёки отмечаются в порах и трещинах. Нередки слоистые гумусового-глинистые типы натёков. Отмечаются микроразоны хлопьевидных выделений железа. В строении материала наиболее характерна микроразонность. В подсолонцовом горизонте значительно снижается выраженность процессов иллювиирования. Натёки простого строения приурочены к пустотам и содержат значительно меньше гумуса. Уменьшается степень оптической ориентации глины, особенно в участках с карбонатно-глинистой плазмой. Возрастает микроагрегированность материала. Сульфатное засоление определяет содержание гипса в трещинах, порах, основной массе подсолонцовых горизонтов.

Гипс представлен чаще крупными ромбовидными кристаллами. Глубже встречаются его скопления, состоящие из разноразмерных кристаллов. Плазма содержит равномерно распределенный микрокристаллический кальцит. Микрозональность строения определяется неравномерным распределением солей, оксидов железа, на отдельных участках – дисперсных форм гумуса. Натечные формы ориентированной глины имеют светлую окраску и преимущественно приурочены к порам. Среди почвенных пустот доминируют трещины, межагрегатные поры. Единично встречаются биогенные поры, вблизи которых образуются зоны концентрации солей карбонатов.

Общим для почв сухих субтропиков Грузии является изотропность плазмы из-за пропитанности дисперсным гумусом, высокая агрегированность почвенной массы, карбонатность профиля, тесная связь гумусового вещества с глиной.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ГОРНО-ЛЕСНЫХ И ГОРНО-ЛУГОВЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ

Микростроение бурых лесных почв Грузии

Бурые лесные почвы Грузии, шлифы которых любезно предоставлены проф. Т.Ф.Урушадзе, микроморфологически изучались на примере трех подтипов: типичных с недифференцированным профилем, псевдоподзоленных с четкой дифференциацией профиля, и лессивированных со слабой дифференциацией профиля по илу и особенно по несиликатным формам железа.

Типичные бурые лесные почвы с недифференцированным профилем в верхних горизонтах имеют темную, черновато-бурую или черновато-коричневую окраску и высокую степень микроагрегированности. Темный цвет связан не только с наличием мелких неразложившихся растительных остатков, но и с характером гумуса, обладающего высокой степенью конденсации.

С глубиной окраска горизонтов становится бурой. Тонкодисперсное вещество из горизонтов B_1 , B_2 и BC слабо агрегировано. Межагрегатная порозность выражена, главным образом, каналовидными трещинами. Глинистое вещество в средней части профиля имеет высокую степень двупреломления и чешуйчатую и волокнисто-чешуйчатую структуру ориентации. В горизонтах B_1 и B_2 появляются глинистые натеки, приуроченные к порам и трещинам (рис.55). В проходящем свете натеки имеют нередко красноватый оттенок, что указывает на железистый состав тонкодисперсной массы.

В шлифах из нижней части горизонта A_1 и верхней части горизонта B_1 наблюдаются участки с красноватой окраской, что связано с наличием рудных минералов, образующих при выветривании красные точечные скопления гидроокислов железа. По всему профилю почв отмечается общее пропитывание тонкодисперсной массы дисперсными формами гидроксидов железа, наиболее ярко это выражено в горизонтах B_1 и B_2 .

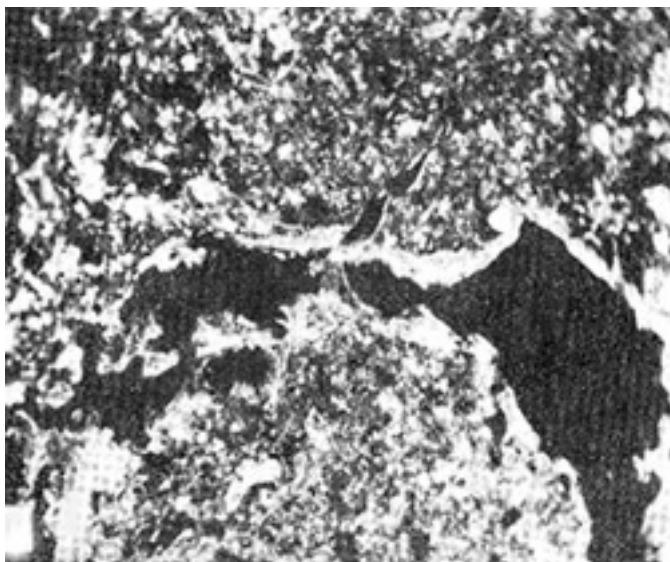


Рис. 55. Микростроение гор-та B_1 типичной бурой лесной почвы Грузии, пс. +

В небольшом количестве встречаются желтовато-бурые рыхлые скопления гидроокислов железа неопределенной формы, а также железистые пленки вокруг обломков пород. Кроме того, в верхней части профилей иногда отмечаются темно-бурые округлые плотные железистые конкреции.

Типичные бурые почвы микроморфологически описывались на примере **разреза 7**, характеризующегося следующим строением вертикального профиля: гор-ты A_1 - B_1 - B_2 - B_3 - BC .

A_1 , 3-10 см. Цвет почвы в шлифе буровато-серый, микростроение рыхлое, агрегатное; микроагрегаты размером 1,2-1,3 мм имеют неопределенную форму, иногда с острыми краями; много пор различной формы и происхождения. Основная масса представлена крупными порами (0,5-0,6 мм). Межагрегатные поры имеют трещиновидную форму; внутри почвенных агрегатов встречаются круглые ($d=0,2$ -0,25 мм) поры с уплотненными стенками. Основная масса органического вещества тонкодисперсная и придает плазме буроватую окраску. Много растительных остатков, находящихся в различной стадии разложения. Глинистое

вещество замаскировано гумусом. Скелет представлен минералами, имеющими размер до 0,10 мм, и равномерно распределен в плазме. Имеются и более крупные (до 0,25 мм) угловатые зерна кварца. Встречаются темно-бурые округлые, плотные железистые конкреции.

V₁, 10-25 см. Горизонт характеризуется грязновато-бурой окраской с коричневатым оттенком, равномерно окрашенный. Микроагрегированность средняя, агрегаты первого порядка. Почва в шлифе разбита относительно широкими (0,3-0,4 мм) трещинками на отдельные компактные микроотдельности, в которых встречаются узкие изогнутые трещины (0,05-0,08 мм). Есть углистые частицы и изредка отмечаются хорошо разложившиеся растительные остатки. Во всем шлифе отмечено большое количество выветрелых минералов и обломков пород. Глинистое вещество закреплено и обнаруживает очень слабую тенденцию к переориентации. Выделяются чешуйчатая и волокнистая формы оптической ориентации глины. Натечная глина встречается в небольшом количестве по порам и трещинам. Окраска глинистого вещества в натечках буровато-желтая, однородная, без включений. Общее прокрашивание плазменного материала железом интенсивное, стяжения единичны, компактные, размеры которых равны 0,09-0,15 мм.

V₂, 25-48 см. Цвет горизонта бурый. Микроагрегированность средняя. Почвенная масса разделена трещинами ($d=0,3-0,4$ мм) на фрагментарные отдельности. Единично встречаются углистые тельца и растительные остатки, много выветрелых зерен первичных минералов. Степень оптической ориентации глинистого вещества наиболее сильное. Встречаются волокнистые, чешуйчатые и слоисто-натечные формы, хорошо выраженные по порам и трещинам. Плазма интенсивно ожелезнена, хорошо различимы выделения железа по обломкам пород.

V₃, 48-69 см. По основным чертам микостроения горизонт аналогичен предыдущему. В окрашивании почвенной массы значительное участие принимают тонкодисперсные соединения железа, что заметно по красно-бурому оттенку почвенной массы. Натечки оптически ориентированной глины содержат темные тонкодисперсные включения, по всей вероятности, скопления мелких гумусовых сгустков.

BC, 69-80 см. В отличие от предыдущего горизонта, единично встречаются округлые (до 0,4 мм) и продолговатые (до 0,65 мм) поры. Глинистых натеков меньше. Много углистых частиц. Основная масса ориентирована слабо.

Псевдооподзоленные бурые лесные почвы с дифференцированным профилем характеризуются иным соотношением тонкодисперсной части и зерен скелета. Ясно прослеживается относительное увеличение доли обломочного материала и неравномерное распределение скелета и тонкодисперсной части почвы в осветленных горизонтах. Неоднородность микростроения является характерным диагностическим признаком этих почв, что проявляется не только в дифференцированности профиля, но и неоднородности окраски и микростроения горизонтов, что заметно и при полевых описаниях профилей. Большое внимание этому признаку при изучении сходных почв придавали Кубиена (Kubiëna, 1956), Мюкенгаузен (Mückenhausen, 1962) и Рац (Racz, 1964).

Агрегированность верхних горизонтов в псевдооподзоленных подтипах бурых почв выражена сравнительно хорошо. Агрегаты первого порядка различимы во всех горизонтах, а в гумусовых иногда появляются и агрегаты второго порядка. Иллювиальные горизонты микроморфологически не выделяются так резко, как это прослеживается на макроуровне. Они отличаются в основном степенью ориентации и формами оптически ориентированной глины. Микростроение более компактное, агрегированность слабая, много каналовидных пор (рис.56). Как и у лежащих выше горизонтов, им присуща некоторая неоднородность в окраске и сложении. Глинистые натеки прослеживаются во всем профиле, начиная с гумусового, где размеры их невелики, но выраженность достаточно четкая. Этот микроморфологический признак является одним из основных в почвах, где выражены процессы псевдооподзодивания (Kubiëna, 1970; Целищева, 1968). Глинистые натеки сочетаются с чешуйчатым типом строения глинистого вещества основной почвенной массы. Иногда чешуйчатость слабо заметна из-за маскировки гумусовым веществом. В средней части профиля размеры натеков увеличиваются. Слоистость в натеках выражена хорошо; часть натеков в

отраженном свете имеет сероватый цвет, другая часть – яркий буровато-желтый. Нижняя часть профилей характеризуется чешуйчато-волокнистой структурой.

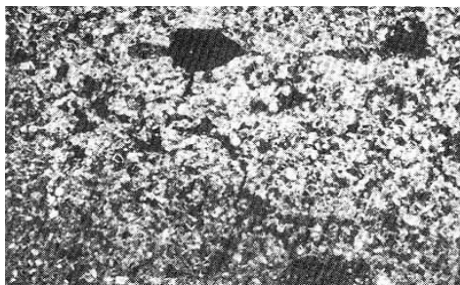


Рис. 56. Микростроение горизонта В псевдоподзоленной бурой лесной почвы Грузии, пс. II

Почвенная масса по всему профилю пропитана гидроокислами железа, количество которого с глубиной увеличивается. Уже с поверхности (гор-т A_1) встречаются мелкие плотные и рыхлые железистые конкреции. В шлифах горизонта A_2B , который располагается на контакте с более тяжелым по механическому составу горизонтом В, заметна неравномерная окраска плазмы, что, очевидно, обусловлено неравномерным распределением гидроокислов железа в приконтактной части этого горизонта в связи с его оглеением. В этом же горизонте отмечается большое количество железистых конкреций разной формы и строения: округлые, плотные, концентрические с четко оформленными краями, и рыхлые скопления гидроксидов железа неопределенной формы. Кроме отмеченных форм новообразований отмечаются выделения ржавого цвета, наиболее обильно представленные в гумусовом горизонте. В нижних слоях изредка встречаются концентрические (диаметром около 0,07 мм) железистые конкреции, а в скорлуповатых глинистых натеках – ржавые полосы гидроокислов железа, иногда образующие инкрустации по внешним краям глинистых натеков. Прокраска тонкодисперсной массы железистым веществом, как правило, неравномерна. Выделения оксидов железа отмечаются также по обломкам пород и в виде скоплений вокруг них.

Псевдоподзоленные бурые лесные почвы, выделяющиеся горизонтом А₂В и перераспределением несиликатных форм железа, микроморфологически описывались на примере **разреза 4**, характеризующегося следующим строением вертикального профиля: гор-ты А₁- А₂В-В-ВС-С.

А₁, 2-10 см. Светло-бурый равномерно окрашенный агрегированный горизонт с микроагрегатами первого порядка, иногда второго. Порозность проявляется в виде единичных крупных и мелких (0,04 мм) трещин. Поры внутриагрегатные, в основном овальные (0,1-0,2 мм). Внутри пор встречаются экскременты, единично мелкие растительные остатки, срезы корней, углистые тельца. Тонкодисперсный гумус равномерно пропитывает всю почвенную массу горизонта. В составе скелета преобладают мелкие угловатые зерна кварца и полевых шпатов (около 0,05-0,1 мм). Глинистое вещество имеет слабо выраженную чешуйчатую структуру ориентации. Весьма редко по порам заметны натёки оптически ориентированной глины. Ожелезнение почвенной массы слабое, из новообразований встречаются микроортштейны стяжения и диффузные кольца диаметром 0,2-0,3 мм размера.

А₂В, 10-32 см. Серо-бурый, неравномерно окрашенный горизонт: отдельные участки заметно обогащены железом и глиной. Агрегированность такая же, как и в горизонте А₁. Прокраска гумусом слабее, пор меньше, но размеры их несколько больше (0,2-0,3 мм). Количество растительных остатков снижается, встречаются единичные крупные срезы корней (0,07-0,09 мм). Встречаются углистые частицы. Глинистое вещество местами имеет слабо выраженную спутанно-волоконистую структуру ориентации. У некоторых минеральных зерен отмечаются глинистые оболочки. Основная масса пор заполнена натёками сильно ожелезненной оптически ориентированной глины. Общее ожелезнение горизонта очень высокое, местами с образованием локальных ржавых пятен. Много новообразований железа представлено в виде разводов, плотных стяжений (0,02 мм), микроортштейнов с четкими краями. Заметны выделения железа и по обломкам пород.

В, 32-67 см. Бурый, однородный горизонт компактного сложения. Много трещин различных размеров. Внутриагрегатные поры (0,4 мм) имеют овальные формы. Изредка встречаются углистые тельца. Глинистое вещество выражено хорошо, хотя его микростроение несколько маскируется окислами железа. Встречаются следующие формы оптической ориентации глины: слито-чешуйчатая, спутанно-волоконистая, натечная и пленочная. Натёки в виде скорлупок по порам, с инкрустацией их железом. Ожелезненность весьма высокая. Среди новообразований железа преобладают крупные рыхлые стяжения (до 0,3 мм) и концентрические микроконкреции (0,18-0,20 мм). По обломкам пород прослеживается выделение железа.

ВС, 67-100 см. По микроморфологическим признакам горизонт близок к предыдущему, но глинистого вещества здесь несколько больше. Глина имеет хорошо выраженную ориентацию частиц. Большая часть пор заполнена натёками оптически ориентированной глины, сильно ожелезненной. Минеральные зерна и обломки пород имеют глинистые оболочки. Основными формами микростроения глинистого вещества являются: волоконистая, натечная в виде оболочек по минеральным зернам. Ожелезнение высокое; много стяжений и выделений железа по минералам и обломкам пород.

С, 100-120 см. По микроморфологическим признакам описываемый горизонт близок к предыдущему, однако, ориентация глинистой массы выражена слабее и новообразований железа меньше.

Лессивированные бурые лесные почвы, при мало выраженной неоднородности, характеризуются ярко проявляющейся дифференциацией профиля по количеству глинистого вещества и формам его оптической ориентации. Верхним горизонтам присуща чешуйчатая структура ориентации, в нижних же увеличивается количество натечных форм пылеватого-глинистого материала. Наблюдается также образование стяжений и конкреций, сформированных из гидроксидов железа, возникновение которых следует связывать с кратковременными восстановительными процессами.

Микроморфология желто-бурых почв Грузии

Микроморфологическому изучению подверглись также желто-бурые почвы, представленные в Западной Грузии как переходный тип между желтоземами и бурыми лесными почвами, шлифы которых любезно предоставлены Т.Ф. Урушадзе. Желто-бурые почвы микроморфологически изучались на примере профиля **разр. 3** [гор-ты: А-АВ-В-С].

Желто-бурые почвы, по данным микроморфологического анализа, отличаются заметной микроагрегированностью гумусового горизонта. Наблюдается интенсивная окраска гумусового горизонта и наличие большого количества растительных остатков, находящихся в разной стадии разложения (от совершенно свежих тканей до полностью гумуфицированной массы). Присутствуют также грибковые гифы, которые обматывают снаружи растительные ткани. Изобилие органического вещества проявляется в высокой агрегированности гумусового горизонта.

В тонкодисперсной массе всего профиля отмечается высокое содержание гидроксидов железа и повышенное содержание пятнистых железистых выделений, а при интенсивной пропитанности плазменного материала железистым веществом – рыхлые и плотные конкреции. Выделения гидроксидов железа наблюдаются также и на поверхностях породных фрагментов.

Оптическая ориентация глинистого вещества слабо заметна из-за маскирования гумусовым и железистым веществом. В верхней части профиля, основную закономерность сложения глинистого вещества представляет сочетание чешуйчатых форм и сильно поляризованных в нижней части натеков. В почве, из-за высокого содержания обломков породных фрагментов, морфологически профиль становится неоднородным. Наряду с последующим увеличением железистых новообразований, оптическая ориентация глинистого вещества резко снижается. Такая низкая способность передвижения глины объясняется коагулированным воздействием железа на глинистое вещество.

Микростроение дерново-карбонатных почв Грузии

Почвенные шлифы дерново-карбонатных почв Грузии для микроморфологического описания любезно предоставлены Т.К. Чхеидзе. Микроморфологическому изучению подвергались желтоземно-дерново-карбонатные, буроземно-дерново-карбонатные, горно-лугово-дерново-карбонатные почвы.

Желтоземно-дерново-карбонатные почвы. Приводятся краткие микроморфологические описания желтоземно-дерново-карбонатных почв, распространенных в предгорьях и среднегорьях северо-запада Колхиды, в северном среднегорье Аджаро-Триалетского хребта, в предгорьях горной Абхазии, в поясе высот 400-500 м над ур. м. на примере четырех профилей недифференцированных почв: **разр. 238** правобережье р. Риони, Рача [гор-ты A-D]; **разр. 252** Кутаисский р-н, сев. предгорье Имерети, с. Нагареби [гор-ты A^I-A^{II}-D]; **разр. 7** Эшера, 30 м над ур. м., правобережье р. Гумиста, низкогорье Абхазского хребта, сев. часть Колхидской низменности [гор-ты A^I-A^{II}-D]; **разр. 5** Новый Афон, 50 м над ур. м. [гор-ты A^I-A^{II}-D].

Основные данные микроморфологического строения почв на карбонатных породах Западной Грузии сводятся к следующему. Весь профиль окарбоначен, ввиду чего карбонаты затушевывают оптически ориентированную глину. Верхний горизонт пропитан микрокристаллическим кальцитом. Среди общей окарбоначенности встречаются отдельные выделения микрокристаллического кальцита в единичной форме или как серии. Обычно они разъединены. Создается впечатление, что они периодически выщелачиваются. Возможно периодически окарбоначиваются вследствие подтягивания карбонатов из нижних слоев в засушливый период.

Верхняя часть деятельного слоя почвообразования (A₁^I) имеет ряд микроморфологических признаков общих с нижней частью (A₁^{II}). Окраска чаще всего черная. С увеличением мощности (30-40 см), нижняя часть профиля приобретает буровато-рыжий цвет, что, вероятно, связано с почвенными растворами, содержащими значительное количество органических кислот и полу-

торных окислов. По видимому, влияние почвенных растворов проявляется прежде всего в диспергации глинистой массы. Несмотря на то, что микрокристаллический кальцит вуалирует структуру глинистых веществ, можно разобрать натеки ориентированной глины, за счет поступления материала коллоидных растворов и суспензий. Эта часть профиля представлена меньшими порами и трещинами (рис.57).

Грубые формы органического вещества в виде полуразложившихся тканей или заметных выделений в нижней части профиля почти отсутствует. Гумус тонкодисперсный, связан с полуторными окислами и равномерно пропитывает глинистую массу.

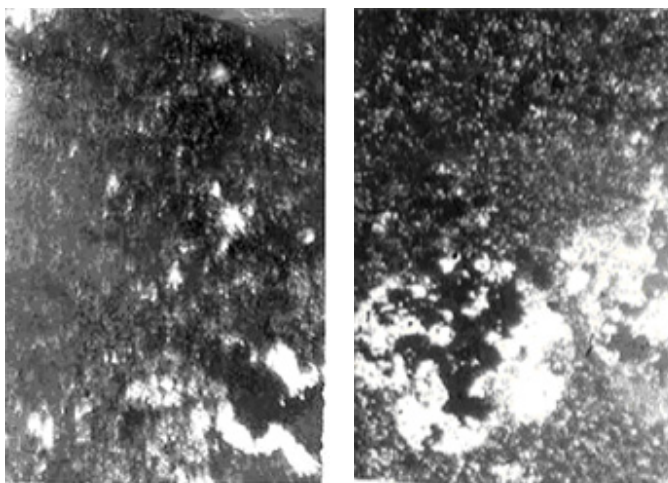
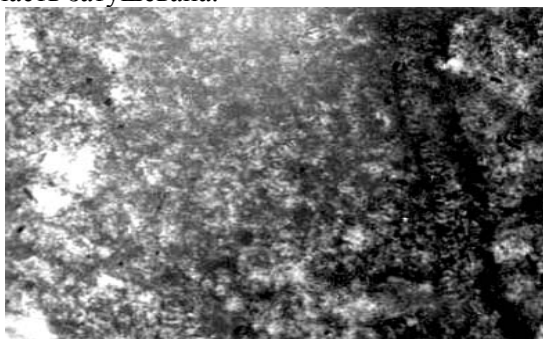


Рис. 57. Характер микростроения желтоземно-дерново-карбонатных почв Грузии

Буроземно-дерново-карбонатные почвы. Буроземно-дерново-карбонатные почвы микроморфологически изучались на примере профилей, сформированных на коренных (непереотложенных) карбонатных породах в горно-лесной зоне умеренно-теплого пояса, нижняя граница распространения которых в Западной Грузии связана с ареалами распространения желтоземно-дерново-карбонатных почв на высоте 400-500 м над ур.м., верхняя граница поднимается до 1800-2000 м над ур. м., где начинаются горно-луговые почвы.

Микроморфологически описывались два профиля буроземно-дерново-карбонатных почв: **разр. 235** – Северный склон Рачинского хребта, левобережье р.Крихули, 1000 м над ур.м., Амбролаурский р-н, с.Крихи, широколиственный лес без подстилки на обломочном известняковом материале [гор-ты: A_1^I -A/B-C-C/D]; **разр. 237** – Бугеули, левобережье р.Риони, 560 м над ур.м., межгорная равнина, широколиственный лес с подстилкой, материнская порода – мергель [гор-ты A-A^{II}-A^{II}/B].

Микроморфологические исследования буроземно-дерново-карбонатных почв показали глинистый профиль плотного сложения, агрегатного микросложения с хорошо выраженной порозностью (рис.58, 59). Весь профиль окарбоначен, оптически ориентированная часть затушевана.



разр. 237

Рис. 58. Характер микростроения буроземно-дерново-карбонатных почв Грузии



разр. 235

Рис. 59. Характер микростроения буроземно-дерново-карбонатных почв Грузии

Горно-лугово-дерново-карбонатные почвы. Горно-лугово-дерново-карбонатные почвы микроморфологически изучались на примере профилей, представленных в альпийском поясе, занимающие высокогорные полосы Грузии (на высоте 2000-2500 м над ур. моря, начиная с Абхазии, проходя через высокогорные р-ны Сванетии, направляются к Главному Кавказскому хребту, проходя через Шовский р-н, Самачабло, Крестовый перевал, Барисахо-Пасанаурский р-н, переходя в северный край Картли-Кахети)*.

Микроморфологически описывались три профиля горно-лугово-дерново-карбонатных почв: **разр. 234** Главный Кавказский хребет Западной Грузии, пастбище с альпийской растительностью, материнская порода – мраморовидный плотный известняк, Рача, 2500 м над ур.м. [гор-ты $A_1^1-A^II/C-D$]; **разр. 257** Крестовый перевал, Кавказский хребет, 2460 м над ур.м., травянистая растительность, в низменных местах – болото, материнская порода - мергель [гор-ты $A_1^1-A^I/C-C/D$]; **разр. 259** Главный Кавказский хребет, с.Рока, 2400 м над ур.м., альпийские пастбища, Джавский р-н, Самачабло [гор-ты $A_1^1-A^I/C-C/D$].

Микростроение горно-лугово-дерново-карбонатных почв характеризуется слабой агрегированностью всего почвенного профиля, агрегаты в основном простые, плотные, круглые (рис. 60). Поверхность многих минералов окрашен в буроватый цвет, по краям заметны глинистые пленки.

Таким образом, буроземно-дерново-карбонатные почвы, по сравнению с желтоземно-дерново-карбонатными, характеризуются тяжелым механическим составом, оглинением средней или нижней части профиля. Под влиянием нисходящих токов влаги идет слабая иллиммеризация, т.е. дифференциация профиля по илу; одновременно с иллиммеризацией протекает внутрпочвенное выветривание в результате чего полутороокислы (Fe_2O_3 и

* Горно-лугово-дерново-карбонатные почвы ни в одной классификационной схеме не выделены в отдельный генетический тип или подтип. Их считают горно-луговыми или черноземовидными. Однако, Т.К. Чхеидзе (1989), детально исследовав данные почвы, выделяет их в отдельный генетический тип. Как интразональные почвы они распространены во всех почвенных зонах, и под влиянием материнской породы, сохраняют характерные для зоны свойства.

Al₂O₃) накапливаются в нижней части гумусового горизонта; в ходе современного развития буроземно-дерново-карбонатные почвы постепенно приближаются к буроземам.

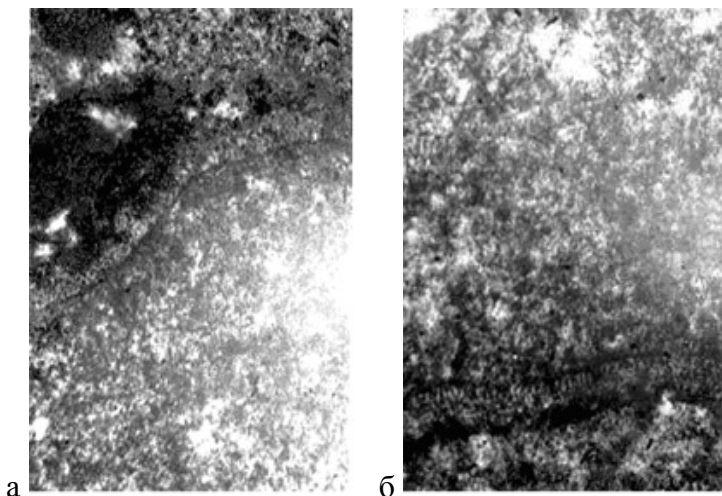


Рис. 60. Характер микростроения горно-лугово-дерново-карбонатных почв Грузии, разр. 234 (а – гор. 0-10 см; б – гор. 20-30 см)

Микростроение горных черноземов Грузии

Почвенные шлифы т.н. горных черноземов, распространенных в Южной Грузии, для микроморфологического описания любезно предоставлены Ц.И. Пипиа. Изучалось микростроение горных черноземов на примере профиля (**разр. 63**), представленного на Джавахетском нагорье.

Разр. 63. 0-13 см. Окраска почвенной массы гумусового горизонта описываемых почв черновато-бурая с губчатым микросложением. Агрегаты простые и сложные (II и III порядка) гумусово-глинистого состава, величиной до 2 мм.

Пустоты представлены в основном порами различных конфигураций: неправильные, изометричные, каналовидные, ветвящиеся. В минеральном скелете обнаруживаются обломки карбонатных пород, кварц и обломки андезито-базальтовых пород.

Плазма гумусово-глинистая в виде темноокрашенных участков. Имеются плотные темные скопления по разлагающимся растительным остаткам. Более светлоокрашенный (буроватый) дисперсный гумус местами тесно связан с глиной. Распределение его неравномерное. Встречаются растительные остатки с сохранившимся клеточным строением. Много микроагрегатов и экскрементов. Отмечается слабая чешуйчатая ориентировка глинистого материала.

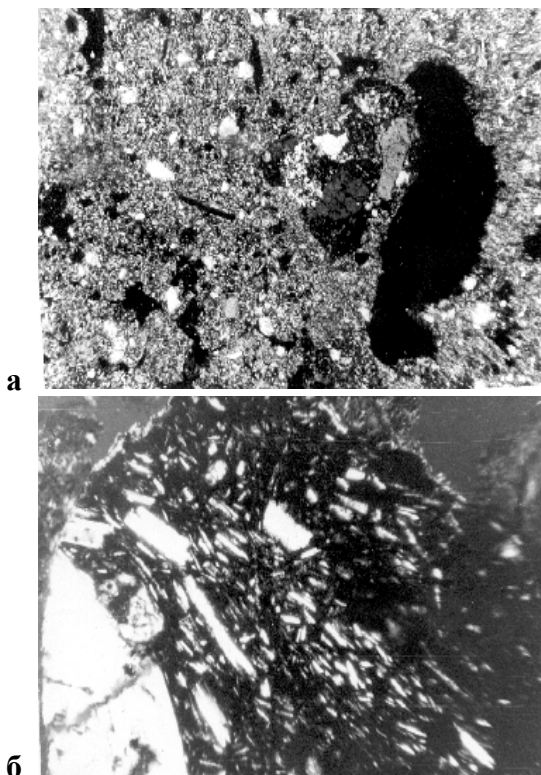
44-60 см. Окраска горизонта светло-коричневая, микросложение рыхлое. Агрегаты сложены из минерального и органического материалов (рис.61а). Порозность представлена межагрегатными порами различных форм. Минеральный скелет состоит из выветрелых зерен материнской породы.

Гумус рассматриваемого горизонта муллевого типа. Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное. Новообразования состоят из железистых скоплений и игольчатого кальцита по порам.

60-70 см. Окраска горизонта неоднородная с темно-коричневыми и светло-серебристо-коричневыми микроучастками гумусово-глинистой плазмы. В пустотах пор отмечается кристаллизация игольчатого и микрозернистого кальцита (рис. 61 б).

Песчано-аллевроитовая часть основной массы представлена угловатыми зёрнами кристаллов плагиоклаза, кварца, пироксена, обломков вулканического стекла. Новообразования в горизонте представлены в виде овальных микроконкреций гидроксидов железа (диаметром 0,1-0,3 мм) и железисто-гумусовых стяжений.

125-140 см. Окраска светлая, микросложение рыхлое, плазма карбонатно-глинистая (рис. 62). Минеральный скелет состоит из крупных обломков андезито-базальта, долорито-базальта и ожелезененных пироксенов (рис.63 а, б). Новообразования состоят из окиси железа, микрокристаллического кальцита.



Разр. 61. Рыхлое микростроение пылевато-плазменного материала с межагрегатными порами, гор. 44-60 см (а); кристаллизация игольчатого и микрозернистого кальцита гор-та 60-70 см (б), разр.63, пс.+

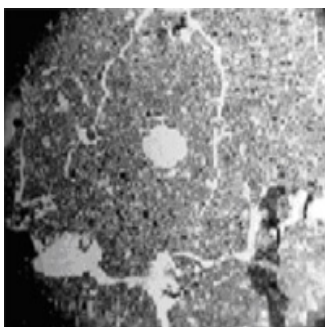


Рис. 62. Общее микростроение гор-та 125-140 см профиля горных черноземов Грузии, разр. 63, пс. II

В результате, микроморфологический анализ изученных профилей почв выявил следующие характерные признаки черноземов Грузии. Светло-коричневая хорошо агрегированная почвенная масса гумусового горизонта характеризуется высокой пористостью. Копролитовые микро- и макроагрегаты, представленные в почвенной массе, имеют округлую и овальную формы. Выветрелые зерна минералов закреплены в агрегатах гумусово-глинистой плазмы и изрезаны большим количеством тонких сообщающихся пор. Корродированные крупные зерна кальцита, рассеянные в почвенной массе, указывают, что этот процесс связан с разбавляющим действием почвенных растворов.

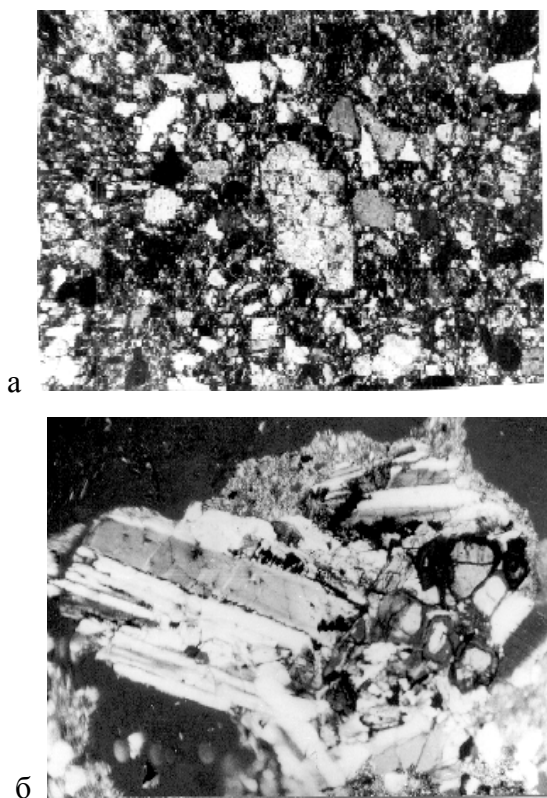


Рис. 63. Характер минерального скелета (а) и фрагменты породных обломков (б), разр. 63, гориз. 125-140 см, пс. +

Об аридном характере муллеобразования в горных черноземах обыкновенных свидетельствует наличие, наряду с изотропными, анизотропных глинисто-гумусовых образований и практическое отсутствие органических остатков и органической плазмы. В переходном горизонте отчетливо просматриваются серебристо-коричневые участки являющиеся результатом педогенной переработки почвообразующего материала. В агрегатах разной формы замешан почвообразующий материал, количество которого вниз по профилю нарастает. Мелких пор по сравнению с гумусовым горизонтом меньше, и преобладают поры-ходы, часто заполненные экскрементами. Вдоль трещин ориентируется буроватый глинистый материал – ооиды, с волокнисто-чешуйчатой структурой. В отличии от почв негорных провинций в горных черноземах ориентировка глины выявлена отчетливее. По стенкам пор кристаллизуется игольчатый и микрозернистый кальцит. Остатки биогенного происхождения ожелезнены. Первичные минералы представлены круглыми и угловатыми формами. Плазма гумусово-глинистая с примесью карбонатов и глинистого материала. Агрегаты имеют неправильные формы, стенки пор покрыты инкрустированным мелкозернистым и игольчатым кальцитом. Наиболее миграционный из них игольчатый и микрозернистый кальцит. Игольчатый кальцит встречается в верхней части карбонатного профиля. Перекристаллизация по стенкам пор микрозернистого кальцита в мелкозернистый, который осаждается из более разбавленных растворов, является наиболее достоверным диагностическим признаком для черноземов, указывающим на периодически создававшиеся в почвенном профиле влажные условия. Вдоль трещин отмечен глинистый материал и гумусовые сгустки. В гумусовом горизонте наблюдается изменение первичных минералов и породных обломков под влиянием почвообразующих процессов. С глубиной кварцит, хлорит, кварц, роговая обманка представлены свежими формами.

При изучении микростроения пахотных почв выявлено, что антропогенная нагрузка не влияет на крупные агрегаты. Значительно меняется межагрегатное поровое пространство, заполняющееся тонкодисперсным материалом. В верхней части профиля почв выявлены светлые капролиты материнской породы. В

нижней – гумусированные, темноокрашенные участки. Перерывность профиля – результат интенсивной переработки почв мезофауной. В нижних горизонтах отмечается присутствие железистых образований, генезис которых связан с палеогидроморфизмом этих почв.

Таким образом, для горных черноземов (обыкновенных) Грузии характерны следующие общие микроморфологические признаки: муллевый гумус, скоагулированное состояние тонкодисперсной массы со слабовыраженной подвижностью, микроагрегаты рыхлые и губчатые, карбонатные новообразования в виде люблинита и мелкозернистого кальцита.

Микростроение горно-луговых почв Грузии

Горно-луговые почвы Грузии микроморфологически изучались в шлифах Д.Р. Кирвалидзе на примере семи разрезов (разр. 3, 4, 5, 6, 9, 12, 24), заложенных в высокогорьях Центрального Кавказиони.

Разр. 6. Родник Нарзани, над Гудаури, слева от военно-грузинской дороги Тбилиси-Казбеги [гор-ты А-АВ-В-ВС].

0-14 см. Окраска горизонта неоднородная. Почвенная масса, в основном, характеризуется сложными агрегатами, которые часто составляют совокупность множества мелких взаимосвязанных агрегатов (рис.64 а). Распределение порового пространства также однородно. Преобладает мелкая межагрегатная пористость. Верхняя часть горизонта характеризуется относительно крупными порами. Данный горизонт содержит гумус типа «модер». Прогумуссированность горизонта, в соответствии с его окраской, неоднородна. Характеризуется содержанием каштанового хлопьевидного органического вещества в отдельных участках. Отдельные микрозоны менее пропитаны гумусом. В почвенной массе отмечаются разбросанные мелкие черноватые гумусовые сгустки.

Горизонт характеризуется также присутствием растительных остатков в пустотах, многие с сохранившимся клеточным строением, оптической ориентацией и двупреломлением. В почвенной массе выявлено множество корневых срезов, среди которых сохранены только оболочки, внутренние же части полностью поглощены первичными разложителями (клетками), где представлены их экскременты в виде мелких, темных, округлых зерен.

Элементарное микростроение горизонта, в основном, песчано-плазменное. Песчаные зерна минерального скелета отличаются неправильно-угловатыми формами. Отдельные фрагменты пород ($d=1-1,5$ мм) преимущественно представлены в порах и характеризуются признаками выветривания. Разбросанные в почвенной массе первичные минералы (с преобладанием кварца) встречаются в виде мелкопесчаных и крупнопылеватых зерен.

Количество плазмы в горизонте высокое, состав которого гумусово-глинистый, частично содержит и железистое вещество. Оптическая ориентация тонкодисперсного материала незначительная, характеризуется слабо выраженной точечной структурой.

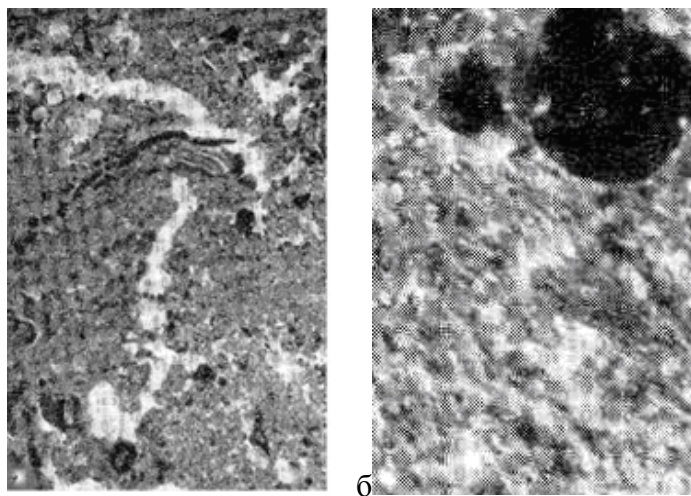


Рис. 64. Микростроение горно-луговых почв Грузии, разр. б: а – микроотдельности, поры, растительные остатки гор-та 0-14 см, пс.П; б – параллельная ориентировка плазмы и железистые сегрегации гор-та 14-26 см, пс.+

14-26 см. Почвенная масса горизонта коричневая с губчатым микростроением и соответствующей пористостью. Поры преимущественно мелкого размера. По сравнению с вышележащим горизонтом, здесь меньше дисперсного гумусового вещества, которое более светлое и представлено мелкими хлопьевидными пятнами. Растительные ткани практически полностью разложены и преобразованы в коричневую массу. В пустотах встречаются свежие растительные остатки мелкого размера с сохранившимся клеточным строением и двупреломлением.

Элементарное микростроение песчано-плазменное с заметным преобладанием плазмы (рис.64 б). Преобладающие размеры первичных минералов 0,1-0,2 мм; формы – угловатые. Плазма, наряду с глинистой массой содержит гумусовое и железистое вещество. Оптическая ориентация довольно неоднородная.

Характерным для горизонта является наличие множества мелких темно-каштановых и черных железистых сегрегаций и конкреционных образований округлой формы, в составе которых встречается примесь гумуса и марганцовистого вещества (рис.64 б). Относительно мелкие сегрегации железистого и гумусово-железистого состава размером 0,05-0,10 мм характеризуются округлыми краями.

Разр. 12. Крестовый перевал, 2450 м над ур.м. справа от военно-грузинской дороги, восточная экспозиция [гор-ты А-В-ВС].

0-9 см. Горизонт характеризуется темно-коричневой мелкоагрегатной, высокогумусной массой с наличием экскрементов. Большинство мелких темных агрегатов размером 0,01-0,05 мм, которые в заметном количестве присутствуют в горизонте, являются экскрементами почвенной фауны (рис. 65). Агрегаты характеризуются глинистым составом, имеют неправильные формы и относительно светлые окраски; их размеры колеблются в пределах 0,5-1,5 мм. Соответственно, пустоты горизонта почти полностью представлены межагрегатными порами. Большинство агрегатов типа хлопьев и сгустков сильно пропитаны темным дисперсным гумусом муллевого типа. Много в горизонте мелких, округлых гумонов и растительных остатков разной стадии разложенности, среди которых в отдельных пустотах отмечаются и свежие органические ткани с сохранившимся клеточным

строением и заметным двупреломлением. Часть растительных остатков сильно разложены и почти преобразованы в темную непрозрачную аморфную массу. В целом, органическое вещество горизонта относится к форме «муллевой модер».

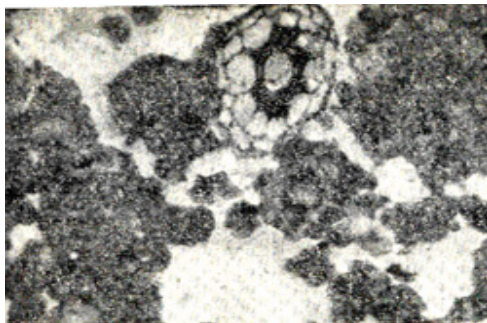


Рис. 65. Микроструктура гумусового горизонта с остатками слаборазложившихся корневых срезов в горно-луговых почвах Грузии, разр.12, гор-т 0-9 см, пис. II

Элементарное микростроение горизонта песчано-пылевато-плазменное. В горизонте отмечаются как окатанные, так и угловатые зерна пылеватого, реже песчаного размера. Минеральная ассоциация разнообразная. Встречаются довольно крупные породные фрагменты карбонатного состава, поверхности которых покрыты дисперсным (микро- и криптозернистым) кальцитом. Плазма неоднородного состава. Мелкие, в том числе экскрементные агрегаты и части крупных агрегатов гумусово-глинистого состава и практически изотропны. Более крупные, преимущественно глинистые светлые агрегаты в небольшом количестве содержат карбонатное вещество, имеют заметную оптическую ориентацию и характеризуются смешанно-волокнистым микростроением плазмы.

Как видно из микроморфологических описаний, горно-луговые дерновые почвы характеризуются небольшой мощностью профиля, хорошо развитым дерновым горизонтом, где сосредоточена основная масса гумуса. Гумус в большом количестве содержит слабогумусированные органические остатки, что больше приближает его к типу «модер-гумус». Тот факт, что гумусовое вещество в горизонте неравномерно распределено, указы-

вает на относительную «молодость» рассматриваемой почвы. Присутствие же растительных остатков с сохранившимся клеточным строением, оптическая ориентация и двупреломление указывает на несколько умедленный характер процесса гумификации, характерной для данной зоны.

Разр. 9. Цихисдири, ниже Гудаури, справа от военно-грузинской дороги, 87-ой км от Тбилиси, на склоне 15-20°. [гор-ты А-АВ-В-ВСg]

0-9 см. Крупноагрегатная сероватая почвенная масса с большим количеством растительных остатков. Микросложение – губчатое. Формы структурных единиц разнообразные. Выделяются как округленные или частично угловатые, так и неправильные агрегаты. Некоторые из них соединяются друг с другом мелкими мостиками и углами. Агрегаты разделены друг от друга каналовидными порами, что создает вид межагрегатной пористости.

Почвенная масса неравномерно содержит гумусовое вещество, которое относительно светлой окраски и представлена отдельными пятнами и мелкими разбросанными сгустками. Отмечаются отдельные округлые черновато-каштановые гумусовые, иногда Fe-гумусовые сегрегации. Характерным для горизонта является избытие растительных остатков различной степени разложенности. Среди них в пустотах преобладают неразложенные, почти свежие ткани клеточного строения, с высоким двупреломлением и сильной оптической ориентацией. Их размеры иногда достигают 2-3 мм. Некоторые из них частично разложены, особенно внутренние части и сохранены только каркасы с оптической ориентацией. Органическая часть данного слоя относится к форме грубого «gaw» гумуса.

Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное с незначительной примесью песчаных зерен скелета. Преобладает крупнопылеватая фракция, преимущественно характеризуется нечеткими краями и неправильными формами. Плазма гумусово-глинистая с высоким микроразнональным содержанием глины. Оптическая ориентация заметная и характеризуется мелковолоконистой (со смешанным и параллельным строением волокон), местами зернистой структурой.

9-20 см. Общее микростроение горизонта представлена светло-коричневой оглиненной массой с фрагментарным микросложением. Структурные отдельности разделены извилистыми каналами и трещинами. Почвенная масса внутри структурных отдельностей относительно плотная и отличается компактным микростроением, где сосредоточены фигурные и округлые поры изолированного типа. Горизонт микрizonaльно слабо прогумусирован в виде отдельных пятен и мелких сгустков. Гумус, пропитывающий почву, поупрозрачный и коричневого цвета. Иногда, на стенках мелких пор, отмечаются тончайшие гумусовые пленки. Участие растительных остатков незначительное. Отмечаются единичные свежие, или частично разложенные, мелкие ткани с колеточным строением и двупреломлением.

Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Средне- и крупнопесчаные зерна, представленные в виде отдельных породных фрагментов и первичных минералов, частично находятся в процессе разрушения, носят признаки оглинивания и имеют окатанные края. В целом, количество высокодисперсных частиц в горизонте не высокое. Рассыпанные пылеватые частицы погружены в плазме в виде зерен.

Доля тонкодисперсного вещества в основе значительна. Состав плазмы глинистый, частично слабо окрашен гумусовым и железистым веществом. Оптическая ориентация заметная и имеет чешуйчато-волокнутое, иногда параллельно-волокнутое, иногда – островное строение.

20-70 см. Данный горизонт характеризуется компактной микроагрегированной светло-коричневой уплотненной почвенной массой с преобладанием изолированной, внутриагрегатной пористости.

Горизонт заметно обеднен гумусовым веществом. Местами отмечаются мелкие, рассыпанные в основной массе черноватые гумусовые зерна. В пустотах присутствие растительных остатков заметно большее, чем в предыдущем (9-20 см) горизонте. В некоторых трещинах наблюдаются корневые остатки вытянутой формы (до 4 мм) почти в свежем состоянии с сохранившимся клеточным строением и двупреломлением. Более мелкие остатки частично разложены.

Элементарное микростроение горизонта песчано-плазменное. Количество песчаных зерен минералов заметно меньше. Они представлены в виде отдельных, относительно крупных (до 2 мм) зерен минералов и, преимущественно, породных фрагментов различной степени выветрелости. Их поверхности частично окрашены дисперсными железстыми пятнами с нечеткими краями. Плазма, главным образом, глинистого состава, микроразонально железисто-глинистая.

Микроморфологически изучены также горно-дерновые почвы Грузии, развитые на продуктах выветривания долеритных лав (на примере разр. 24) и горно-луговые гумусо-иллювиальные почвы, развитые на продуктах выветривания глинистых сланцев (на примере разр.4).

Разр. 24. Перевал Цихисцкари, западная экспозиция, крутой склон, [гор-ты А₀-А₁-АВ-В-ВСg]

12-25 см. Горизонт представлен темно-каштановой тонкодисперсной сильногумусированной почвенной массой рыхлого сложения. Агрегаты мелкие округлой или неправильной формы (рис.66). Преобладающие размеры 0,1 мм. Поровое пространство полностью межагрегатное. Агрегаты, за небольшим исключением, почти полностью прокрашены гумусовым веществом. К тому же, небольшое количество сильноразложившихся растительных остатков, частично трансформированных в каштановую матовую массу, тесно связано с минеральной массой горизонта.

Элементарное микростроение рассматриваемого горизонта плазменное, не считая породные фрагменты 2-5 мм размера, включенные в поровых пространствах, или 0,1-0,2 мм единичные минералы. Плазма основы гумусово-глинистая и из-за сильной прогумусированности, изотропна, хотя, в некоторых агрегатах, микроразонально отмечаются мелкие оптически ориентированные глинистые кутаны.

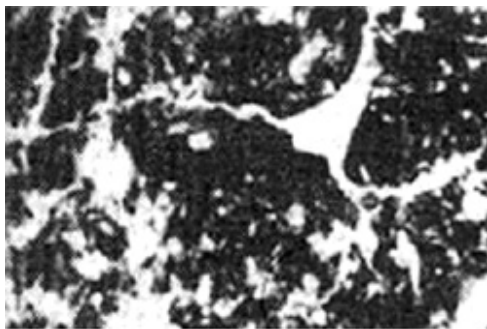


Рис. 66. Микроагрегированная масса горно-луговой почвы Грузии, разр.24, гор-т 12-25 см, пс. II

Разр. 4. Гергети (Казбегский р-н), монастырь Св. Троицы, в депрессии катены, 2000 м над у.м. с волнистым рельефом [гор-ты А-АВ-ВА-ВС-С].

0-18 см. Общее микростроение данного горизонта характеризуется черновато-каштановой сильно прогумусированной агрегированной массой рыхлого микросложения. Представлена, в основном, многочисленными микроагрегатами простого строения, большинство из которых сложены из экскрементов микрофауны. Часть находится в стадии старения, края которых потеряли прочность, почти сливаются друг с другом и создают сложные агрегаты губчатого микросложения.

Почвенная масса в большом количестве содержит темное, дисперсное гумусовое вещество, представленное в неоднородными пятнами, мелкими сгустками и микроагрегатами. Среди них немало черных, непрозрачных округлых гумонов. Наблюдаются признаки жизнедеятельности почвенной фауны – первичных разложителей, что объясняется изобилием экскрементов. В пустотах представлены растительные остатки разной степени разложённости. Преобладают свежие ткани, отдельные участки которых сохранили двупреломление и клеточное строение. В целом, органическое вещество горизонта относится к типу «модер» гумус. В составе почвенной массы горизонта основную часть занимает плазменный материал гумусово-глинистого состава. Глинистые частицы настолько замаскированы гумусовым веществом, что практически создается изотропный эффект плазмы.

18-42 см. Горизонт неоднородно окрашен, чередуются светло-коричневые и каштановые микрозоны. Мелкоагрегатная, губчатая почвенная масса рыхлого микросложения, в основном, представлена органо-минеральными экскрементами. Поры создают сложную картину системы извилистых неправильных и взаимосвязанных форм. Агрегатные поры мелкие с ветвистой и неправильной конфигурацией. Размеры агрегатов колеблются в пределах 0,01-0,5 мм, редко до 1 мм. Относительно мелкие агрегаты имеют более темную окраску и в большем количестве содержат гумусовое вещество. Некоторые черноватые непрозрачные агрегаты простого сложения практически являются гумонами. Гумусовое вещество, по сравнению с верхним горизонтом, более светлое и создает тесный комплекс с минеральной массой. Микрозонально встречаются менее гумусированные каштановые зоны. Кроме того, встречаются отдельные гумусовые скопления в виде темных хлопьев, пятен, которые постепенно переходят в основную массу. Элементарное микростроение в горизонте песчано-пылевато-плазменное. Скелет представлен в виде погруженных в основную массу пылеватых частиц и угловато-овальных, относительно крупных ($d=1\text{мм}$) зерен инородной ассоциации. Поверхности грубодисперсных частиц, особенно, крупные зерна, покрыты тонкими бурыми пленками из дисперсного гумуса.

42-60 см. Горизонт характеризуется серо-каштановой структурной гумусированной массой губчатого, частично рыхлого микросложения. Несмотря на то, что почвенная масса довольно агрегирована, по сравнению с вышележащими горизонтами, размеры агрегатов значительно крупные. Преобладают межагрегатные поры. Мелкие поры более равномерно прокрашены гумусовым веществом, сложные структурные единицы же – в виде хлопьев и сгустков. Отмечаются и мелкие гумоны. Наличие неразложенных растительных тканей практически не отмечается.

Элементарное микростроение песчано-пылевато-плазменное. Количество песчаных зерен (в том числе, породных обломков), по сравнению с верхними горизонтами, заметно нарастает. Почти каждое зерно скелета окаймлено темной тонкодисперсной гумусовой пленкой. Плазма гумусово-глинистого состава. Её

анизотропность, аналогично со сравниваемыми горизонтами, почти незаметна из-за сильной маскировки аморфным гумусом.

60-70 см. Горизонт сильно отличается от описанных выше слоев. Характеризуется серовато-светло-коричневой окраской и высокой скелетностью (рис. 67). Структурные отдельности различного типа и весьма неоднородны по форме; сложены относительно плотным почвенным материалом.

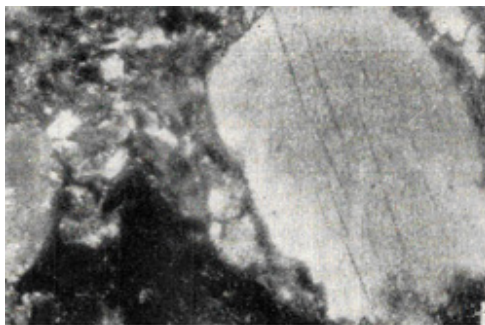


Рис. 67. Микростроение горно-луговой почвы Грузии; крупнокристаллический кальцит гор-та 60-70 см, разр.24, пс. +

Элементарное микростроение горизонта песчано-плазменное с примесью пылеватых частиц. Количество скелета еще более повышена. Видовой состав первичных минералов многообразна. Различны и их формы. Встречаются угловато-обломочные, округлые, частично окатанные, неправильные и удлиненные минералы. Преобладающий размер зерен 0,5 мм. Отмечаются более крупные обломки пород.

Разр. 3. Гергети (Казбегский р-н), монастырь Св. Троицы, выровненная поверхность катены в 50 м от разр.4. [гор-ты А-АВ-ВА-ВС-С]

0-16 см. Горизонт представлен хорошо агрегированной прогумусированной массой темного цвета, который отличается избытком растительных остатков и рыхлым, местами губчатым микростроением. Содержит соединяющиеся иногда простые и сложные агрегаты разных размеров. Среди них преобладают мелкие (0,05-0,10 мм) агрегаты округлой формы. Крупные (до 2

мм) структурные отдельности преимущественно неправильной формы, пористость горизонта высокая и характеризуется преобладанием межагрегатных пор. Внутриагрегатная пористость представлена мелкими изолированными трещинками.

Гумус типа «модер». Почвенная масса окрашена темно каштановым (почти черным) дисперсным, собственно гумусовым веществом, неравномерно пропитывающее, в виде хлопьев и сгустков, агрегаты. Гумус только частично тесно связан с минеральной массой почвы. Встречаются разбросанные в почве мелкие гумоны черного цвета. В большом количестве, особенно в пустотах отмечаются частицы растительных тканей разной стадии разложенности и различной формы, размеры которых иногда достигают 5 мм. Среди них выделяются как следы сильно разложенных органических остатков, так и средне- и слабаразложенные ткани, преимущественно больших размеров, с сохранившимся клеточным строением. Кроме того, встречаются свежие, неразложенные, оптически ориентированные остатки с высоким двупреломлением.

Элементарное микростроение рассматриваемого горизонта песчано-пылевато-плазменное. Минеральный скелет представлен, в основном, угловатыми зернами минералов песчаного и пылеватого размеров. Относительно мелкие зерна скелета, погруженные в почвенную массу, характеризуются окатанными краями. В составе скелета отмечаются также окатанные или неправильные формы крупных (1-4 мм) обломков пород. Плазменный материал количественно преобладает над скелетом, характеризуется гумусово-глинистым составом и слабой оптической ориентацией.

Разр. 5. Гергети (Казбегский р-н), монастырь Св. Троицы, катена, вершина возвышенности [гор-ты А-В-BCg-Cg].

0-15 см. Горизонт состоит из темно-каштанового структурного материала, обогащенного гумусом и растительными остатками. Характеризуется рыхлым и губчатым микросложением. Содержит, в основном, простые и сложные агрегаты неправильной формы ($d=1-2$ мм). Поровое пространство, преимущественно межагрегатное. Внутри агрегатов встречаются изолированные поры округлой и неправильной формы и каналы.

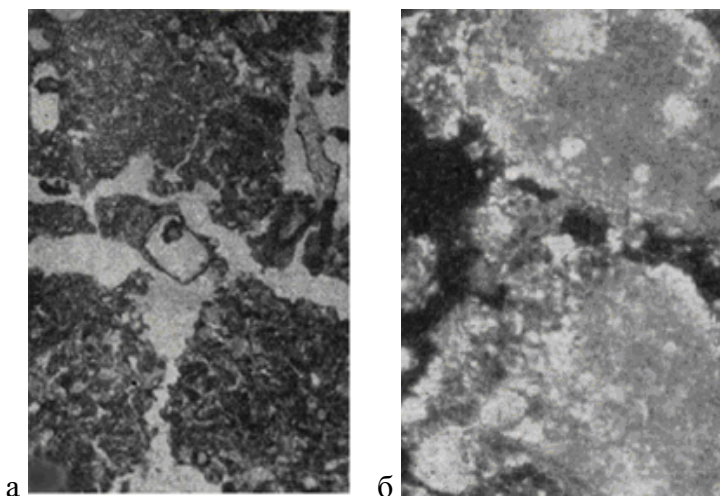
Гумус типа «модер» (рис.68а). Почвенная масса сильно пропитана темным дисперсным гумусовым веществом каштанового цвета, покрывающим основную массу в виде хлопьевидных мелких сгустков. Количество растительных остатков довольно высокое, которые в разной степени разложены и представлены, главным образом, в пустотах, особенно крупного размера. Отмечаются слаборазложенные или частично сохранные ткани, сохранившие клеточное строение, с заметной оптической ориентацией и двупреломлением. Часть растительных остатков находится в сильно разломанном состоянии, конфигурации органических остатков многообразны. На некоторых из них отмечаются следы жизнедеятельности почвенной фауны в виде экскрементов.

Элементарное микростроение горизонта пылевато-плазменное. Скелет, преимущественно представлен угловатыми и округлыми зернами пылеватого размера (крупная и средняя пыль) различного минералогического состава, погруженными в почвенную массу. В пустотах редко отмечаются единичные песчаные зерна неправильной формы. Доля плазмы в горизонте, по сравнению со скелетом, высокая. Имеет гумусово-глинистый состав, в результате чего ослаблен эффект оптической ориентации глины. Отмечается слабая точечная структура ориентации.

16-30 см. Горизонт характеризуется неоднородным микростроением. Неоднородность проявляется в сложении, составе, соответственно, окраске, распределении скелета и другими признаками микростроения. Чередуются: светло-коричневые микроагрегатные зоны рыхлого микросложения; серо-коричневые (окрашенные железистым веществом) относительно крупноагрегатные зоны губчатого микросложения; черновато-каштановые, относительно плотные зоны фрагментарного микросложения с примесью скелетных зерен минералов. Кроме того, отмечаются довольно крупные фрагменты пород как обломочно-угловатой формы, так и относительно окатанные, размеры которых иногда достигают 5 мм.

Скелет горизонта преимущественно представлен крупнопесчаными (и крупнее) обломками пород как угловатой, так и окатанной формы, а также пылеватыми зернами первичных минералов различной формы (рис.68 б). В некоторых пустотах местами отмечаются частично разложенные растительные остатки, преи-

мущественно – корневые срезы, ткани некоторых характеризуются сохранившимся клеточным строением. Состав плазменного материала глинистый, местами – железисто-глинистый, и в меньшей степени – гумусово-железисто-глинистый, которая имеет очень слабую (почти изотропную) точечную структуру оптической ориентацию.



*Рис. 68. Микростроение горно-луговых почв Грузии, разр. 5:
а – модер-гумус с растительными остатками в порах,
гор-т 0-15см, пс. II; б – минеральный скелет гор-та 16-30 см
– песчаные зерна кальцита, пс. +*

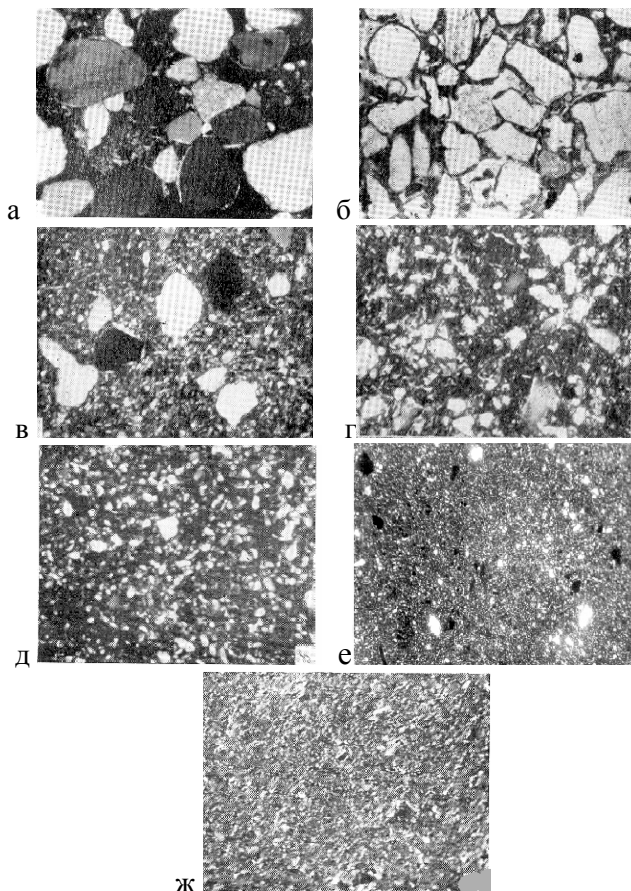
Обобщение данных микроморфологических исследований показало, что для группы почв гумидных, аридных и горных регионов Грузии свойственно ряд общих и различных показателей по отдельным компонентам микростроения и общими микроморфологическими признаками: составе и структуре тонкодисперсного вещества, минеральной ассоциации грубодисперсной фракции, формам гумуса, содержанию и характеру железистых и карбонатных включений и др., сохраняя специфические для каждой группы почв свойства, диагностируемые выше на микроуровне.

Микроморфологически выявлены основные диагностические признаки основных почв Грузии и специфические микропризнаки сходства и различия между ними: почвам влажносубтропической зоны свойственны: неоднородность состава и микростроения основной массы, слоистость профиля по соотношению и распределению плазменного и скелетного материала, компактное микростроение, слабая прокрашенность гумусом, оптическая ориентация плазмы и контрастность в распределении гидроксидов железа, что проявляется в высокой ожелезненности почвенного материала в виде конкреционных образований, зон пропиток, и наличии обезжелезненных пылевато-плазменных микрозон; характерными микроморфологическими признаками почв аридной субтропической зоны являются: изотропность плазмы из-за пропитанности дисперсным гумусом, высокая агрегированность почвенной массы, карбонатность профиля, тесная связь гумусого вещества с глиной; для горно-лесных и горно-луговых почв Грузии наиболее диагностичны следующие основные микроморфологические показатели: наличие грубого гумуса, песчано-плазменное элементарное микростроение, чешуйчато-волоконистая структура плазмы, высокое содержание породных фрагментов, присутствие глинисто-пылеватых натеков в трещинах и др.

Проведен сравнительный анализ микроморфологических показателей между относительно близкими по морфохимическим свойствам почвами: равнинными и горными черноземами, бурыми лесными и коричневыми, красноземами и терра-росса, субтропическими подзолистыми и желтозеземами. В отличии от равнинных черноземов, характеризующихся типичными капролитовыми типами агрегатов, характер микростроения горных черноземов, сформированных в значительной степени из вулканического субстрата, выделяется микроформами вулканического типа: раздельными округлыми агрегатами, изотропностью тонкодисперсной массы, наличием в составе скелета, наряду с первичными минералами, вулканического стекла, обломков лавы и др. Бурые лесные и коричневые почвы Грузии микроморфологически разнятся преимущественно по наличию в последних карбонатного материала в виде рассеянных в плазме микрозернистого кальцита, для бурых лесных же характерна микрозона-

льная пропитанность тонкодисперсной массы гидроксидами железа по профилю. Основное различие между красноземами и красными почвами (terra-росса), несмотря на пропитанность обоих гидроксидами железа, заключается в карбонатности последних, что крайне не свойственно красноземам, однако типичным для них является наличие конкреционных образований, при полном их отсутствии в красных дерново-карбонатных профилях. Субтропические подзолистые (т.н. желтоземно-подзолистые почвы), в отличие от желтоземов, выделяются неоднородностью микростроения в профиле, значительно более высокой конкреционностью, причем в средней части профиля, в виде системы крупных взаимосоединенных Fe-образований и зон ожелезнения; конкреционные образования в данных профилях значительно более многообразны как по сложности строения, так и морфогенетическим типам.

Элементарное микростроение почв Грузии. Относительно элементарного микростроения рассматриваемых почв, отмечены следующие основные типы (рис. 69): в красноземах – пылевато-плазменное; желтоземах – пылевато-плазменное, песчано-пылевато-плазменное и песчано-пылеватое; субтропических подзолистых – песчано-пылеватое, пылевато-плазменное и плазменное (микроразнонально песчано-пылеватое); субтропических подзолисто-глеевых – песчано-плазменное, пылевато-плазменное, плазменное и песчано-пылевато-плазменное; болотных – пылевато-плазменное и песчано-пылевато-плазменное; алювиальных почвах – пылевато-плазменное; коричневых – пылевато-плазменное, песчано-пылевато-плазменное (иногда – плазменно-пылевато-песчаное, песчано-плазменное, пылевато-плазменное); черных почвах – плазменно-пылеватое; лугово-коричневых – плазменно-пылеватое; серо-коричневых – песчано-плазменное, песчано-плазменное и пылевато-плазменное; лугово-серо-коричневых – пылевато-плазменное, песчано-пылевато-плазменное; бурых лесных – песчано-плазменное; желто-бурых лесных – песчано-плазменное; дерново-карбонатных – плазменно-песчаное; горных черноземах – песчано-плазменное, пылевато-плазменное; горно-луговых – песчано-плазменное, песчано-пылевато-плазменное и пылевато-плазменное (в профилях с «модер»-гумусом – плазменное).



*Рис. 69. Типы элементарного микростроения почв:
 а – песчаное; б – плазменно-песчаное; в – песчано-плазменное;
 г – песчано-пылевато-плазменное; д – плазменно-пылеватое;
 е – пылевато-плазменное; ж – плазменное (pic.+).*

Возможность развития микроморфологии почв в Грузии как самостоятельного раздела почвоведения на современном этапе, микроморфологическое диагностирование основных почвенных процессов, участвующих в образовании тех или иных почв, позволяют разрешить и переоценить существующие представления о генезисе почв и пересмотреть вопросы построения новых классификационных взаимосвязей.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ

Одним из главных методических принципов генетического почвоведения является концепция почвообразовательного процесса, как сложного комплекса элементарных почвенных процессов, являющихся результатом взаимодействия трансформации и миграции органических и минеральных веществ.

Хрестоматийно почвообразовательные процессы определяются как совокупность явлений превращений и перемещений веществ в пределах педосферы Земли. Процессы из которых складывается почвообразование в целом, А.А. Роде (1948) назвал *общими почвообразовательными процессами*, т.к. они имеют место во всех почвах в разном качественном и количественном проявлении, в разнообразных сочетаниях. Специфическое проявление общих процессов в зависимости от факторов и условий почвообразования А.А. Роде назвал *частными почвообразовательными процессами*. Все почвообразовательные процессы он разделил на *макропроцессы*, охватывающие весь почвенный профиль в целом, и *микропроцессы*, минеральные и органические преобразования в пределах локальных участков профиля.

Частные почвообразовательные макропроцессы И.П. Герасимов (1973) предложил называть *элементарными почвенными процессами*. В ранних работах (Герасимов, Глазовская, 1960) эти процессы назывались *элементарными почвообразовательными процессами*. Схема ЭПП в дальнейшем была обновлена Б.Г. Розановым (1975).

Выделенные И.П. Герасимовым и М.А. Глазовской (1960) 10 видов ЭПП, объединены в три группы: I. элементарные процессы, в которых главную роль играет превращение минеральной части почвы: оглинение (сиаллитизация), латеризация (аллитизация-ферраллитизация); II. элементарные процессы, в которых главную роль играет превращение органического вещества: гумусонакопление, торфонакопление; III. элементарные процессы, в которых главную роль играет превращение и передвижение минеральных и органических продуктов почвообразования:

засоление, оглеение, выщелачивание, оподзоливание, псевдооподзоливание.

Согласно И.П. Герасимову (1973), элементарные почвенные процессы (ЭПП) составляют в совокупности явление почвообразования, присущее только почвам, и при соответствующих естественных сочетаниях определяют свойства почв на уровне генетических типов, т.е. строение профиля или состав и соотношение системы генетических почвенных горизонтов. В соответствии с этим каждый генетический тип почвы характеризуется определенным, только ему одному свойственным сочетанием ЭПП, хотя отдельные ЭПП могут и должны встречаться (в разных сочетаниях) в разных генетических типах почв. Степень развития ЭПП, свойственного определенному типу и добавление дополнительных ЭПП, делают возможным разделение генетических типов на подтипы, роды и виды почв.

Элементарные почвенные процессы довольно сложны по своей значимости и природе и вовсе не являются элементарными по значимости самого слова «элементарный».

Таким образом, к элементарным почвенным процессам относятся те природные и антропогенные почвенные процессы, которые специфичны только для почв и определяют образование в профиле специфических почвенных горизонтов, определяют строение профиля, т.е. состав и соотношение системы генетических почвенных горизонтов и имеют место в нескольких типах почв в различных сочетаниях. Т.е. ЭПП – это горизонтообразующие или профилеформирующие процессы, что отделяет их от общих почвообразовательных процессов и от микропроцессов, протекающих в почвах.

Элементарные почвенные процессы в настоящее время подразделяются на несколько групп: биогенно-аккумулятивные ЭПП, протекающие под непосредственным влиянием живых организмов, при участии продуктов их жизнедеятельности и сопровождающиеся образованием в профиле биогенных органо-аккумулятивных поверхностных горизонтов (*подстилкообразование, торфообразование, гумусообразование, дерновый процесс*); гидрогенно-аккумулятивные ЭПП, связанные с современным или прошлым влиянием грунтовых вод на почвообразование и относящиеся к геохимическим миграционным про-

цессам земной коры (*засоление, загипсовывание, окарбоначивание, оруднение, окремнение, латеритизация, плинтификация, олуговение*); метаморфические ЭПП, трансформирующие породообразующие минералы *in situ* без элювиально-иллювиального перераспределения компонентов в почвенном профиле (*сиаллитизация, монтмориллонитизация, гумуссиаллитизация, ферраллитизация, ферсиаллитизация, рубефикация, ожелезнение, слитизация, оструктуривание, отвердевание, мраморизация*); элювиальные ЭПП, связанные с разрушением или преобразованием почвенного материала в специфическом элювиальном горизонте с выносом из него продуктов разрушения или трансформации нисходящими токами воды, в результате чего элювиальный горизонт становится обедненным теми или иными соединениями и относительно обогащенным оставшимися на месте соединениями или минералами (*выщелачивание, оподзоливание, лессивирование, псевдооподзоливание, осолодение, сегрегация, отбеливание, феролиз, элювиально-гумусовый процесс, коркообразование*); иллювиально-аккумулятивные ЭПП – группа процессов аккумуляции веществ в средней или нижней части профиля элювиально-дифференцированных почв (*глинисто-иллювиальный, гумусо-иллювиальный, железисто-иллювиальный, алюмогумусо-иллювиальный, железисто-гумусово-иллювиальный, иллювиально-гумусовый, подзолисто-иллювиальный, карбонатно-иллювиальный, солонцово-иллювиальный*); педотурбационные ЭПП – смешанная группа процессов механического перемещения почвенной массы под влиянием разнообразных факторов, природных и антропогенных сил (*самомульчирование, растрескивание, криотурбация, вспучивание, биотурбация, пучение, ветровальная педотурбация, гильгаиобразование, агротурбация*); деструктивные ЭПП, ведущие к разрушению и уничтожению почвы (*эрозия, дефляция, погребение*) и др.

Наиболее успешным методом и подходом для диагностирования ЭПП в педологии является микроморфологический анализ почвенных шлифов. Ниже рассмотрены вопросы микроморфологического диагностирования тех основных ЭПП, которые наиболее характерны для почв Грузии: гумусообразование, сиаллитизация, оглеение, лессивирование, окарбоначивание, латеризация и др. Учитывая, что оподзоливание, микроморфо-

логически диагностируемое обычно по наличию признаков переноса продуктов разрушения первичных минералов в профиле, в почвах Грузии как ведущий профилеформирующий процесс на типовом уровне микроморфологически практически четко не диагностируется (включая субтропические подзолистые и субтропические подзолисто-глеевые почвы). В силу этого, описание данного процесса, как ЭПП, на микроуровне нами не приводилось. Варианты гумусообразования-гумусонакопления характеризовались по комплексу признаков, отражающих трансформацию органического вещества; *иллювиальный* процесс (лессивирование, иллиммеризация, обезливание) охарактеризован по свойствам подвижного материала, т.е. характеру натечных форм тонкодисперсного вещества; *оглинение* (сиаллитизация, выветривание *in situ*) – по характеру микростроения и оптической ориентации плазмы; *оглеение* – по обесцвечиванию (обезжелезнению) основной массы и сегрегации гидроксидов железа; *окарбоначивание* – по наличию кальцитовых зерен в составе скелета, микроформ карбонатов и пропиточных, либо расеянных в плазменном метериале кристаллов кальцита различной размерности; *ожелезнение, латеризация, ферраллитизация* и др. процессы, связанные с передвижением, накоплением и преобразованием железа – по наличию различных форм железистых образований, характеру ожелезненных микроучастков, либо зон пропиток плазмы железистым веществом.

На основе микроморфологического диагностирования элементарных почвенных процессов в почвах Грузии, создан картографический материал для каждого из описанных ниже ЭПП.



оглеение



латеризация



засоление



окарбона-
чивание

Микроморфологическая диагностика гумусообразования

В микроморфологии почв современное понятие "гумус" подразумевает не только конечные коллоидные продукты гумификации (гумусовые кислоты), а комплекс всех видов органических веществ, свойственных почве и подвергающихся разложению и гумификации, включая конечные продукты – собственно гумусовые вещества. Такое представление о понятии "гумус" исторически сложилось еще с первых работ по морфологии и микроморфологии органического вещества (Müller, 1987; Kubiena, 1953). Таким образом, «гумус» (органическая часть почвы) в микроморфологическом понятии представляет собой комплекс органических и органо-минеральных веществ разной размерности. Органическая часть почвы состоит из растительных остатков, находящихся на разных стадиях разложения, экскрементов почвенной фауны, измельчающих растительные остатки, перерабатывая и смешивая их с минеральной частью почвы, и собственно гумусовых веществ. В результате, понятия «гумус» и «органическое вещество» являются идентичными, включающие весь комплекс органических и органо-минеральных веществ.

Значительная часть органической массы представляет собой *растительные ткани* на разных стадиях разложенности, иногда с сохранившимся клеточным строением и разного рода экскрементов (рис.70). Именно эти грубодисперсные компоненты органической массы, исследование которых преимущественнее микроморфологическим анализом, в основном и содержат «потенциальный гумус». Степень подготовленности для гумусообразования разлагающихся растительных остатков, определяемая их внешним видом и участием в этом процессе разных групп почвенной фауны, является важным диагностическим признаком почв и протекающих в них процессов.

Столь разнородные и разнообразные объекты, как остатки растительных тканей, колломорфные продукты их разложения, экскременты почвенной фауны, гифы и плодовые тела грибов, колонии бактерий, сложные глинисто-гумусовые комплексы,

наиболее успешно изучаются микроморфологически. Преимущество микроморфологического метода отчетливо проявляется в оценке «потенциального гумуса» и заключается в возможности рассмотрения степени измельченности и последовательности разложения растительных тканей, переработки их педофауной, оценки деятельности мезофауны.

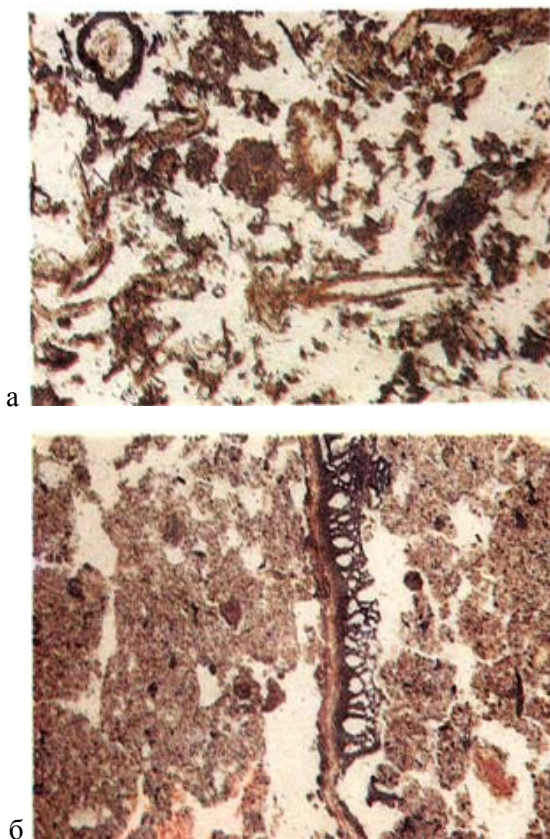


Рис. 70. Органические остатки в почве: а – слабо и среднеразложившиеся; б – грубый корневой остаток в гумусовой плазме, пс. II*

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», 1992.

В. Кубиена (Kubiena, 1953) использовал введенное П. Мюллером (Müller, 1887) понятие «форма гумуса» для обозначения всего комплекса явлений, связанных с гумусообразованием в целом. Формы гумуса, по мнению Кубиены, характеризуются не только химическими или физическими показателями, но и особенностями гумусообразования в разных горизонтах профиля, строением и развитием различных гумусовых образований. Под формами или типами гумуса понимается совокупность морфологических и микроморфологических признаков гумификации и гумусообразования, наблюдаемых в гумусовом профиле почв.

Данные Кубиеной определения трех главных форм гумуса — грубого (raw, mor), модера (moder) и мулля (mull) — отражают строгое понимание органического вещества почв, состоящего из трех компонентов: 1) растительных остатков на разных стадиях разложения, нередко с сохранившимся клеточным строением, иногда с оптической ориентацией; 2) органических и органо-минеральных продуктов жизнедеятельности мезофауны; 3) собственно органических дисперсных веществ — органической плазмы, гумусовых кислот и гуминов.

Одним из самых существенных моментов в концепции Кубиены является оценка степени и характера связи гумуса с минеральной основой. В образовании таких связей немалую роль играют живые организмы. Классификация Кубиены, ее генетический характер, отражение в ней главных особенностей среды и почвообразования высоко оценивались многими микроморфологами. Попытки ее дальнейшего усовершенствования по линии детализации предпринимались и в дальнейшем (Yongergius, Scheffling, 1960). Приводим основные признаки форм гумуса, выделенных Кубиеной, с небольшими уточнениями Йонгериуса для наиболее важных трех форм гумуса.

Форма грубого гумуса (“raw”) характеризуется преобладанием органических веществ, не имеющих прочных связей с минеральной глинистой составляющей. В грубом гумусе прослеживаются разнообразные стадии разложения опада с преобладанием слабо разложившихся форм (рис.71) и начальные фазы образования собственно гумусовых веществ. Деятельность фауны ограничена.

Форма гумуса “модер” (переходная форма к грубому гумусу) предполагает, наряду с существованием не смешивающихся с минеральной глинистой частью органических веществ, наличие прочносвязанных соединений, образование которых, в значительной степени, обязано деятельности почвенной фауны — переработке массы органических остатков и минеральных частиц и выделению их в виде выбросов-экскрементов (органо-минеральных.). Изучение последних является важным в определении этой формы гумуса.

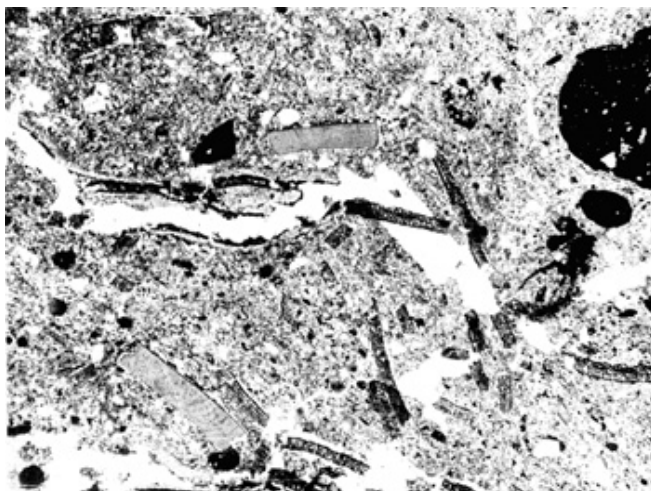


Рис. 71. Грубый гумус субтропических подзолистых почв со свежими, оптически ориентированными растительными остатками, пс.П

Форма гумуса “муль” определяется наиболее тесной связью органических веществ с глинистой частью почвы — преобладанием глинисто-гумусовых комплексов при ограниченном содержании неразложенных растительных остатков и подвижных форм гумуса. Почвенная фауна наиболее активна в образовании этой формы гумуса.

Основными критериями в определении форм гумуса являются морфологические признаки степени разложенности подстилки, а также мощность, окраска и структура гумусового горизонта. В

то же время в географо-генетических работах, использующих микроморфологический метод, делается попытка расширить понимание форм гумуса на основании изучения комплекса таких сугубо микроморфологических признаков, как растительные остатки и характер их разложенности, особенности деятельности почвенной фауны и наличие разных форм собственно гумусовых веществ в гумусовом горизонте и органопродиле в целом.

Характерной особенностью грубогумусного типа органопродила является наличие органогенного горизонта А₀, обладающего гетерогенным строением, подразделяемого на подгоризонты или стратотипы гумуса (L, F, H). Мощность каждого слоя 1-5 см. Стратотип L – рыхлоупакованные с заметной ориентацией растительных остатков разного анатомического и флористического состава; преобладают свежие и слаборазложившиеся остатки с начальными признаками разрушения тканей; следы жизнедеятельности микрофауны единичны. Стратотип F – органические компоненты более компактного сложения с субгоризонтальной ориентацией, доминируют побуревшие слабо- и среднеразложенные остатки с сохранившимися чертами клеточного строения, часто переплетенные грибной микрофлорой; видны хорошо выраженные экскременты клещей и коллембол. Стратотип H – рыхлая черно-коричневая органогенная масса, состоящая из сильно разложенных растительных остатков и экскрементов, собранных в рыхлые гумусовые агрегаты; среди экскрементов преобладают выбросы клещей и коллембол, реже дождевых червей.

Органоминеральные горизонты имеют преимущественно копрогенный тип структуры, агрегированное, иногда губчатое сложение. Преобладающие органогенными компонентами являются: сгустковая бурая плазма, пропитывающая минеральный субстрат, сильно разложенные, измельченные и гумифицированные остатки неопределенных очертаний.

Для обозначения тонкодисперсных гумусовых веществ в микроморфологии существует общее понятие «*органическая плазма*». Ее строгое определение дано Балем (Bal, 1973) по аналогии с минеральной плазмой, применяемое в описаниях муллевых форм гумуса. Органическая плазма описывалась как темно-серая или

темно-бурая относительно однородная изотропная масса, заполняющая пространство между скелетными зернами и микрозонами тонкодисперсной глинистой массы. Тесная связь органических и минеральных компонентов тонкодисперсной массы рассматривается в качестве главного и почти единственного критерия муллевого гумуса* (рис.72). В литературе муллевый гумус обычно рассматривается в двух вариантах: лесной мулль и степной, т.е. кислый лесной мулль и степной кальциевый мулль, представленный в черноземах (Дюшофур, 1970). В лесных почвах при наличии заметных количеств глинистых частиц в гумусовом горизонте, муллевость гумуса иного рода. Отсутствуют изотропные глинисто-гумусовые образования и в проходящем свете они имеют не черную или темно-серую, а темно-бурую или бурую окраску. Т.е. гумусонакоплению в кислой среде соответствует тип модер, лесной мулль; в нейтральной среде — кальциевый мулль.

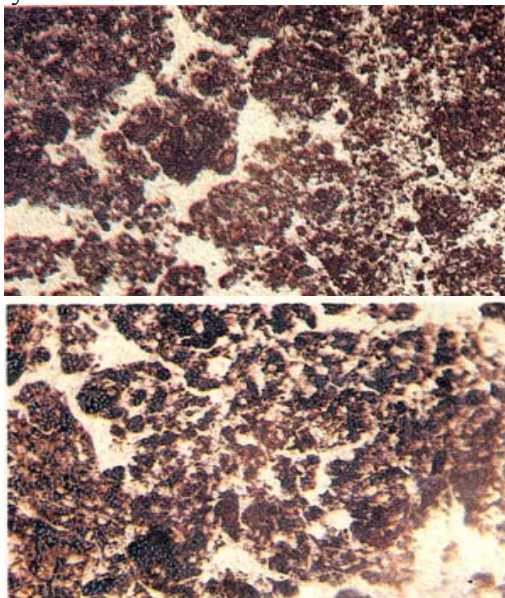


Рис. 72. Микростроение гумусовых горизонтов с дисперсной органической плазмой, пс. II

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», М., 1992.

В переработке органического материала почв (подстилок, опада и др.) принимают участие две группы представителей почвенной фауны – т. н. первичные и вторичные разлагатели. Первые поедают растительные остатки, изменяя их лишь частично, способствуют разложению мягких тканей, но их главная роль заключается в измельчении, фрагментировании растительных остатков. К первичным разлагателям относятся (моллюски, энхитреиды, клещи, многоножки, личинки двукрылых и др.). Плохо переработанные первичными разлагателями растительные остатки подвергаются дальнейшему воздействию и часто вновь служат пищей для многих видов почвенной фауны – вторичных разлагателей. К ним относится большая группа дождевых червей. Они подвергают экскременты первичных разлагателей, растительные остатки и их фрагменты биохимическим преобразованиям, частично минерализуя и смешивая органические и минеральные компоненты до образования органо-минеральных комплексов. Таким образом, большая группа педофауны (вторичных разлагателей) выступает как энергичный гумификатор и гумусообразователь. Им принадлежит особая роль в превращении растительных остатков в органическое вещество почвы, в формировании как гумусовых образований, так и органо-минеральных комплексов. Вторичные разлагатели являются компонентами почвенной фауны многих почв, однако в лесостепных и степных зонах они становятся важным фактором гумусообразования.

Растительные остатки подразделяются по степени разложённости: слаборазложённые; средне- и сильноразложённые; углеподобные частицы.

Слаборазложившиеся остатки сохраняют хорошо различимое клеточное строение тканей, содержат внутри слабо преобразованный бурый внутриклеточный субстрат. Окраска меняется от желтой до бурой. Морфологическое строение исходной ткани растения нарушено, встречаются деформации стенок и перераспределение внутреннего содержимого. В скрещенных николях обнаруживается отчетливое двупреломление стенок клеток.

Среднеразложившиеся растительные остатки характеризуются бурой окраской разной интенсивности, сохраняя частично клеточное строение и морфологический облик остатка. Наблю-

дается интенсивное распадение тканей на фрагменты, происходит удаление клеточного содержимого. Остатки изотропные, интенсивно заселены грибной микрофлорой.

Сильноразложившиеся растительные ткани характеризуются лишь слабой сохранностью клеточной структуры, превращаются в бурую колломорфную и изотропную массу в виде сгустков и фрагментов, распознаются отдельные клетки. Расположение сгустков и фрагментов повторяет форму исходной ткани.

Углеподобные частицы, выделенные в отдельную группу, являются продуктом неполной минерализации растительных остатков. Имеют непрозрачную черную окраску, хорошо сохраняется каркас из стенок клеток.

Гумусовая плазма – продукт гумификации органических остатков, окрашена в бурые и интенсивно темно-бурые тона, имеет колломорфный облик, распределена в виде: полиморфных компактных и рыхлых сгустков, хлопьев в минеральной основе (закрепленная гумусовая плазма образована *in situ*); мономорфных пленок на минеральных частицах (светло-бурая подвижная гумусовая плазма, чаще иллювиального генезиса), которая, как правило, сочетается с глинистым веществом, гидроксидами железа и алюминия.

Рассмотренные выше критерии типизации органического вещества по морфологическим признакам позволяют в полной мере дать характеристику органофилия, выделить основные факторы и процессы, определяющие трансформацию и гумификацию растительного материала.

Итак, главными микроморфологическими критериями определения форм гумуса являлись: растительные остатки и степень их разложенности; активность почвенной фауны, оцениваемая по воздействию на растительные остатки и по экскрементам в подстилке и гумусовом горизонте; степень смешанности минеральной и тонкодисперсной (плазменной) части органического вещества; проявления органической плазмы.

С целью диагностирования типов гумуса в почвах Грузии, проведен подробный учет микроморфологических показателей всех составляющих органических компонентов в органофилиях рассматриваемых почв, а именно: растительных остатков,

сопутствующей почвенной фауны, продуктов их жизнедеятельности и конечных продуктов гумификации (табл. 2).

На основе составления соответствующих критериев определены основные морфотипы гумуса в изученных органопрофилях почв по грубости и/или дисперсности органического вещества почв. В результате, для почв Грузии выделено пять групп: I – raw; II – moder; III – mull; и их различные комбинации: IV – raw-moder или moder-raw; V – moder-mull или mull-moder. Группе raw (грубому гумусу) среди почв Грузии соответствуют, в основном, болотные и засоленные почвы; группе moder (средней разложенности-дисперсности) – дерново-карбонатные, субтропические подзолистые, желтоземы, аллювиальные; группе mull (т.е. дисперсному, собственно гумусовому веществу) соответствуют следующие почвы: черные (равнинные черноземы), горные черноземы, коричневые, в отдельных случаях, лугово-коричневые; группе raw-moder и/или moder-raw (переходной форме от грубого к среднему) соответствуют, прежде всего, горно-луговые и субтропические подзолисто-глеевые почвы; и группе – moder-mull и/или mull-moder (переходной форме от среднего к дисперсному) соответствует следующая группа почв Грузии: красноземы, серо-коричневые, бурые-лесные, лугово-коричневые, лугово-серо-коричневые.

В результате, составлена карта распространения морфотипов Гумуса в почвах Грузии, где на почвенных полигонах наложены контуры с соответствующей информацией о морфотипах гумуса для конкретных генетических типов почв Грузии (карта №1).

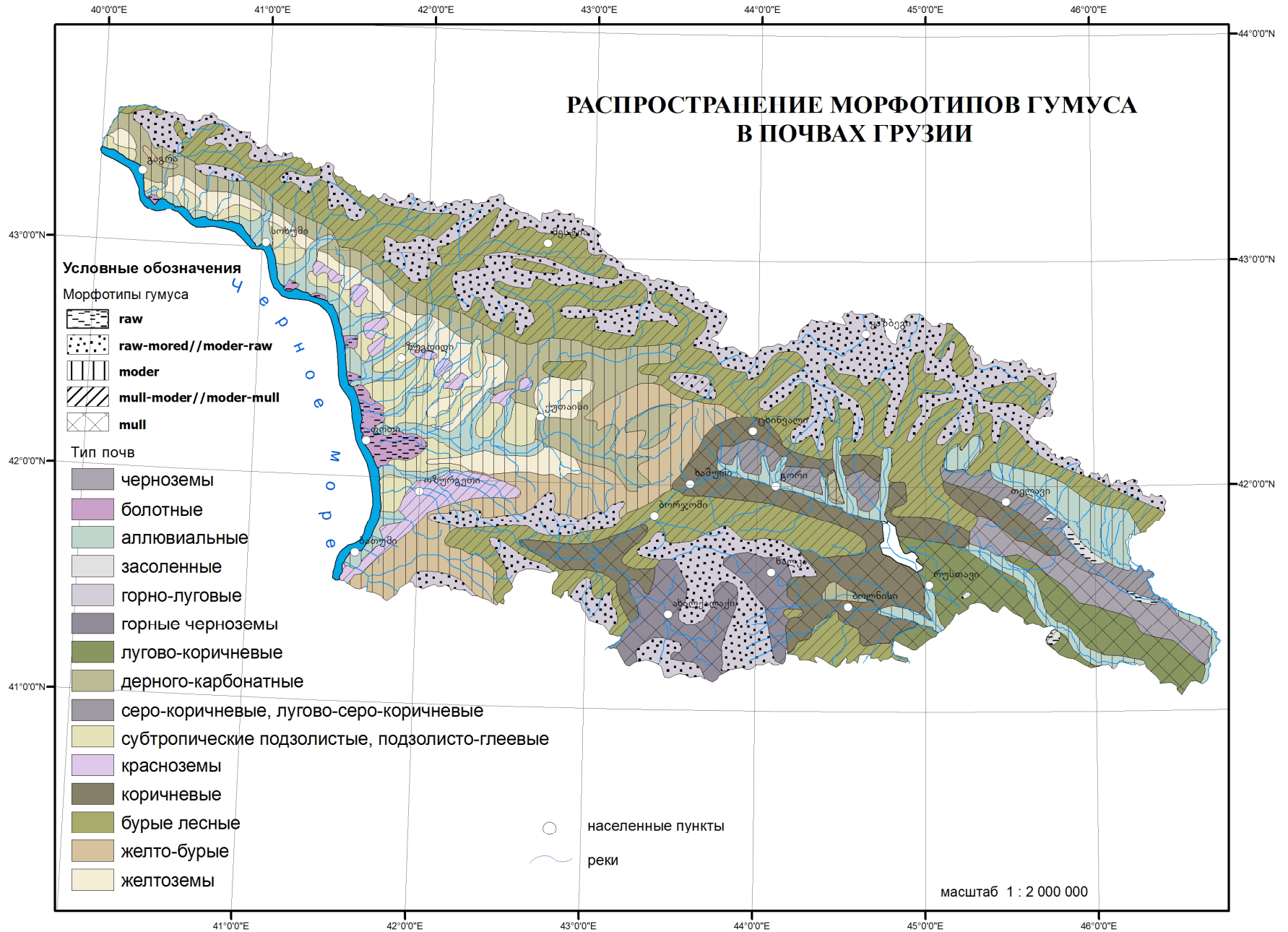
Таким образом, гумусообразование, являясь наиболее распространенным элементарным почвенным процессом практически во всех типах почв Грузии, микроморфологически диагностируется по комплексу признаков, отражающих трансформацию составляющего органического вещества (растительных остатков, сопутствующей почвенной фауны, продуктов их жизнедеятельности и конечных продуктов гумификации); группирование же микроморфологических показателей органических компонентов по грубости и/или дисперсности в органопрофилях, позволило выделить свойственные для каждого типа почв Грузии морфотипы “гумуса”.

Таблица 2

Морфотипы гумуса в органо профилях почв Грузии

№	П о ч в а	Мощность органо профиля, см	П р и з н а к и о р г а н о п р о ф и л я									М о р ф о т и п ы г у м у с а
			Растительные остатки			Органическая плазма		Глинисто-гумусовые образования		Экскременты педофауны		
			слабо измененные, почти свежие с оптической ориентацией и клеточным строением	частично раздробленные, средне разложившиеся с сохранившимся клеточным строением	измельченные, сильно разложившиеся, с частичным клеточным строением	по растительным остаткам	в копюлитах	изотропные	анизотропные	первичных разлагателей	вторичных разлагателей	
1	горно-луговые	20-40	+++	+++	+	+++	++	+	-	++	-	raw-moder
2	бурые лесные	15-25	++	++	++	++	+	+	+	+	++	mull-moder
3	дерново-карбонатные	20-40	+++	+++	+	+	+	+	-	+	+	moder
4	горные черноземы	30-40	+	+	++	+	+	+	+	+	++	mull
5	черные (черноземы)	40-50	-	+	++	+	++	++	+	++	++++	mull
6	коричневые	20-35	+	++	+++	++	+	+	+	+	++	mull
7	лугово-коричневые	20-30	-	+	++	+	++	+	++	++	+++	moder-mull
8	серо-коричневые	10-15	+	++	++	+	+	++	+	+	+++	moder-mull
9	лугово-серо-коричневые	10-30	++	+++	+	++	+	-	++	+++	+	mull-moder
10	засоленные	10-15	+++	++	++	+	-	+	-	+	-	raw
11	красноземы	10-40	+	+	++	+	-	+	++	++	++	moder-mull
12	желтоземы	10-20	+	++	+	+	-	+	++	+	++	moder
13	субтропические подзолистые	15-25	+++	+++	++	++	+	+	-	+	-	moder
14	субтропические подзолисто-глеевые	15-20	+++	++	+	+++	+	-	++	+++	+	raw-moder
15	аллювиальные	15-30	++	++	++	+	+	+	+	+	+	moder
16	болотные	15-25	+++++	+++	+	+	-	+	-	-	-	raw

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МОРФОТИПОВ ГУМУСА В ПОЧВАХ ГРУЗИИ



Микроморфологическая диагностика сиаллитизации

Оглинивание (сиаллитизация, выветривание *in situ*) является одним из важных процессов среди ЭПП, который наиболее удобно и наглядно диагностируется микроморфологическим методом по форме микростроения и ориентации тонкодисперсного материала, характеру выветрелости скелетного материала (первичных минералов) почв и др.

Тонкодисперсная или глинистая часть почвы, которая представляет собой совокупность дисперсных частиц глинистых минералов, полуторных окислов и гумуса, является наиболее подвижной и динамичной в почвенных профилях и считается компонентом определяющим основные свойства и признаки почв. В зарубежном почвоведении она получила название «плазмы» (Kubienna, 1938). В современной микроморфологической литературе на равных основаниях используются термины «тонкодисперсная часть (масса) почвы», «глинистая масса» и «плазма».

В изучении тонкодисперсной массы почв, где естественно, преобладают частицы глинистых минералов, важно определение не только химического и минералогического состава, но и строения. В первых работах В. Кубиены больше внимания обращалось на связь дисперсных частиц с грубодисперсным, скелетным материалом (Kubienna, 1938), на основании чего выделены ряд типов микростроения почв: «порфиropектик», «интертекстик», «хламидоморфик» и другие, в которых роль тонкодисперсной массы трактуется прежде всего как связывающая, цементирующая.

Элементарной единицей микростроения тонкодисперсной массы является «псевдокристалл», или агрегат глинистых частиц (Толковый словарь по почвоведению, 1975). Псевдокристалл представляет собой объединение или ориентацию групп глинистых частиц, которые имеют оптические свойства, характерные для индивидуальных кристаллов.

Основными формами псевдокристаллов, или агрегатов глинистых частиц, слагающих глинистую массу почв являются чешуйки (изометричные псевдокристаллы) и волокны (значительно удлиненные в одном направлении псевдокристаллы). В ряде случаев псевдокристаллы имеют другие формы, например, зернистая форма в виде овальных образований, которая часто встречается при исследовании аридных почв.

Ориентация псевдокристаллов – чешуек, волокон, зерен – относительно друг друга создает типы микростроения глинистой массы. Преобладание чешуйчатых единиц ориентации создает чешуйчатый тип микростроения (тонкочешуйчатый, крупно-чешуйчатый, рыхлочешуйчатый, связночешуйчатый); преобладание волокнистых единиц – волокнистый тип микростроения (беспорядочно-волокнистый, параллельно-волокнистый, перпендикулярно-волокнистый или сетчатый, спутанно-волокнистый); преобладание зернистых единиц – зернистый тип микростроения глинистой массы, или плазмы. В преобладающей последовательности обычно отмечают: чешуйчатый, волокнистый, зернистый типы микростроения.

Глинистые частицы в виде трудноразрушаемых агрегатов присутствуют практически во всех механических фракциях почв, на что указывает на способность индивидуальных глинистых частиц ориентироваться в отношении друг друга и создавать разного рода агрегаты. Физическая ориентация частиц приводит к оптической ориентации тонкодисперсного вещества, поэтому такие понятия, как «ориентация глинистых частиц», «ориентированные глины», «оптически ориентированные глины», «ориентация тонкодисперсного вещества» употребляются как синонимы.

В формировании тех или иных типов микростроения глинистого материала большую роль играют разные процессы (выветривание, седиментация, переориентация, дезориентация, промораживание, сепарация и др.).

Образование разных типов микростроения плазмы, прежде всего, определяется внутрпочвенным выветриванием первичных минералов. Наиболее четко образование разных типов микростроения дисперсного материала выражено в группе почв, сформированных за счет материала плотных пород с совмещенным профилем выветривания и почвообразования.

В этом случае, образование разных типов микростроения глинистой массы происходит с минимальным перемещением глинистых частиц или без него. По таким первичным минералам, как полевые шпаты, пироксены, биотит, образуются чешуйчатые (разной размерности, крупности и связности) и волокнистые (парралельно-, перекрестно- и др.) виды агрегатов глинистых частиц. Совокупность такого рода псевдокристаллов в границах первичных минералов, формирует т.н. псевдоморфное микростроение глинистой массы* (рис. 73).

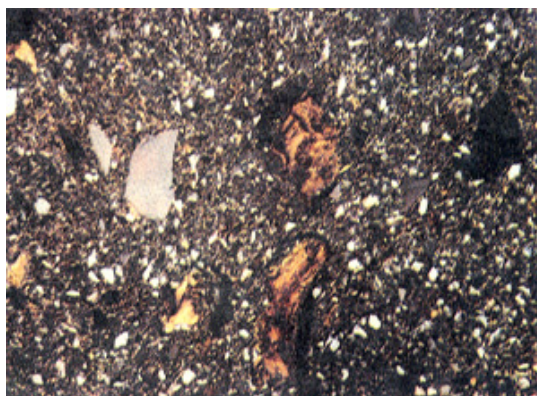
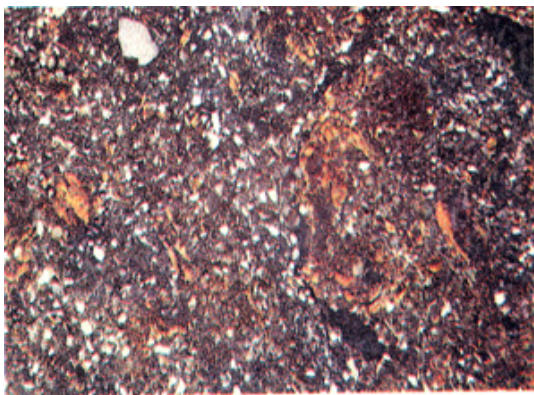


Рис. 73. Обломки глинистых кутан, папулы; бурая лесная почва, пс. +

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», 1992.

В почвенных профилях, где наиболее отчетливо протекает процесс образования разных типов микростроения глинистой плазмы в результате выветривания, происходят также нарушение и изменение микростроения глин с постепенной трансформацией в другие типы микростроения в результате процессов дезориентации и переориентации. Причиной последних процессов служат чисто почвенные явления: поступление и перемещение в разных направлениях почвенных растворов, содержащих органические вещества; чередование увлажнения и высыхания; деятельность почвенной микро- и мезофауны, корневых систем и др.

Процесс седиментации большую роль играет в формировании микростроения глинистого материала толщ осадочных и метаморфических пород. Он предшествует и определяет проявление ориентации глинистого материала в породах и формирование различных типов микростроения. Большая часть почвообразующих пород в результате седиментации приобрела сложные типы строения глинистого материала.

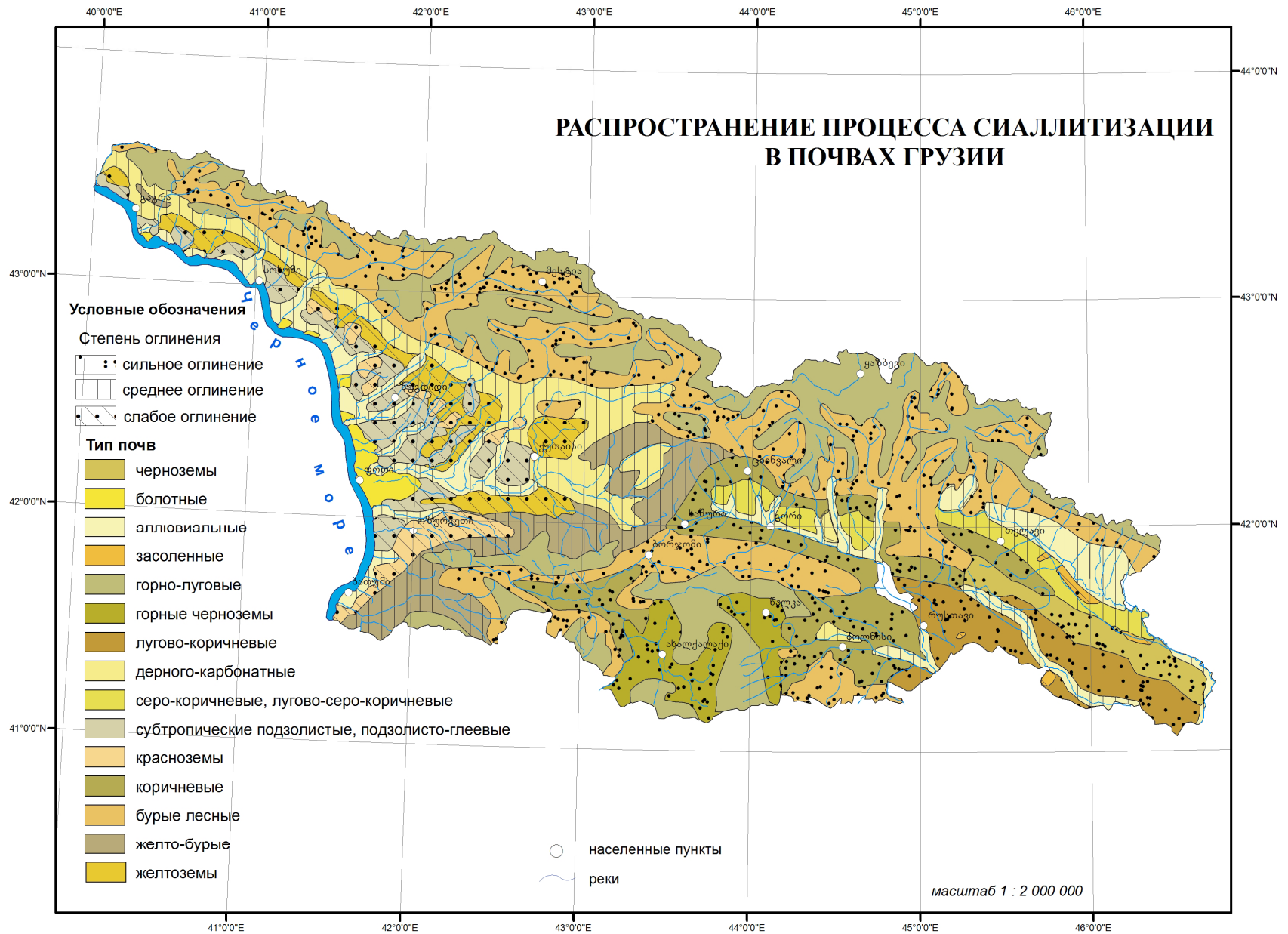
Формирование типов микростроения глинистого материала нередко связано с процессом длительного промораживания почвогрунтов. Льдистые прослойки в значительной степени определяют формирование струйчатых и сетчатых (перпендикулярно-волоконистых) строений глинистого материала, находившихся в прошлом в условиях криогенеза. Поэтому, струйчатые и сетчатые типы микростроения часто являются наследованными от прошлых времен. К криогенному типу микростроения относятся также т.н. кольцевое, или концентрическое микростроение глинистого материала. Представляет собой ориентацию чешуек или волокон в виде системы колец из ориентированных агрегатов глинистых частиц.

Некоторые типы микростроения глинистой массы, такие, как островные, в виде пленок на зернах или в порах и трещинах (околопоровые, вокругскелетные обособления), могут создаваться в результате процесса сепарации. Под ним понимаются локальные перемещения наиболее дисперсного материала внутри горизонта почвы с влагой вверх, вниз, в стороны и последующая ориентация его на месте. Как правило, в результате процесса сепарации возникают типы микростроения с высокой степенью ориентации частиц и высоким двупреломлением.

В почвах Грузии, в зависимости от условий их формирования, отмечаются разные виды микростроения тонкодисперсного вещества – плазмы. Основными формами проявления процесса оглинивания-сиаллитизации в почвах Грузии являются: натечные и *in situ*, которые в той или иной степени диагностируются в изученных профилях. По степени интенсивности проявления процесса оглинивания, для почв Грузии выделены три основные градации: сильное, среднее и слабое (карта №2). Наиболее интенсивно процесс оглинивания-сиаллитизации в почвах Грузии проявляется в следующем ряду почв: бурых лесных, черно-бурых лесных, черных (равнинных черноземах), горных черноземах, коричневых, лугово-коричневых почвах. Средние показатели проявления процесса оглинивания-сиаллитизации выявлены в: серо-коричневых, лугово-серо-коричневых, желто-бурых, дерново-карбонатных, горно-лугово-лесных, горно-лугово-черноземовидных, частично, аллювиальных почвах. Относительно слабее процесс оглинивания-сиаллитизации проявляется в: засоленных, красноземных, желтоземных, субтропических подзолистых почвах Грузии. В болотных и подзолисто-глеевых почвах проявление данного процесса как ЭПП микроморфологически практически не диагностируется.

Таким образом, процесс оглинивания-сиаллитизации, как ЭПП, почвах Грузии проявляется как в виде натечных форм, так и в виде *in situ*-выветривания в тех типах почв, где этот процесс проявляется наиболее активным образом (бурые лесные, черно-бурые лесные, черные, горные черноземы, коричневые, лугово-коричневые). Микроморфологически процесс оглинивание диагностируется по характеру выветрелости скелетного материала, микростроению и оптической ориентации плазмы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРОЦЕССА СИАЛЛИТИЗАЦИИ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ



Микроморфологическая диагностика лессивирования

Иллювирование глины (лессиваж) является наиболее широко проявляющимся процессом в почвенном профиле, особенно в почвах влажносубтропического ряда. Главными критериями микроморфологического диагностирования иллювирования, или т.н. лессивирования, являются признаки механического внутри-профильного передвижения тонкодисперсного материала в профиле без химического преобразования, т.е. по наличию подвижных, оптически ориентированных глинистых частиц – натечных образований. Присутствие в натеках примесей — гумуса, гидроксидов железа, песчаных и пылеватых частиц, в свою очередь, уточняет картину иллювирования.

Существуют две группы терминов, объясняющих процесс передвижения дисперсного материала: первая – натеки, потеки, натечная глина, натеки оптически ориентированной глины; вторая – кутаны и их производные.

Большой популярностью пользуется термин второй группы, детально разработанный Р. Брюером (Brewer, 1964). Термин «кутан» и его варианты делятся: *по вещественному составу* на аржиллан, манган, ферран, ферриаржиллан; *по расположению* на субкутаны, квазикутан, кутаны зерен, кутаны пор. Их преимущество заключается в краткости и приемлемости на многих языках, однако имеют слишком общий характер. По Р. Брюеру, кутан — это результат изменения текстуры, структуры или сложения на естественных поверхностях почвенного материала при концентрации какого-либо компонента почвы или изменений плазмы *in situ*. Следовательно, кутанами являются как выносимые из элювиального горизонта тонкодисперсные вещества (аржилланы), так и остаточные продукты (скелетаны). В микроморфологии отмеченные выше термины используются как синонимы к термину «натек».

Для продуктов разрушения самих натеков, т.е. их обломочных форм Р. Брюером предложен термин «папула», который широко применяется в микроморфологической литературе, указывая часто на выветрелые *in situ* зерна скелета, сохранившие их исходную форму.

Обычно натеки делятся по морфологии и вещественному составу. Морфология рассматривает однородность или неоднородность натека по размеру составляющих его частиц и наличие или отсутствие слоистости. В результате, по *морфологии* выделяются: однородные (простые), смешанные (сложные) — пылевато-глинистые, песчано-пылевато-глинистые и песчано-пылеватые типы натеков. Однородные натеки, как правило, бывают глинистыми. Их разновидность составляют лишь пленки на зернах. По *строению* натеки разделяются на однородные — неслоистые и слоистые. В слоистых могут чередоваться только глинистые слои или глинистые слои переслаивающиеся с пылеватыми; возможны примеси более крупных зерен. Глинистые натеки с ясно выраженными слоями серповидной формы упоминаются как скорлуповатые. По *вещественному составу* различают: глинистые, гумусово-глинистые и железисто-глинистые натеки.

Размеры натеков в большинстве случаев определяются размерами пор. Для натеков в мелких порах важно фиксировать степень заполнения поры, в крупных порах натеки обычно встречаются по их краям, очень редко натеки настолько большие, что заполняют целиком крупную пору.

Натеки могут быть разделены по *возрасту*. Свежие натеки обычно имеют большие размеры, светлую окраску, с довольно высоким двупреломлением. Встречаются отдельно или группами вне зон с высоким двупреломлением тонкодисперсного материала основной массы. Относительно молодые натечные образования обычно ярко окрашены в проходящем свете, имеют очень высокое двупреломление, четко отграничены от вмещающей массы, в них хорошо выражена слоистость, много среди них и скорлуповатых форм* (рис 74). С возрастом натек тускнеет, в нем появляется зернистость, увеличиваются разрывы между слоями. Облик стареющего *in situ* натека очень характерный, представляет тусклое зернисто-агрегационное образование с низким двупреломлением, на поздних стадиях с трудом отделяется от основной массы.

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», 1992.

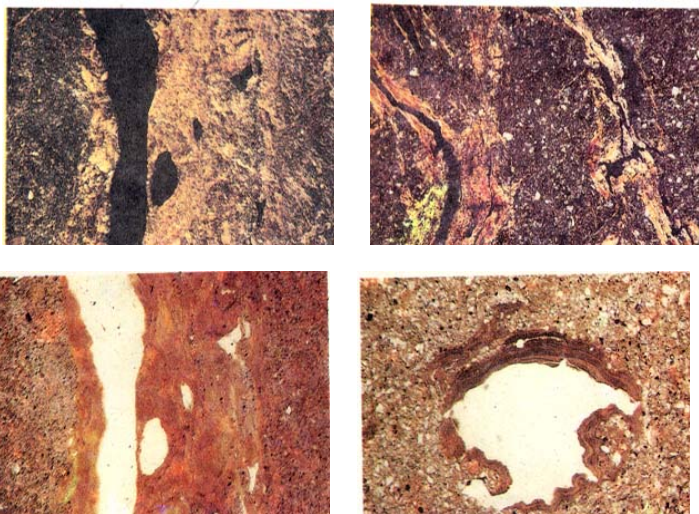


Рис. 74. Иллювирование глины, формы натеков-кутан по порам, пс. + (а, б), пс. II (в, г)

По характеру натеков и условиям иллювирования почв Грузии, кутаны, выявленные в них, можно подразделить на три основные группы, позволившие классифицировать их по этим показателям: **1.** натёки тонкодисперсного состава, характерные почвам гумидных равнинных территорий и горных влажных умеренно теплых территорий; **2.** натёки, преимущественно пылеватого и песчанисто-пылеватого состава, мало отличающиеся по составу от вмещающей массы горизонтов, характерные для почв гумидных умеренно холодных и холодных территорий; **3.** специфические натечные образования, присущие аридным территориям, генезис которых лишь частично объясняется иллювированием почвы.

Натёки *первой* группы являются признаком собственно лессиважа – иллювирования коллоидного материала по порам и трещинам в условиях кислой среды, имея как внутригоризонтное, так и внутривертикальное значение. Образование их происходит в условиях относительной фильтрации почвенных растворов в толще почв, содержащих большой процент ила. Мобилизация глинистых частиц в верхних горизонтах почв

при лессиваже в этих условиях способствует формированию глинистых натеков. Эта группа объединяет следующий ряд почв Грузии: красноземы, желтоземы, субтропические подзолистые, субтропические подзолисто-глеевые, болотные.

Натеки *второй* группы наблюдаются в условиях общей щебнистости почв с незначительным процентом ила в механическом составе и специфическим водным режимом, когда в процессе таяния снега происходит массивованное проваливание влаги через почвенную толщу, в результате чего создаются условия для переноса в нижние горизонты почв пылеватого, а иногда и песчанисто-пылеватого материала, мало отличающегося от более грубого вмещающего материала. Такой материал часто оседает на поверхности щебня. Перераспределение песчано-пылеватого материала в горных почвах происходит как вертикальным, так и боковым током вод. При этом отмечена зональность профилей по крупности пылеватого материала — уменьшение книзу размера осаждающихся частиц (от среднепылеватых до илистых). Данная группа натечных образований объединяет следующий ряд почв Грузии: бурые лесные, желтобурые, дерново-карбонатные, горно-луговые.

Натеки *третьей* группы свойственны группе аридных почв. Формирование различного рода тонкодисперсных обособлений (потеков, натеков, кутан) в аридных почвах является результатом сложного комплекса явлений. С одной стороны, при кратковременных затоплениях поверхности в верхних горизонтах могут формироваться натеки как результат седиментации — иллювирования. С другой стороны, глинистые частицы в аридной зоне обладают крайне высокой степенью подвижности и легко перемещаются не только вертикально вниз, но и вверх и горизонтально в пределах одного и того же горизонта. В связи с этим при небольших изменениях условий увлажнения и высыхания глинистые частицы могут перемещаться в разных направлениях на небольшие расстояния, образуя пленки на стенках пор и скелетных зерен, сгустки и натеки. При этом в поверхностных горизонтах как формирование, так и разрушение таких типов образований происходит довольно быстро. Таким образом, натеки и другие глинистые обособления в почвах аридной зоны являются главным образом не резуль-

татом лессиважа-иллювиирования, а прежде всего, признаком пептизации глин. Рассматриваемая группа натеков объединяет следующий ряд почв Грузии: коричневые, лугово-коричневые, серо-коричневые, лугово-серо-коричневые, частично черноземы.

В почвах гумидных территорий, а также солонцового ряда натекы рассматриваются как несомненный признак иллювиирования. Высокая гумусированность натеков вплоть до потери ими анизотропности прослеживается в лугово-черноземных почвах Грузии. Железисто-глинистые натекы характерны для ряда влажносубтропических почв с поверхностным оглеением. С глубокопрофильным (грунтовым или контактным) оглеением же нередко связывается обратное явление — потеря натекими желе-зистого вещества, их обезжелезнение и даже появление зеленовато-сизых тонов окраски.

Кроме однородных тонкодисперсных натеков (глинистых, гумусово-глинистых и железисто-глинистых) во многих почвах встречаются смешанные пылевато-глинистые натекы и даже натекы, содержащие песчаные частицы. Присутствие грубодисперсных частиц является показателем относительно интенсивных миграций веществ.

Подробное изучение натеков и профилей иллювиирования в разных почвах проясняет многие почвенно-генетические вопросы, в том числе о соотношении иллювиирования и оглинения *in situ*, боковых и вертикальных миграций веществ, возраста и скорости иллювиирования.

В работах некоторых микроморфологов высказывается мысль о связи строения тонкодисперсной массы с разрушением натеков (Fedoroff, 1970). Мелкие частички натеков – папулы – иногда создают околопоровые и/или вокругскелетные типы строения плазмы. Приуроченность обломков натеков к порам может быть также следствием их выноса нисходящими почвенными растворами. В профиле субтропических подзолистых почв Грузии такого типа папулы нередко прослеживаются включенными в концентрические железистые конкреции.

Формирование горизонтов аккумуляции натеков является достаточно длительным процессом. Для определения степени иллювиирования почв необходим учет количества натеков с подразделением их по происхождению и трансформации.

Механический состав, сложение и порозность толщи, в которой осаждается тонкодисперсный материал, приносимый из верхней части почв, в значительной мере определяют формы натеков и их устойчивость.

Наибольшим разнообразием натеков отличаются суглинистые горизонты. Различия в размерах натеков связаны с характером пустот, которые в суглинистых горизонтах представлены трещинами, порами-упаковки, каналовидными порами и камерами. Мелкие поры часто целиком заполняются иллювиальной глиной. Натёки в них наиболее однородны по строению, слоистость выражена слабо, двупреломление, как правило, высокое. В более крупных порах глинистые натёки окаймляют их стенки (в нижних частях иллювиальной толщи) и образуют скорлуповатые слоистые формы. Возможны примеси единичных песчаных и пылеватых зерен. К крупным порам приурочены слоистые смешанные пылевато-глинистые натёки, более распространенные в верхних и средних иллювиальных горизонтах.

Наиболее сложные для диагностики натёки связаны с трещинами. Они могут быть сплошными, тонкими и прерывистыми, состоящими из отдельных крупных волокон, параллельных трещинам.

Натёки песчаных почв наиболее однообразны. Они всегда состоят из тонкодисперсного материала, не содержат пылеватых частиц и слабо деформируются. Обычно они определяются как пленки на зернах, в них отсутствует слоистость.

Тонкодисперсные натёки характерны также и для суглинисто-щебнистых горизонтов некоторых кислых (слабокислых) почв. В горизонтах ВС горных почв на плотных породах и при подстилании суглинистого профиля гравелисто-песчаными отложениями в них формируются своеобразные крупные грубо-слоистые или неслоистые натёки. Чаще они бывают глинистыми, но могут содержать и железистые прослои. В щебнистых горизонтах они обычно покрывают поверхности породных обломков. Наиболее тонкодисперсные натёки присутствуют в почвах песчаного и глинистого механического состава. Суглинистые горизонты содержат разнообразные натёки – смешанные, собственно пылеватые.

Таким образом, распределение в профиле почвы различных видов натеков и продуктов их разрушения (рис. 74) представляет важный признак почв, позволяющий уточнить их диагностику. Соотношение разных натеков позволяет судить об интенсивности и последовательности иллювиирования.

Первые признаки внутригоризонтных перемещений вещества текстурно-дифференцированных почв появляются с поверхностного слоя. Нижняя граница современного иллювиирования обычно располагается в материнской породе. Максимальное иллювиирование часто приходится на элювиальный горизонт.

В качестве примера микроморфологического диагностирования процесса лессивирования в почвах Грузии, приводим описания признаков наиболее характерных почв: бурых лесных, красноземов, субтропических подзолистых.

Бурые лесные почвы. Натечные образования в бурых лесных почвах Грузии появляются с горизонта В и прослеживаются вплоть до материнской породы. Интенсивность иллювиирования в этих почвах увеличивается с нарастанием глубины. Глинистые натёки относительно однородны, имеют буро-желтую или красновато-желтую окраску. В бурых лесных почвах, которые развиваются на склонах, дисперсные частицы мигрируют не только с вертикальными, но и боковыми токами. Поэтому количество натеков в этих почвах не всегда служит критерием лессиважа, даже если считать, что интенсивность естественного разрушения натеков более или менее одинакова.

Красноземы. По характеру перемещения тонкодисперсного материала, красноземы имеют ряд общих черт с бурыми лесными почвами. Боковая миграция сочетается с вертикальной; преобладающей формой выноса является практически непрерывающийся суспензионный перенос. Самое глубокое проникновение натеков отмечается в почвах под колхидским лесом с их глубоким промачиванием и меньшей подверженностью эрозии. В красноземах на элювиальных корах выветривания и зебровидных глинах мелкие глинистые натёки появляются в горизонте В. Ниже количество их резко возрастает. Натёки в красноземах ярко окрашены: ярко-желтые или красновато-желтые, в зависимости от содержания в них железа. Случаи отдельной миграции соединений железа и глины в краснозе-

мах редки и наблюдаются только при внутрипрофильном оглеении. Главной чертой красноземов является мощная и растянутая толща иллювирования, включающая кору выветривания, при небольших количествах натеков в каждом из горизонтов.

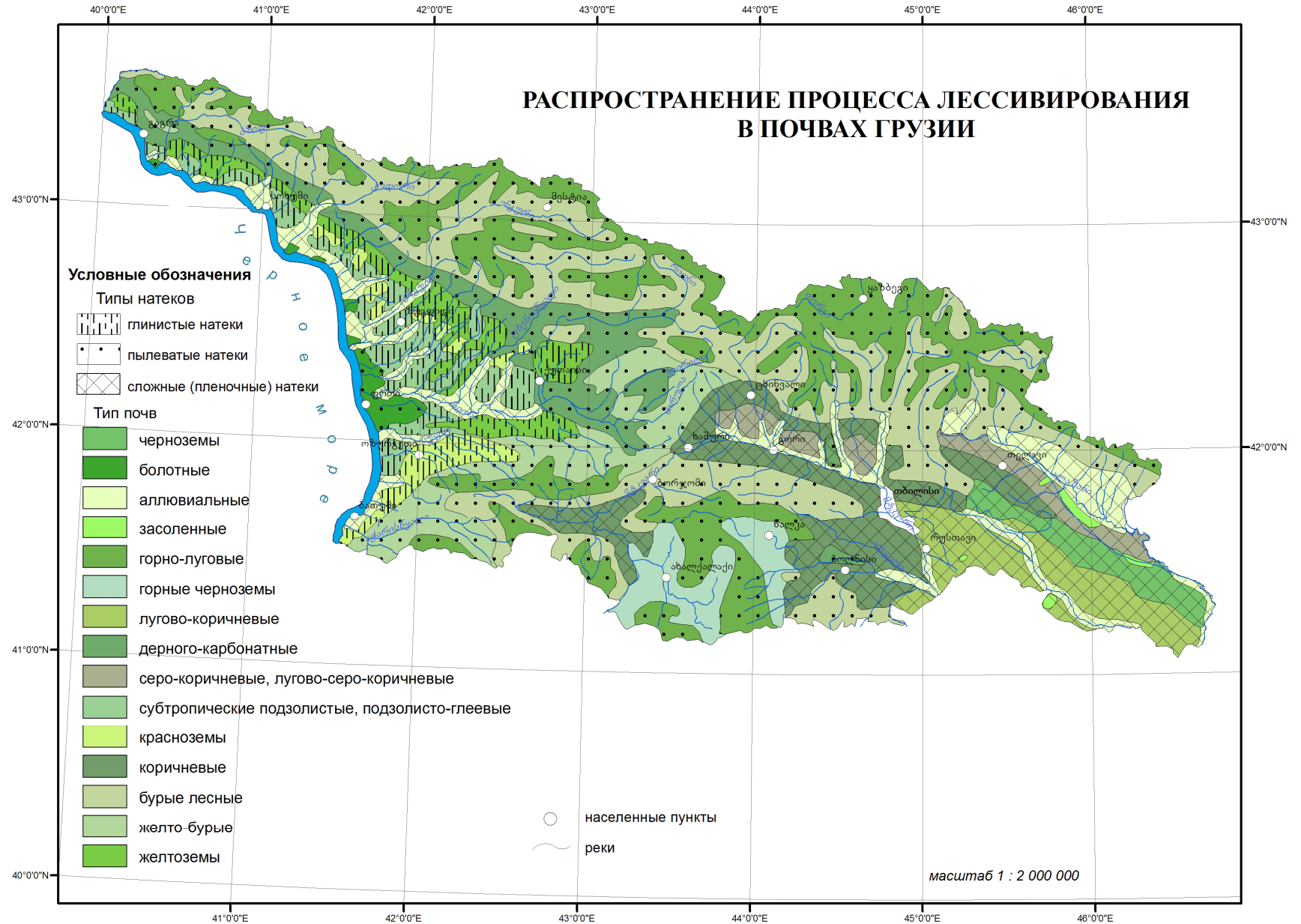
Субтропические подзолистые. Вопрос профильного иллювирования и состав натеков имеет особое значение для субтропических подзолистых (т.н. псевдоподзолистых, элювиально-поверхностно-глеевых) и субтропических подзолисто-глеевых почв Грузии. Эти почвы отличающиеся сложным генезисом, детально были изучены разными методами исследований, в том числе на микро- и субмикроуровнях (Мачавариани, 1989). Общей особенностью субтропических подзолистых почв является своеобразный гидротермальный режим, наличие резко выраженного периода поверхностного переувлажнения. По интенсивности выноса глинистых частиц из верхней и средней частей профиля и количеству глинистых натеков в нижней толще, рассматриваемые почвы должны относиться к сильно лессивированным. В распределении разного типа натеков наблюдается зональность. В верхних горизонтах типичны мелкие светлые свежие натёки. В горизонтах В и ВС наблюдается наибольшая сложность натек по механическому составу, переслаивание глинистых натек с кутанами другого состава и разнородность по величине. В профиле почв четко наблюдаются железистые или переслаивающиеся с глинистыми натёки. Сопоставление свойств натек и железистых образований разных зон профилей указывает на отдельную миграцию железа и глинистых частиц при наложении поверхностного оглеения.

По идее, влажносубтропический климат ареала должен способствовать интенсивному передвижению тонкодисперсного вещества в вертикальном профиле. Однако наличие тяжелоглинистого прослая, отсутствие проточного режима препятствует внутрипрофильному мигрированию глины. Процесс лессивирования несомненно присутствует в профиле данных почв, что проявляется в наличии отмеченного выше большого количества свежих натечных образований с высокой степенью оптической ориентации. Но процесс лессиважа в данных почвах имеет лишь локальное внутригоризонтное (а не внутрипрофильное) значение и профилеформирующей роли не имеет.

В результате, в почвах Грузии выявлены отмеченные выше три типа натечков (карта №3): глинистые, являясь признаком собственно лессиважа и характерные для почв гумидных регионов (красноземов, желтоземов, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных почв); пылеватые (иногда глинисто-пылеватые или песчано-пылеватые), характерные для почв горных регионов (бурых лесных, желто-бурых, дерново-карбонатных, горно-луговых почв); сложные, в виде пленок на стенках пор и скелетных зернах (глинистые частицы перемещаются в разных направлениях на небольшие расстояния), являясь больше признаком пептизации глины, чем иллювирования, свойственны почвам аридных территорий (коричневые, лугово-коричневые, лугово-серо-коричневые, серо-коричневые, частично черноземы).

Таким образом, процесс лессивирования (признаки типичного внутрипрофильного передвижения тонкодисперсного материала – собственно лессиважа), как ЭПП в почвах Грузии микроморфологически диагностируется по свойствам и структуре подвижного материала в профиле, наличию натечных форм оптически ориентированной глины и др.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРОЦЕССА ЛЕССИВИРОВАНИЯ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ



Микроморфологическая диагностика оглеения

Оглеение относится к числу сложных, недостаточно изученных почвенных процессов, развивающихся в почвах самых разнообразных ландшафтов. В ряду элементарных почвенных процессов, выделенных И.П. Герасимовым (1973), оглеение относится к группе процессов сегрегации и миграции веществ в профиле и разделяется на подпроцессы в зависимости от источника переувлажнения и локализации максимума оглеения в почвенном профиле. Наиболее выразительными и контрастными вариантами оглеения являются: грунтовое (собственно оглеение) и поверхностно-элювиальное оглеение.

Первопричиной грунтового оглеения являются минерализованные грунтовые воды, капиллярная кайма которых заходит в пределы почвенного профиля. При близком залегании грунтовых вод в нижних горизонтах может находиться и водоносный горизонт. Характер грунтового оглеения, химизм, степень выраженности, морфологические особенности и др. определяются грунтовыми водами, их уровнем, составом и проточностью.

Причиной же элювиального оглеения является верховодка, формирующаяся в верхних горизонтах профиля за счет атмосферных осадков при наличии водоупора в профиле. Поэтому элювиально-поверхностно-глеевый процесс свойствен текстурно-дифференцированным почвам. Обязательными условиями развития поверхностного оглеения являются периодическое переувлажнение и наличие периода просыхания или иссушения почвы и соответственно вынос образующихся продуктов оглеения из зоны их образования. Элювиально-поверхностно-глеевый процесс тесно связан с элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля (иллювиированием-лессиважем).

По происхождению, комплексу морфологических и химических свойств, грунтовое и поверхностное оглеение существенно различаются, имея при этом ряд общих черт. Основными характеристиками оглеения, как элементарного процесса, являются длительное переувлажнение и миграция железа.

Микроморфологические признаки проявления оглеения в общем виде, свойственные обоим вариантам и отражающие его общие черты, как ЭПП, наиболее отчетливы в двух основных аспектах. Самым известным и характерным признаком глеевых горизонтов является перераспределение железистых соединений*. Основным диагностическим показателем оглеения является контрастность распределения гидроксидов железа, обезжелезивание (обезжелезнение) основной массы и развитие Fe-сегрегаций, формы и обилие которых различны в зависимости от варианта оглеения, но само существование контрастной микроразнообразности по железу служит бесспорным свидетельством протекания глеевого процесса (рис. 75а).

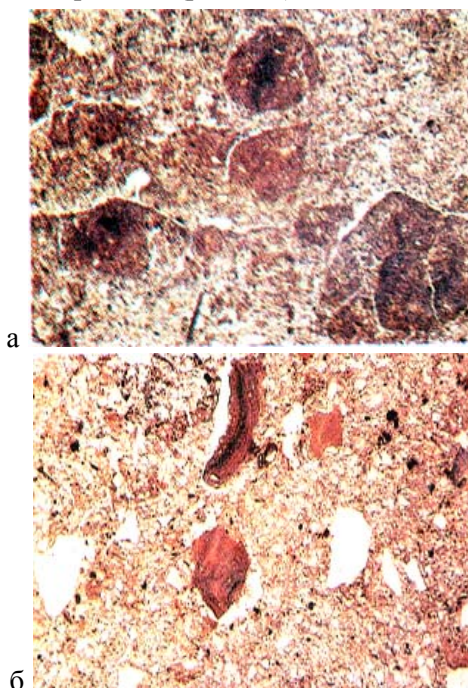


Рис. 75. Характер микростроения глеевых горизонтов: сочетание железистых сегрегаций и обезжелезненной плазмы (а); глинистые папулы (б), пс.П

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», 1992.

Несмотря на значительную роль биохимических и микробиологических процессов, на участие гумусовых веществ в развитии оглеения, микроморфологически глеевый процесс проявляется исключительно в преобразовании (дезагрегации) минеральной массы почв и переориентации тонкодисперсного глинистого материала.

Деагрегация минеральной почвенной массы развивается в результате потери ею значительной части железа (являясь, в свою очередь, структуром в почве) и диспергации при переувлажнении. Глинистая масса оглеенных горизонтов подвергается заметной переориентации или перестройке микростроения, что связано с подвижностью тонкодисперсного вещества глевых горизонтов при сильном увлажнении (рис.75 б).

Диагностика грунтового оглеения. Признаки грунтового оглеения проявляются преимущественно в собственно глеевом горизонте, развивающемся под непосредственным воздействием грунтовых вод. Перераспределение соединений железа приводит к очень яркой микрizonaльности глеевого горизонта – чередованию обесцвеченных, совершенно светлых микроучастков с желто-бурыми и/или темно-бурыми микрizonaми. Характерно наличие хлопьевидных микрizona пропитки тонкодисперсного материала гидроксидами железа и почти полное отсутствие конкреционных образований, как таковых. Конкрекции и стяжения обычно приурочены к зоне окисления – надглеевому, в том числе, гумусовому горизонту. Микрizona сегрегации железа нередко оказываются и более глинистыми; очевидно, железо в какой-то степени предохраняет глину от выноса с грунтовым потоком. Слабое развитие конкреционных форм в глеевом горизонте свидетельствует о постоянстве условий влажности и окислительно-восстановительного потенциала.

Другой характерной чертой микрizonaльности по железу в горизонтах грунтового оглеения можно считать постепенность переходов между микрizonaми: почти белый осветленный материал переходит в коричневатую-бурую через широкую гамму переходных тонов окраски — желто-бурую, бурую, темно-охристую и т.д. На интенсивно окрашенных микроучастках отчетливо прослеживаются хлопьевидные формы ожелезнения.

Горизонты грунтового оглеения в почвах обычно полностью дезагрегированы, по микросложению характерна компактная упаковка почвенных частиц, пустот сравнительно мало, они представлены единичными корневыми ходами. Дезагрегированность глеевых горизонтов особенно заметна в почвах с развитым процессом гумусо-накопления. В таких профилях глеевые горизонты по микросложению наиболее контрастны по отношению к вышележащей толще. Дезагрегация глеевых горизонтов способствует локальным перемещениям глины с образованием микрозон обогащения тонкодисперсным веществом.

Глинистой массе глеевых горизонтов грунтового оглеения присущи различные волокнистые типы микростроения. Широко распространены также сетчатые и струйчатые формы. Их образование может быть результатом переориентации чешуйчатых, чешуйчато-волокнистых и других форм, господствующих в микростроении глинистого вещества неоглеенных горизонтов. В целом, для горизонтов грунтового оглеения характерны чередования микрозон с различными сложными типами микростроения глинистой массы.

Горизонты грунтового оглеения встречаются в почвах гумидных, лесостепных и степных ландшафтов. В большинстве почв гумидных ландшафтов – подзолисто-глеевых, дерново-глеевых, перегнойно-глеевых, болотных, аллювиальных – горизонты грунтового оглеения имеют кислую и слабокислую реакцию. Почвам лесостепных и степных ландшафтов свойственны карбонатные варианты глеевых горизонтов. Последние отличаются сравнительно сложной мик-розональностью и совершенно иной картиной ориентации глинистого вещества по сравнению с некарбонатными вариантами. В микрозональности карбонатно-грунтового-глеевых горизонтов ведущим фактором является карбонатность. В карбонатных микрозонах слабее проявляются основные признаки оглеения. В них сохраняется относительно равномерная светло-бурая или палевая окраска основной почвенной массы, заметна агрегированность, глинистая масса отличается более или менее выраженным зернистым микростроением, встречаются локальные мелкие скопления хлопьев гидроокислов железа. К крупным порам приурочены микрозоны наименьшей карбонатности и интенсивного ожелез-

нения в виде компактных хлопьев темно-охристого и буро-коричневого цвета. Микрозоны относительно слабой или переменной окисленности неоднородны по распределению соединений железа и плазмы. Такие сложные формы микростроения глинистого вещества, как струйчатые, сетчатые, спутанно-волокнистые, редки и могут быть обнаружены только в отдельных сильно обесцвеченных бескарбонатных микрозонах.

Диагностика элювиально-поверхностного оглеения. Особенностью элювиально-поверхностно-глеевого процесса является охват им всего профиля; признаки прямого или косвенного его проявления прослеживаются более или менее ясно во всех горизонтах текстурно-дифференцированных почв.

Группа признаков, свойственных оглеению выявлены путем изучения субтропических подзолистых почв (элювиально-поверхностно-глеевых, псевдоподзоленных почв) Западной Грузии (Ромашкевич, 1979; Мачавариани, 1989).

Микрозональность по железу непосредственно отражает его высокую подвижность в условиях оглеения. Формы железистых сегрегаций представлены преимущественно конкрециями недифференцированного строения, хлопьевидными стяжениями, диффузными кольцами и другими формами, количество которых прямо пропорционально интенсивности оглеения и служит ее критерием (Оглеznev, Зайдельман, 1971). Концентрические конкреции сравнительно редки. Преобладание хлопьевидных недифференцированных форм связано с быстрым выпадением гидроокислов железа при смене условий увлажнения и окислительно-восстановительной обстановки.

Железистые сегрегации часто содержат повышенное количество зерен скелета по сравнению с основной почвенной массой. По-видимому, они приурочены к исходно более «щелочистым» микрозонам с лучшей аэрацией. Основная почвенная масса рассматриваемых горизонтов состоит из осветленного песчано-пылеватого материала с низким количеством плазмы.

Для микростроения глеевого горизонта характерна дезагрегированность и резко выраженная обедненность тонкодисперсным материалом. Плазма элювиально-поверхностно-глеевых почв, преимущественно, представлена натечными формами (рис. 75 б) или имеет раздельно-чешуйчатое микростроение. Волок-

нистые формы, свойственные горизонтам максимального оглеения грунтово-глеевых почв, здесь отсутствуют. Однако отличие микростроения плазмы верхних и нижних частей почвенной толщи говорит о процессах его перестройки или переориентации.

Зональность профильного распределения проявляется и у железистых образований. Для верхней части почв более характерны простые сочетания: диффузные кольца, оболочки, компактные конкреции. Ниже, максимально проявляются тяжи железа около пор, трещин и вокруг минералов.

В результате, глеевый процесс имеет ряд постоянных микроморфологических признаков в почвах: переработка почвенной массы, в особенности ее тонкодисперсной части, с образованием раздельно-чешуйчатых и чешуйчатых типов строения; общее упрощение микростроения глины; неагрегированность почвенной массы; зональность глинистых натексов по сложности строения, прокрашенности железом, появление железистых натексов, иногда переслаивающихся с глинистыми; зональность раздельная миграция железа и глины в зависимости от выраженности элювиально-поверхностного оглеения.

В почвах Грузии процесс оглеения проявляется, с одной стороны, в виде основного профилеформирующего процесса (преимущественно в почвах влажносубтропического ряда), с другой стороны, в виде локальных признаков проявления оглеения, главным образом, в пониженных, депрессионных участках территории разных регионов, частично в горно-луговой зоне. Поэтому, этот процесс сгруппирован по интенсивности проявления признаков оглеения (сильно, средне, слабо). Наиболее интенсивно процесс оглеения, как ЭПП, проявляется в следующих типах почв Грузии: желтоземах, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных, аллювиальных; в средней степени интенсивности – в красноземах, горно-луговых и засоленных почвах; в относительно меньшей степени оглеение диагностируются в лугово-коричневых, лугово-серо-коричневых и горных черноземах Грузии (карта № 4).

Таким образом, процесс оглеения микроморфологически диагностируется по контрастности распределения гидроксидов железа, микрозональности основной массы – обезжелезнению и сегрегации железа в микроконкреции.

Микроморфологическая диагностика ожеlezнения

Для почв Грузии, особенно влажносубтропического ряда, характерны свойства, связанные с передвижением, привносом и/или преобразованием железа в профиле (как с точки зрения конкрециообразования, так и пропитывания основной почвенной массы), что обусловлено проявлением ряда ЭПП, относящихся к группе гидрогенно-аккумулятивных (латеризация, плинтификация), и метаморфических (ожеlezнение, ферраллитизация, рубефикация) процессов. Отмеченные почвенные процессы в той или иной степени проявляются в рассматриваемых почвах.

Латеризация (латеритизация, латеритообразование) – гидрогенно-аккумулятивный процесс аллохтонного внутрипочвенного ожеlezнения с образованием мощных конкреционных или панцирных прослоев разного строения. Латеризация является процессом как древнего, так и современного ожеlezнения, обуславливающий вывод из круговорота значительных количеств железа и алюминия, приводящий к образованию ожеlezненных внутрипрофильных конкреционных или ортштейновых прослоев различной структуры, плотности, соотношения Fe, Al, Si путем накопления железа из грунтовых или почвенных вод при боковом перемещении в аккумулятивных ландшафтах. Латеритный слой может быть образован и путем метаморфизации (отвердевания) плинтита. Обычно в почвенном профиле в ненарушенном состоянии латерит имеет двучленное строение: верхняя – конкреционная (может образоваться независимо от плинтиитообразования), нижняя – пластовая (результат развития и отвердения плинтита).

Плинтификация – гидрогенно-аккумулятивный процесс преобразования ферраллитизованного материала путем отложения из поднимающихся грунтовых вод оксидов железа на каолининовой матрице.

Ожеlezнение – метаморфический процесс высвобождения железа из минералов при выветривании и их осаждении *in situ* по порам и трещинам в виде автохтонных кутан зерен и микроагрегатов и

сгустков гидроксидов, сопровождающийся побурением или покраснением почвообразующей породы.

Ферраллитизация – метаморфический процесс внутрипочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичной глины ферраллитного состава. В составе ферраллитизованного материала преобладают кварц, каолинит и минералы группы гидроксидов алюминия и железа.

Рубефикация (ферритизация) – метаморфический процесс необратимой коагуляции и последующей кристаллизации коллоидных гидроксидов железа в почвенном профиле в результате интенсивного периодического просыхания почвы в сухой и жаркий период года после привноса их и отложения в течение влажного периода.

Морфологически специфика железистых новообразований заключается в том, что они легко выделяются от вмещающей массы составом и строением. Наиболее значимым критерием микроморфологической диагностики Fe-образований является степень концентрации или кристаллизации веществ. Ожелезнение, в свою очередь, является важным диагностическим признаком оглеения.

Новообразования соединений железа встречаются практически во всех почвах гумидных территорий. Легко определяются по ржаво-бурой, красновато- или желтовато-бурой окраске в проходящем и отраженном свете; часто изотропны, за исключением кристаллов гетита, гематита и др.

Пятна и хлопья, рассеянные в основной массе, реже тяжи на зернах скелета свидетельствуют о малоинтенсивных локальных процессах освобождения железа преимущественно на месте. Отдельные или рассеянные хлопья могут быть остатками органо-железистых комплексов после разрушения их органических компонентов, или результатом концентрации Fe микроорганизмами, либо результатом локального перераспределения гидроксидов.

Диффузионные кольца и полосы предстают тонкие, сплошные и прерывистые, одиночные и сложные (вплоть до концентрических), от светло-ржавых или оранжевых до черновато-бурых; всегда резко выделяются в основной массе. Состоят из тонко-

дисперсных гидроксидов Fe, возможно участие органо-железистых комплексов. Иногда диффузионные кольца связаны с корнеходами, т.е. корневые выделения, очевидно, вызывают мобилизацию и перераспределение гидроксидов. Полосы, отражают определенные уровни стояния грунтовых вод, т.е. являются компонентами псевдофибров. Полосы представляют собой профильные следы прикорневых концентраций гидроксидов, либо формируются в периодически переувлажненных средах при неоднородности сложения и гранулометрического состава в зонах контакта. К биогенным формам невысокой концентрации гидроксидов относятся ожелезненные растительные остатки – железистые псевдоморфозы по органическим тканям.

Жезистые трубки или т.н. роренштейны рассматриваются как результат дальнейшей концентрации вещества в прикорневых зонах. По сравнению с диффузионными кольцами они имеют большие размеры и высокую интенсивность пропитывания основной массы вдоль корнеходов соединениями Fe, Mn и гумусовых веществ. Они особенно характерны для гумусово-аккумулятивных горизонтов почв грунтового заболачивания.

Железисто-марганцовистые кутаны, являясь прямым результатом иллювирувания, бывают чисто железистыми, марганцево-железистыми. Нередко они переслаиваются с глинистыми натекками. Реже встречаются чисто марганцевые пленки – манганы, которые легко выделяются по черному цвету с металлическим отблеском. Характерными формами являются дендриты (заполнения тонких разветвленных пор) и железо-марганцевые псевдоморфозы по растительным остаткам.

Конкреции, микроорштейны, нодулы – формы образований более разнообразного состава и облика при высокой концентрации железистого вещества. Помимо железа и марганца в состав этих новообразований входят гумусовые соединения и компоненты основной массы. Многие конкреции включают скелетные зерна, возможно в связи с тем, что они формируются путем сегрегации гидроксидов в благоприятных условиях – скелетных микрizonaх. Включение в конкреции глинистого материала, в частности папул, явно свидетельствует о гетерохронности иллювирувания и конкрециообразования. Морфоло-

гия конкреционных форм, особенно унаследованных от почвообразующих пород весьма разнообразна*.

Среди конкреционных форм морфологически наиболее просты микроортштейны. Крупные микроортштейны могут фиксироваться в морфологическом профиле как "примазки". Микроортштейны свойственны элювиальным горизонтам почв с текстурно-дифференцированным профилем и могут считаться надежным критерием поверхностного оглеения. Конкреции разнообразны по форме, содержат включения скелетных зерен, гумусовые соединения, гидроксиды Fe и Mn** (рис. 76) др. Концентрические конкреции чаще встречаются в верхних горизонтах в связи с динамикой условий увлажнения и ОВП. Конкреции с равномерным распределением и высокой концентрацией гидроксидов называют иногда нодулями.

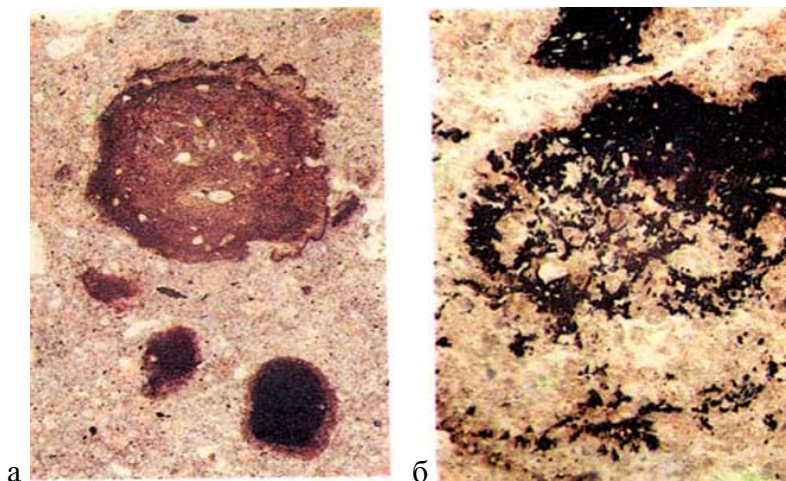


Рис. 76. Формы соединений железа (а) и марганца (б) субтропических подзолистых почв, пс. II

* Диагностированию литогенных Fe-образований субтропических подзолистых почв Грузии посвящена отдельная глава монографии, поэтому в данной главе преимущественно ограничимся общей характеристикой педогенных образований.

** Информационный справочник «Микроморфология почв...», М., 1992

Изучению железистых конкреций широко распространенных во влажных субтропиках Грузии в виде конкреционных отдельностей и залегающих сцементированных пластов, посвящена отдельная глава данной работы.

Строение железисто-глинистой плазмы основы характеризуется главным образом основываясь на работы Кубиены (1956, 1970). Железисто-глинистая плазма обычно подразделена сначала на два вида: 1. плазму с равномерно распределенными аморфными гидроокислами железа; 2. плазму, в которой аморфные гидроокислы железа присутствуют в виде сгустков. Подразделяется также по цветовому признаку: буровато-охристая, желтая, красная и зеленовато-серая плазма. Учитывается также наличие или отсутствие окристаллизованных форм окислов железа.

Плазма первого типа. Буровато-охристая плазма предстает плотную, мелкопористую массу; гидроокислы железа в ней распределяются диффузно. Такая плазма по мнению Кубиены образуется преимущественно в условиях постоянно влажного субтропического климата. Желтая и красная плазма присущие почвам субтропических областей с переменной влажностью. В отраженном свете окраска желтой плазмы имеет более яркий яично-желтый оттенок, чем в проходящем свете, а красная выглядит оранжево-красной. Зеленатовато-серая плазма широко распространена в глеевых почвах. Обычно при неравномерном проявлении окислительно-восстановительных процессов возникает мраморовидная окраска в виде пятен зеленоватой, сероватой, ржаво-бурой и охристой окраски, отражая различное состояние окислов Fe.

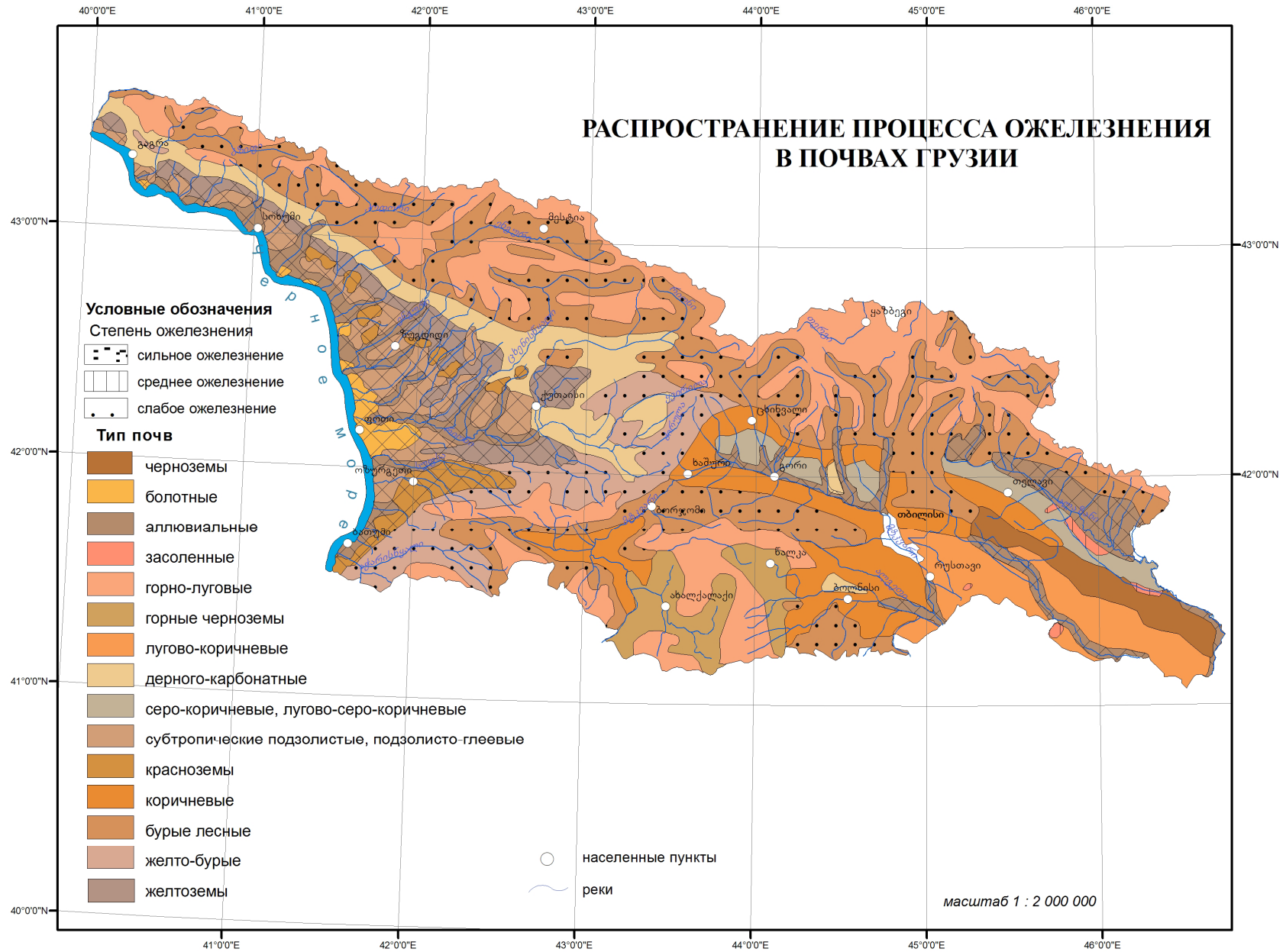
К плазме второго типа относятся: бурая плазма с землистым обликом, характерная для горных территорий, рыхлая, хорошо агрегированная, высокопористая, скоагулированной гидроокисью железа, с трудом переходящей в кристаллическое состояние; желтая с красным оттенком, свойственная почвам влажных субтропиков, включает множество мельчайших ярко-красных скоагулированных комочков гидроокислов железа, характерно присутствие многочисленных Fe-конкреции и пятен, ярко-красных в отраженном свете.

В почвах Грузии процессы, связанные с осаждением, передвижением и преобразованием железа отмечены во многих почвах, особенно влажносубтропического ряда (красноземах, желтоземах, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных, аллювиальных); немало признаков ожелезнения проявляется и в бурых лесных почвах в виде небольших микронзон сегрегации и пропитки плазмы. Частично железистые выделения отмечаются и в аридных регионах. Например, в почвах засоленного ряда иногда прослеживаются выделения железа в виде мелких микроконкреций, являясь непременно результатом прошедших стадий развития почвообразования. По форме выраженности ожелезнения в почвах Грузии легко выделяются две формы: конкреционное и плазменное, хотя во многих почвах ожелезнение, в случае его присутствия, проявляется практически в обеих формах, как в виде конкреционных образований, так и в виде зон ожелезнения, пропитанных в основной массе, поэтому градацию почв Грузии на карте № 5 проводим, преимущественно, по интенсивности протекания процесса.

Наиболее широко железистые соединения в виде конкреционных отдельностей и/или залегающих сцементированных пластов в профиле, либо зон ожелезнения встречаются в субтропических подзолистых почвах Грузии (наиболее дискуссионных и спорных почвах в генетическом отношении). Для детального изучения данного вопроса наиболее информативен комплекс микроморфологических методов. В результате, были проведены специальные детальные исследования Fe-образований с применением комплекса сопряженных микроморфологических методов (включая микро- и субмикроскопию), чему посвящена последняя глава данной работы.

Таким образом, процесс ожелезнения в почвах Грузии микроморфологически диагностируется по наличию различных форм железистых образований, степени концентрации или кристаллизации железа, характеру ожелезненных микроучастков, либо зон пропиток плазмы гидроксидами железа и др.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРОЦЕССА ОЖЕЛЕЗНЕНИЯ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ



Микроморфологическая диагностика окарбоначивания

Окарбоначивание, относящееся к гидрогенно-аккумулятивной группе ЭПП, является процессом вторичной аккумуляции карбоната кальция в почве при отложении его из минерализованных грунтовых вод при достижении ими насыщения в отношении карбоната и бикарбоната Са. Визуально процесс окарбоначивания в почвах проявляется в образовании карбонатного горизонта или карбонатной коры с характерными морфологическими признаками.

Микроморфологически окарбончивание в почвах диагностируется по ряду признаков с учетом генетико-морфологических групп карбонатов и размеров кристаллов, а именно по наличию: обломочных кальцитовых зерен в составе скелета (микро- и мелкозернистых); микроформ кальцитовых новообразований – кутан (кальцитан, инкрустаций, манжет, инфилингов); пропиточных (криптозернистый), либо расеянных в плазменном материале кристаллов (средне- и крупнозернистый) кальцита. Согласно микроморфологическим руководствам (Руководство..., 1977; Микроморфология и диагностика..., 1982; Микроморфология почв..., 1992) по размерам кристаллы кальцита делятся на: *криптозернистый* (<1 мкм), *микрозернистый* (1-10 мкм), *мелкозернистый* (10-100 мкм), *среднезернистый* (100-1000 мкм), *крупнозернистый* (>1000 мкм).

Вслед за В. Кубиеной, Е.И. Парфенова и Е.А. Ярилова (1977) определили интервалы значений рН, при которых происходит образование нескольких вариантов карбонатных минералов. Игольчатый кальцит, или люблинит, кристаллизуется при низкой минерализации растворов и значениях рН в количестве 6,5-6,8. Для образования изометричных кристаллов кальцита характерна тенденция уменьшения размеров кристаллов пропорционально росту концентрации растворов и скорости осаждения. Формирование карбонатно-глинистой плазмы (рис.76 а, б) или образование их мельчайших кристаллов происходит при быстром осаждении минерализованных растворов в почвенном профиле. По размерам кристаллов выделяют разные микроформы кальцита.

Пропиточные формы кальцита свойственны суглинистым и глинистым карбонатным горизонтам почв, стабильным при однообразии пропитки и динамичным при наличии микрizonaльности. Рассеянные кристаллы свидетельствуют о слабой окарбоначенности, или начальных стадиях процесса.

Поровые кутаны, различного рода заполнения пор кристаллами кальцита, являясь педогенного происхождения, широко распространены во всех почвах с любым количеством карбонатов, имеют много различных названий, являются прямыми показателями перемещений карбонатных растворов, разнообразны по формам, составу, расположению. Присутствие в поровых кутанах разных зерен кальцита (рис. 77 в, г) свидетельствует о протекании процессов перекристаллизации и/или смене условий осаждения*.

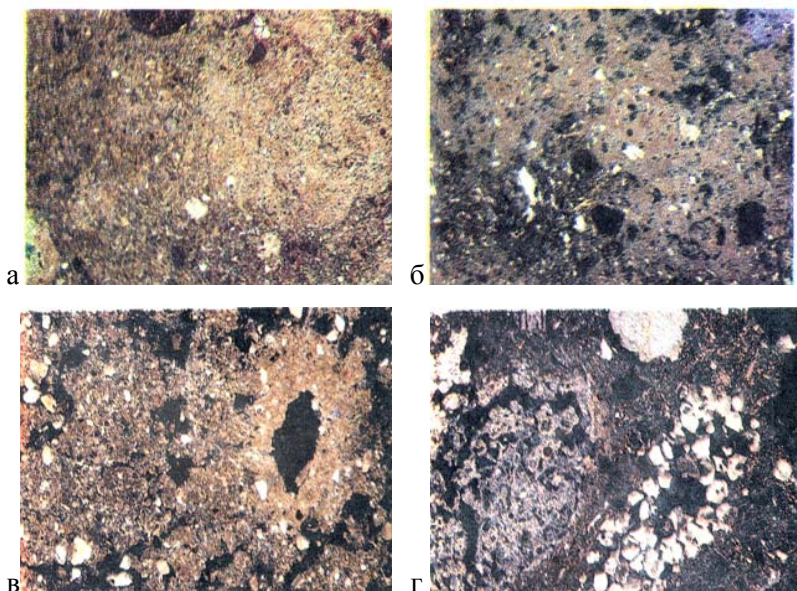


Рис. 77. Карбонатно-глинистая плазма основы (а, б), микроформы карбонатов, кальцитовых зерен (в, г) коричневых почв, рис. +

* Информационный справочник «Микроморфология почв...», М., 1992.

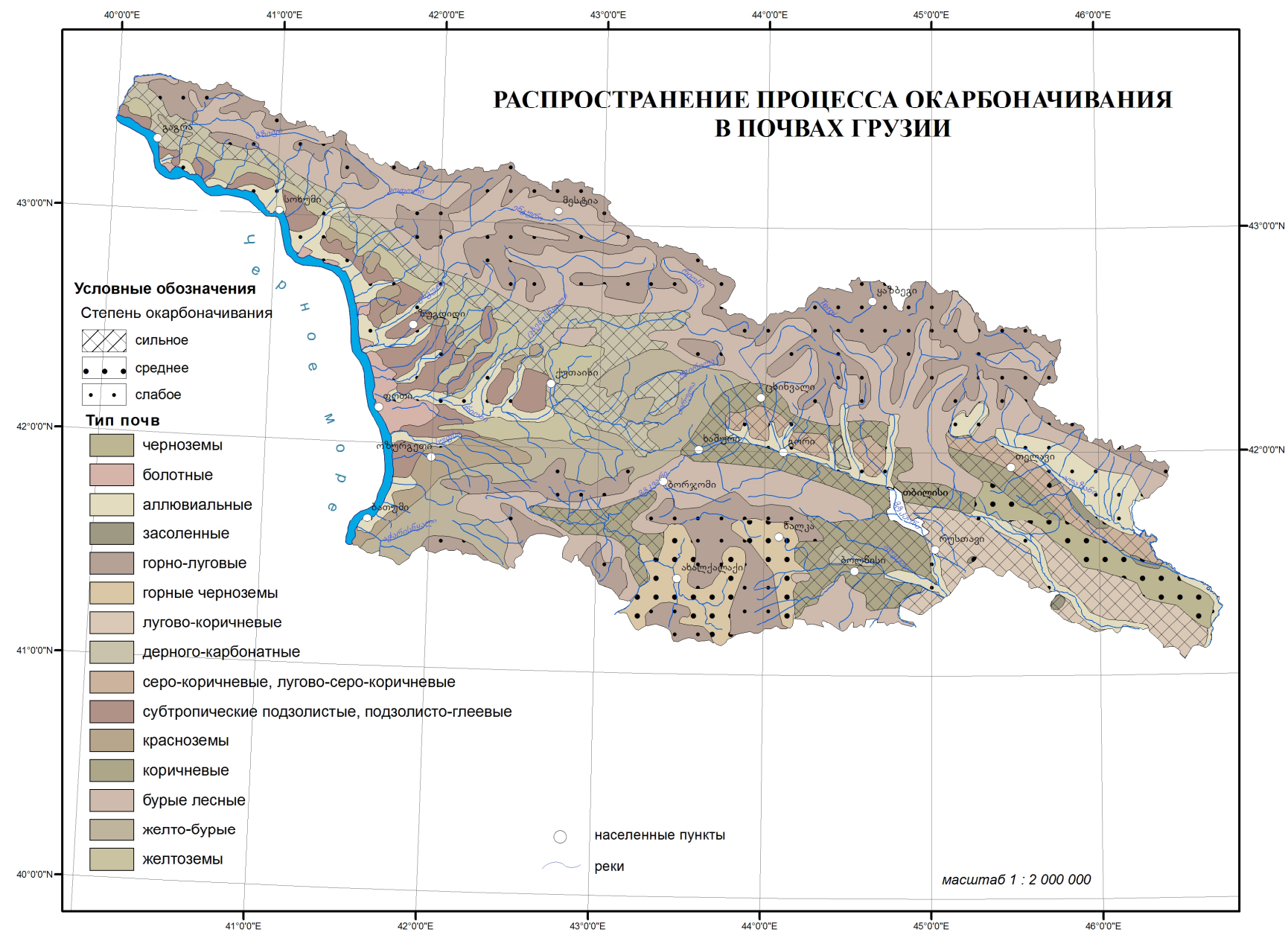
В аридных высококарбонатных почвах пленки-бородки трудно различимы, поскольку они сливаются с сильно окарбонированной или карбонатной плазмой. Карбонатные модули, или конкреции весьма разнообразны по морфологии и составу, но более проблематичны по происхождению. Некоторые нодулы связаны с близостью грунтовых вод и они могут быть палеогидрогенны, длительное время сохраняясь в почвах, но могут быть также результатом субэриального активного обызвесткования. Карбонатные новообразования часто содержат примеси компонентов плазмы (глины, гидроксидов Fe и Mn, гипса), форма и расположение которых позволяют предполагать их сингенетический характер.

На основе микроморфологических исследований, в почвах Грузии проявление процесса окарбонирования, как основного профилеформирующего процесса, выявлено в следующих генетических типах: дерново-карбонатных, черных (равнинных черноземах), коричневых, лугово-коричневых, серо-коричневых, лугово-серо-коричневых, частично в засоленных, горно-лугово-черноземовидных, и в зависимости от региона формирования почв – в аллювиальных почвах.

По форме выраженности окарбонирование в почвах Грузии проявляется в двух основных формах: конкреционное окарбонирование и плазменное окарбонирование; по интенсивности проявления на: сильно-, средне- и слабоокарбонированные (карта №6). Однако, в тех почвах, где этот процесс является наиболее интенсивным и ведущим (дерново-карбонатные, коричневые, лугово-коричневые, черноземы, серо-коричневые, лугово-серо-коричневые) отмечается проявление практически обеих групп окарбонирования (конкреционного и плазменного), поэтому на карте, отражающей распространение признаков карбонатности в почвах Грузии, нанесены контуры, указывающие конкретно на интенсивность проявления данного процесса.

Процесс окарбонирования в почвах Грузии диагностируется по наличию микро- и мелкозернистых кальцитовых зерен в составе скелета, микроформ карбонатных новообразований, пропиточных форм кристаллов криптозернистого, или рассеянных в плазме средне- и крупнозернистого кальцита.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРОЦЕССА ОКАРБОНАЧИВАНИЯ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ



Микроморфологически выявлены признаки диагностирования основных элементарных почвенных процессов, формирующих генетические профили почв Грузии. Процесс оглинивания, активным образом проявляющийся в виде натечных форм и *in situ*-выветривания, микроморфологически диагностируется по характеру выветрелости скелетного материала, микростроению и оптической ориентации плазмы. Лессивирование (внутрипрофильное передвижение тонкодисперсного материала) микроморфологически диагностируется по свойствам подвижного материала, наличию натечных форм оптически ориентированной глины. Оглеение диагностируется по контрастности распределения гидроксидов железа, микрозональности основной массы – обесцвечиванию (обезжелезнению) и сегрегации железа в микроконкреции. Ожелезнение, характерное для почв влажносубтропического ряда, микроморфологически диагностируется по наличию различных форм железистых образований, степени концентрации или кристаллизации железа, характеру ожелезненных микроучастков, либо зон пропиток плазмы гидроксидами железа. Окарбоначивание преимущественно прослеживающееся в почвах сухих субтропиков, диагностируется по наличию микро- и мелкозернистого кальцита в составе скелета, микроформ карбонатных новообразований, пропиточных форм криптозернистого, или рассеянных в плазме средне- и крупнозернистых кристаллов кальцита.

В результате, на основе микроморфологического диагностирования отмеченных ЭПП, с целью выявления географических особенностей почв Грузии, выделены наиболее характерные группы процессов для каждого типа почв (табл. 3). В частности, общим для черноземов, коричневых, лугово-коричневых почв является группа процессов гумификации-оглинивания-окарбоначивания; для горных черноземов – гумификация-сиаллитизация (с признаками лессивирования); для серо-коричневых, лугово-серо-коричневых, засоленных и дерново-карбонатных почв – окарбоначенность; для желтоземов, субтропических подзолистых и подзолисто-глеевых почв – лессивирование-оглеение-ожелезнение; для красноземов, желто-бурых лесных и аллювиальных почв – лессивирование-ожелезнение; для бурых лесных – оглинивание-ожелезнение с признаками гумусообразования, лессивирования и ожелезнения (карта 7).

Соотношение данного материала с ландшафтной картой Кавказа (Беручашвили, 1979), где на уровне типа по степени увлажнения на территории Грузии выделяются гумидные, семигумидные, семиаридные и аридные регионы, выявило определенные особенности распространения ЭПП. Гумидные ландшафты, которые занимают наибольшую территорию страны и охватывают большую группу качественно различающихся друг от друга почв (субтропические подзолистые и подзолисто-глеевые, желтоземы, красноземы, бурые лесные и горно-луговые почвы), объединяют процессы лессивирования, оглеения, ожелезнения, частично оглинивания. Аридные ландшафты, занимающие незначительную территорию юго-восточной части страны (Эльдарская равнина), включает небольшую часть исключительно коричневых почв и практически хранят свойственные им признаки. Семигумидные ландшафты охватывают, в основном, аллювиальные почвы Восточной Грузии, которые относятся к азональным типам и менее подчиняются климатическим факторам. Также можно отметить об интразональных дерново-карбонатных почвах, в формировании которых ведущая роль принадлежит карбонатному субстрату. Наиболее четкое соотношение отмечается относительно семиаридных ландшафтов, охватывающие коричневые, лугово-коричневые, равнинные и горные черноземы, частично серо-коричневые почвы, где ведущими процессами выделяются: гумусообразование, окарбоначивание и оглинивание. Болотные и пойменные почвы (вдоль речных долин), входят в группу гидроморфных ландшафтов и соответственно выпадают из общих ландшафтно-географических закономерностей.

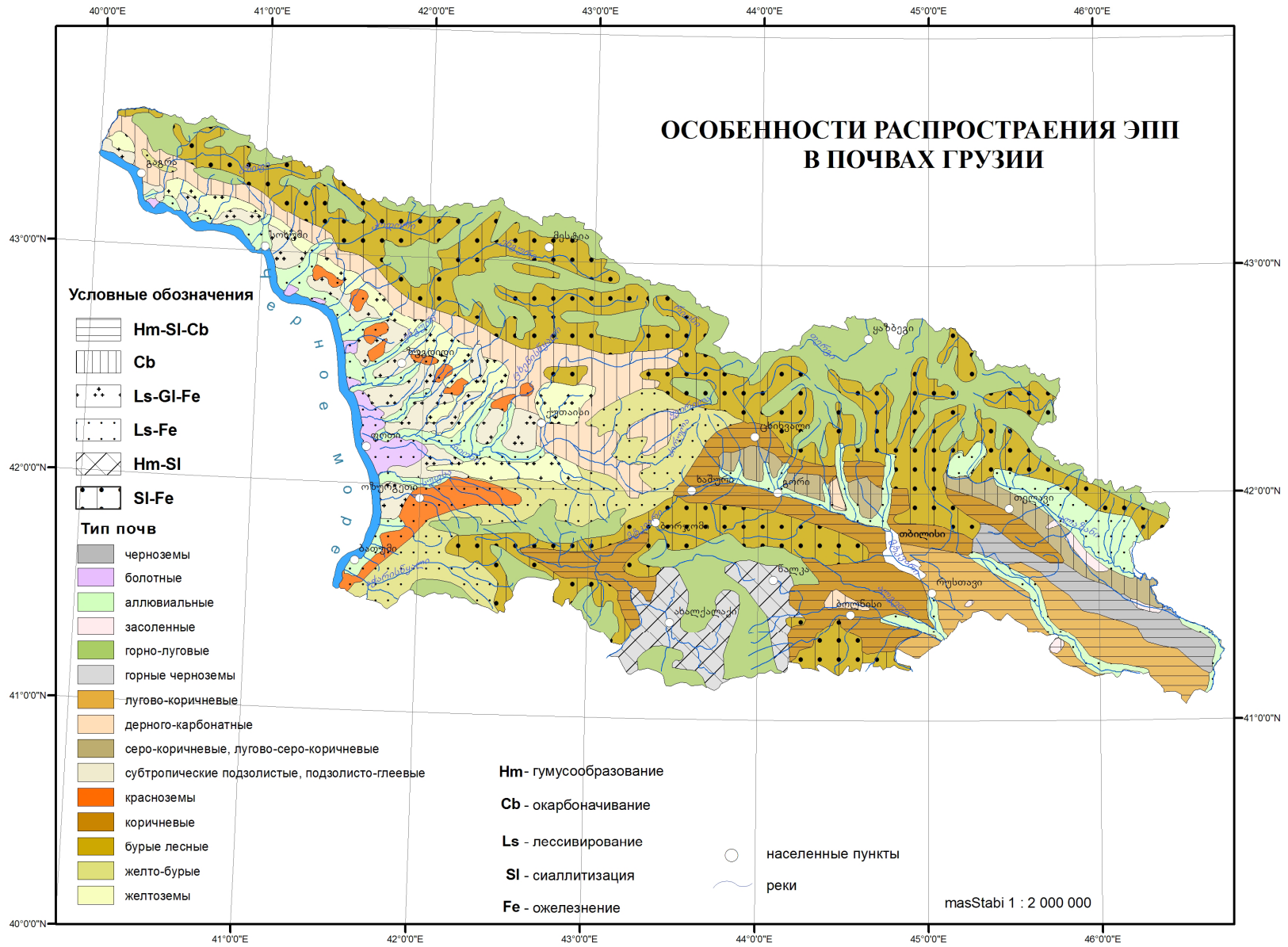
Принцип картирования карт, отражающих распространение основных профилеформирующих процессов в почвах Грузии, основан на обобщении микроморфологических признаков диагностирования элементарных почвенных процессов (гумусообразования, оглинивания, лессивирования, оглеения, ожелезнения, окарбоначивания), а построение контуров распространения ЭПП, преимущественно, проведено по характеру и интенсивности проявления данных процессов (в случае лессивирования – по типам натечных образований, гумусообразования – морфотипам гумуса), позволяющих оценить возможное поведение почв при их антропогенном воздействии (обработке, рекреации, загрязнении и др.).

Таблица 3

Особенности распространения ЭПП в почвах Грузии

ЭПП \ Тип почв	Тип почв																
	горно-луговые	бурые лесные	горные черноземы	равнинные черноземы (черные)	коричневые	лугово-коричневые	дерново-карбонатные	серо-коричневые	лугово-серо-коричневые	засоленные	красноземы	желто-бурые	желтоземы	субтропические подзолистые	субтропические подзолисто-глеевые	болотные	аллювиальные
гумусообразование	+	++	+++	+++	+++	+++	+	++	+	+	++	+	+	+	+	+	+
сиаллитизация	+	+++	+++	+++	+++	+++	++	++	+	+	++	+	+	+	+	+	+
лессивирование	++	++	++	+	+	+	++	+	++	+++	++	+++	+++	+++	+++	+++	++
оглеение	++	+	+	+	-	+	-	-	+	++	++	+++	+++	+++	+++	+	+
ожелезнение	+	++	+	+	+	-	+	-	+	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
окарбоначивание	-	-	+	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	-	-	-	-	-	-	-
группы процессов	Ls-Gl	Fe-Sl	Nm-Sl	Nm-Sl-Cb	Nm-Sl-Cb	Nm-Sl-Cb	Cb	Cb	Cb	Cb	Ls-Fe	Ls-Fe	Ls-Gl-Fe	Ls-Gl-Fe	Ls-Gl-Fe	Ls-Fe	Ls-Fe

Nm – гумусообразование; Sl – сиаллитизация; Ls – лессивирование;
 Fe – ожелезнение; Gl – оглеение; Cb – окарбоначивание



МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ПРИЗНАКОВ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ

В почвенной науке существует справедливое хрестоматийное мнение о том, что "почва – зеркало ландшафта", которая отражает условия формирующих ее факторов, т.е. современную среду почвообразования. Однако, почвенные профили не всегда адекватны современным условиям почвообразования и не всегда отражают современный ландшафт. Нередко они хранят в себе признаки прежних этапов развития, носят в себе былые, наследуемые от предшествующих этапов развития, свойства, т.е. отражают те условия, в которых они развивались прежде. В результате, почва представляется нам не только как «зеркало ландшафта», отражающая условия компонентов современной природы, но и как «память ландшафта», сохранившая палеогеографические, реликтовые свойства. Поэтому, все большую значимость приобретает толкование В.О. Таргульяна и И.А. Соколова (1976) о взаимодействии почвы и среды: «почва-момент – почва-память». Изучению подобных вопросов посвящены также известные работы В.А. Ковда (1973), Л.О. Карпачевского (1994, 1997), М.А. Глазовской (1999, 2000), Т.Н. Авдеевой (2001), А.О. Макеева (2002, 2005) и др.

Время – важнейший фактор почвообразования. Почва, как и всякое естественноисторическое тело, имеет определенный возраст, как абсолютный (указывающий на время прошедшее с начала формирования профиля до настоящего времени), так и относительный (характеризующий скорость процесса почвообразования и смены стадий развития). Относительный возраст зависит не только от продолжительности существования почвы, но и от сочетания условий почвообразования.

Известно, что в свойствах почвы отражены характерные черты ландшафта. Эволюция почвы происходит вместе с эволюцией ландшафта, но те свойства, которые сформировались в ней в прежних условиях, не исчезают бесследно, а наследуются и сохраняются на более или менее длительное время. Еще В.В. Доку-

чаев сознавал, что эволюция почв – широко распространенное явление и что почвы представляют величины не только чрезвычайно изменчивые в пространстве, но и сравнительно не постоянные во времени (Докучаев, 1899).

В условиях четвертичного периода, когда поверхность Земли переживала бурную историю (извергались вулканы, ледники изменяли рельеф и гидрологию суши, вздымались и разрушались горы, поднимались и погружались морские побережья, менялся климат, фауна, флора и т.д.), сравнительно немногие места суши могли сохранить былой почвенный покров. Древние почвы разрушались, смывались, погребались. Возникновение новых почв стало возможным только в голоцене, после ухода ледника. Развитие почв началось прежде, чем полностью завершилось осадконакопление и процесс почвообразования осуществлялся синхронно с формированием наносов.

Изучение палеопочв (погребенных горизонтов или реликтовых признаков, рассеянных по профилю) дает ценный материал для суждения о географической обстановке минувших эпох. Погребенные почвы позволяют восстановить условия прошлого. Ископаемые почвы существуют почти везде, где происходили резкие изменения в скорости осадконакопления, связанные с тектонической деятельностью, оледенением и т.д.

Наиболее часто реликтовые признаки почв свидетельствуют о метаморфозе почвенных профилей под влиянием смены гидрологического режима, изменения климата и т.д. Многие погребенные почвы аридных регионов, согласно литературным данным, в прошлом были гидроморфными (Ковда, 1973). Хотя палеогидроморфность можно рассматривать в связи с палеогеографическим анализом территории, подтверждающим предположение о былой гидроморфной стадии развития.

В истории Земли происходила постоянная смена почвенного покрова, погребение старых и формирование новых педосфер на новых отложениях или же остатках старых почв. Оценивая современные почвы необходимо выделить несколько проблем: возраст почвенного покрова, возраст конкретного профиля, возраст почвенного горизонта, возраст отдельных частных профилей, напр., гумусового и др. (Карпачевский, 1997).

Согласно В.О. Таргульяну и И.А. Соколову (1976) почвы обладают тремя категориями свойств: литогенными (унаследованными от почвообразующей породы), палеогенетическими (унаследованными от предыдущих биоценозов) и ценогенетическими (сформировавшимися под влиянием современного биогеоценоза).

Если толща почвы характеризуется одним возрастом, значит горизонты сингенетичны, сформировались вместе и одновременно; если же возраст слоев окажется разным, то следует говорить о полигенетичности почвы.

В пределах пойменных (аллювиальных) почв, имеющих ярко выраженную пространственно-временную динамику, Т.Н. Авдеева (2001) выделяет консервативные свойства, наследуемые от материнской породы (гранулометрический, минералогический и химический составы) и лабильные, физико-химические свойства (рН, состав поглощающего комплекса, степень насыщенности основаниями и др.). Согласно М.А. Глазовской (2000), при изучении свойств современных почв необходимо учитывать: 1) устойчивые свойства почв, зафиксированные в почвенном профиле в виде системы генетических горизонтов, обладающих определенным минералогическим и химическим составом, физико-химическими и физическими свойствами; 2) динамические свойства почв: режимы влажности, температуры, биологической активности, состава почвенных растворов и др.

Разновозрастность педосферы предполагает, что в почве существуют разнообразные процессы, характеризующиеся весьма различной скоростью и интенсивностью. Именно эти различия в процессах и определяют разновозрастность почв одного ландшафта и разные характерные времена для разных почвенных свойств.

А.О. Макеевым (2005) на Русской равнине выделены т.н. поверхностные (дневные) палеопочвы (day-surface paleosols – Paleopedology Glossary, 1997), предложена концепция генезиса поверхностных палеопочв во взаимосвязи с заключительными этапами лессового седиментогенеза. Стратиграфическую выдержанность вторых гумусовых и криосинлитогенных почвенных горизонтов в почвах со сходным литоморфотипом А.О. Макеев (2002) рассматривает как геосоли.

Наиболее информативным способом исследования и диагностирования палеопочвенных и современных процессов в педомассе является микроморфология. Именно выявление реликтовых признаков почв и являлось одним из основных задач наших исследований относительно к почвам Грузии.

На территории Грузии палеопочвы выявлены почти во всех регионах – равнинных, горных, аридных, гумидных (Джанелидзе, 1980; Бальян, Бондырев и др., 2002; Лежава, Шеварднадзе, Мачавариани, Самаргулиани, 1989 и др.).

Для наглядности приводим некоторые микроморфологические особенности погребения колхидских почв, в частности субтропических подзолистых почв Грузии. В микропонижениях рельефа, с глубины около 1-1,5 м выявлены профили со вторым гумусовым горизонтом (разр. 15М), т.е. диагностированы признаки погребения, начиная с полевых исследований, и подтверждая микроморфологическими и химическими данными. Микроморфологические показатели предполагаемого погребенного горизонта показывают следующую специфику их микростроения. В целом, по микроструктуре и составу некоторых компонентов микростроения изучаемый слой напоминает поверхностный гумусого-аккумулятивный горизонт и отличается более оструктуренным материалом и большей прокрашенностью отдельных микрозон гумусовым веществом (рис.78, 79), указывая на более благоприятные условия гумусообразования во время существования описываемого слоя на дневной поверхности. Почвенная масса палеогоризонта обогащена мелкими гумусовыми сгустками бурого цвета, разбросанными в сильно неоднородной основе. Характеризуется повышенным количеством скелетного материала, чем резко отличается от современных гумусовых слоев. В горизонте чередуются микрозоны различного состава и строения: сильно раздробленные чисто-глинистые, тонко-пылеватые, глинисто-пылеватые и глинисто-железистые различной окраски и беспорядочной структуры оптической ориентации глины. Основная масса горизонта микрозонально пропитана железистым веществом и проявляется в виде пятнисто-хлопьевидных скоплений и тяжей.

Типичным для погребенных горизонтов является присутствие по некоторым пустотам слаборазложившихся, иногда обуглен-

ных, растительных остатков с сохранившимся клеточным строением (рис.78), которые не отмечены в средней части профиля и несколько отличаются от таковых современных гумусовых горизонтов. Горизонт характеризуется неоднородным оструктуренным материалом (рис.79). Особый интерес представляет наличие в погребенных горизонтах фитоцитов (минерализованных органических частиц) различной формы и размера (даже на глубине 150-170 см), свидетельствующие о том, что этот горизонт когда-то находился на дневной поверхности.

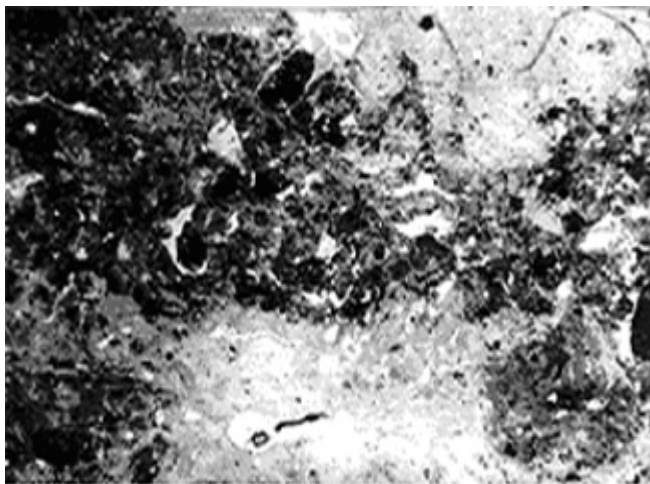


Рис. 78. Характер микростроения погребенных горизонтов субтропических подзолистых почв – неоднородный материал с гумусовыми сгустками, включениями фитоцитов и растительных остатков; Разр. 15М, 150-160 см, рис. II

Погребенная природа почв подтверждается и данными химических анализов. Изучение содержания гумуса в профиле полигенетических почв показывает увеличение содержания гумусового вещества в нижней погребенной части профиля, т.е. выявлен второй максимум в содержании гумуса в предполагаемых погребенных горизонтах (рис.80). Характерным для полигенетических почв является также наличие в профиле цементированных галечниковых прослоек, залегающих над погребенными слоями.

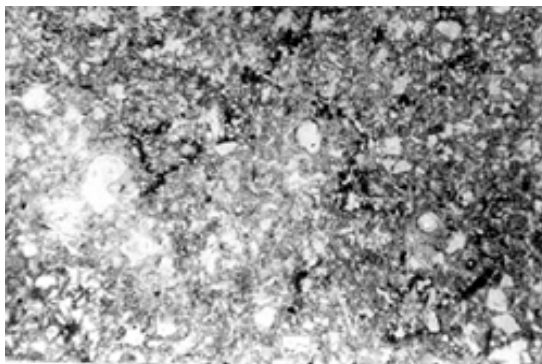


Рис.79. Неоднородный оструктуренный материал с пузырьковыми порами и гумусовыми микроронами сгустками; Разр. 15М, 150-160 см, пс.П

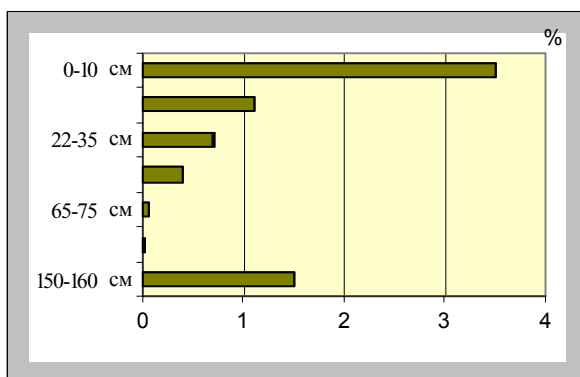


Рис. 80. Распределение содержания гумуса в профиле субтропических подзолистых почв с погребенным горизонтом; Разр. 15М, 150-160 см.

Таким образом, наличие в предполагаемых погребенных слоях многочисленных гумусовых сгустков, а также включений фитоцитов и законсервированных растительных тканей в оструктуренном, сильно перемешанном материале, наряду с некоторыми данными химического анализа, позволяют диагностировать полигенетичную природу, гетерогенность исследованных профилей (учитывая, при этом, гетерохронность и разнокачест-

венность конкреционных образований, содержащихся в них в виде лито- и педореликтов). Механизм формирования текстурно-дифференцированного профиля субтропических подзолистых почв Грузии, прежде всего, связан с литологической неоднородностью почвообразующего материала. Дальнейшее развитие почвообразования и проявление элементарных почвенных процессов (ЭПП), протекающих с той или иной интенсивностью в профиле происходит уже на исходно неоднородном, разновозрастном литологическом фоне, не имея при этом профилеформирующей функции.

Палеопедологические показатели в почвах Грузии, выявленных на микроуровне проявляются не только в виде погребенных горизонтов, но и отдельных реликтовых признаков, не соответствующих современному почвообразованию. Приведем несколько примеров реликтовости относительно почв Грузии, выявленных микроморфологическими исследованиями. В подзолисто-желтоземно-глеевых почвах на глубине 120-150 см (горизонт CDg) изредка отмечено наличие карбонатной массы и скоплений криптозернистого кальцита. Присутствие карбонатности в кислой среде почв влажных субтропиков не может быть результатом современного почвообразования и явно является палеопедологическим результатом. С другой стороны, выявление в нижних горизонтах черноземов Грузии железистых образований позволяет связать генезис почв аридного ряда с палеогидроморфными процессами. Микростроение автоморфных солончаков также в значительной степени наследует организацию материала почвообразующей породы.

Сходство красноземов Грузии по многим чертам микростроения с ферраллитными почвами тропиков, по-видимому, обусловлено наследованием почвенной толщей основных свойств латеритных кор выветривания и молодостью процесса почвообразования, который еще не успел проявиться в дифференциации профиля.

Устойчивость реликтовых признаков в почвах Грузии во многом объясняется также тем, что в настоящее время они определяют специфику современных почвенных режимов. Специфическая для каждого типа пород последовательность крио-, лито- и педостратиграфических горизонтов представляет собой лито-

морфотип почвенного профиля. В широком географическом диапазоне природных условий, литоморфотип формирует однотипную литологическую матрицу, во многом определяющую состав и свойства современных почв и режимы их функционирования.

В результате, микроморфологическое изучение почв Грузии позволило выявить в некоторых почвах палеopedологические признаки (палеогумусовые горизонты). Микроморфологически диагностируемыми признаками погребенных горизонтов являются: оструктуренность неоднородной почвенной массы, состав и строение органического материала в виде законсервированных обугленных растительных тканей и множества мелких гумусовых сгустков, отличающихся от современных гумусовых горизонтов, наличие фитолитов, при полном их отсутствии в средней части профиля и др.

МИКРО- И СУБМИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КОНКРЕЦИЙ СУБТРОПИЧЕСКИХ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ

Изучение почвенных конкреций имеет определенную историю. Почвенные новообразования, преимущественно состоящие из гидроксидов Fe и Mn, известны как ортштейны, латеритные конкреции, железистые коры, плиты, панцири, кирасы и др. (Боул, Хоул, Мак-Крекен, 1977, Дюшофур, 1970, Росликова, 1996). Классификационное значение эти образования приобретают в тех случаях, когда затрудняют дренаж, т.е., когда 10-15% объема почвы занято необратимо затвердевшим материалом в связи с обогащением его полуторными оксидами. Именно такие ортштейновые пласты характерны для гидроморфных почв Грузии, в частности, субтропических подзолистых.

С целью выяснения механизма формирования марганцево-железистых новообразований субтропических подзолистых почв Грузии, проведены комплексные исследования строения, состава и профильного распределения конкреций различного диаметра на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровнях с применением системы микроморфологических, микроморфометрических, микрохимических, микроморфохимических и других методов исследований.

Для детальных исследований конкреционных образований опорными разрезами подобраны описанные выше профили, характеризующиеся заметной конкреционностью поверхностных горизонтов и выраженностью ортштейнового слоя: разрезы 14М, 15М, 17М на катене террас р. Мокви; разрезы 20А и 22А – левобережье р. Кодори; разр. 43К – Новочерноморская терраса.

В рассмотренных профилях почв усиление гидроморфизма сопровождается уменьшением конкреционности и разуплотнением ортштейнового слоя. Если почвообразование затрагивает неоднородную толщу с подстиланием тяжелых слабо фильтрующих слоев, в профиле обнаруживаются различные по мощности и строению ортштейновые горизонты.

С целью детального изучения конкреционных образований был использован комплекс макро-, мезо-, микро- и субмикроморфологических методов. Конкреции детально описывались в полевых условиях, подвергались традиционному химическому анализу, изучались микроморфологически в непокрытых и покрытых шлифах, рентгеновским микроскопом, методом микроанализа и т.д.

Полевые исследования профильного распределения конкреционных образований в почвах показали, что характер ожелезнения отдельных частей профиля весьма разнообразен. В гумусовых горизонтах отмечаются обособленные, рассеянные в почвенной массе конкреции различной формы и размера. В ортштейновых слоях преобладают крупные (>2 см), часто сливающиеся друг с другом конкреционные гнезда. Нижние тяжелые части профилей характеризуются наличием ожелезненных зон, ржавых пятен и почти полным отсутствием конкреционных образований, как таковых.

Исследования на мезоуровне проводились путем изъятия из профилей и фракционирования конкреций по размерам методом мокрого просеивания по Савинову (рис.81). Результаты исследований показали, что суммарное количество железистых конкреций в изученных профилях почв различно (рис.82). Общим для изученных почв является максимальное содержание в средней части профиля и минимальное – в нижней тяжелой по механическому составу части. Фракционирование конкреционных образований по размерам показало, что мелкие фракции (<3мм) сосредоточены преимущественно в гумусовых горизонтах (до 15% почвенной массы), а крупные (>10мм) – в ортштейновых слоях, где их содержание нередко достигает 45% от общего количества конкреций.

Микроморфологический анализ конкреций показал, что они различаются по форме, строению, размеру, цвету и, соответственно, составу, степени пропитанности железистым веществом, а также по другим признакам, являющимся диагностически важными показателями их генезиса (Мачавариани, 2003).

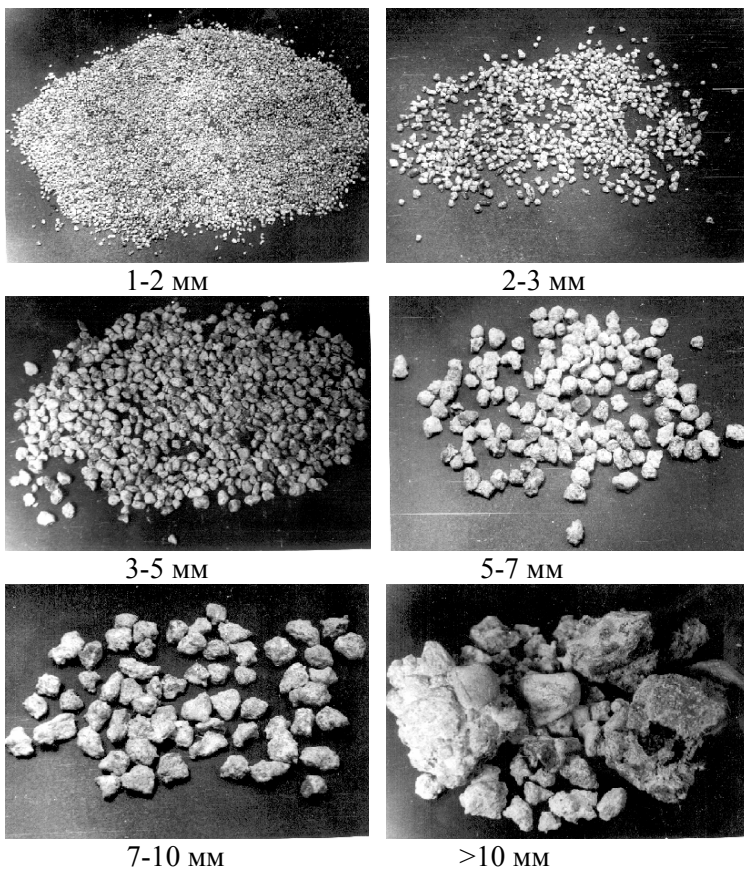


Рис. 81. Конкреции разных размеров из профиля субтропических подзолистых почв Грузии

По форме конкреции делятся на округлые, удлиненные, неправильные, угловатые, округло-остроугольные, окатанные, полуокатанные и др. Размеры конкреций в шлифах меняются от <0,5 до 10 мм. Встречаются конкреции в разной степени пропитанные железистым веществом. В зависимости от железистой пропитки и примеси инородного материала выделяются различные по цвету образования. В результате детального микроморфологического анализа проведена микроморфогенетическая типизация конкреций, что позволило выделить шесть основных типов:

железистые, гумусово-железистые, глинисто-железистые, матрично-железистые, марганцовисто-железистые, растительно-железистые и их различные комбинации.

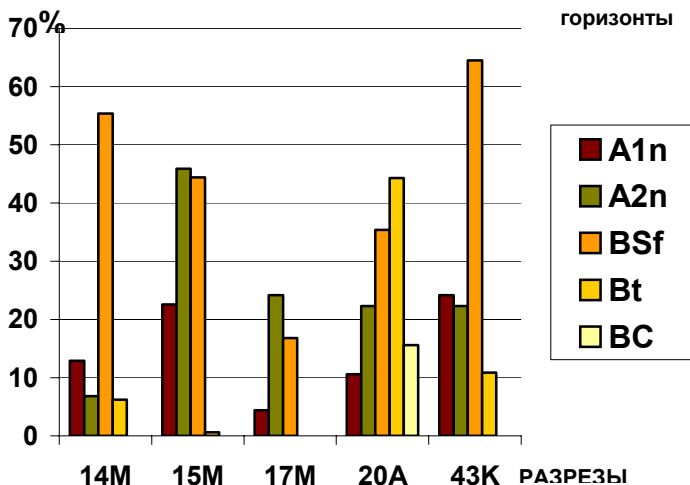


Рис. 82. Распределение конкреций в профиле субтропических подзолистых почв

В гумусовых горизонтах сосредоточены обособленные от основной массы образования, среди которых преобладают мелкие бурые железистые нодулы с диффузными краями или четко обособленные, часто пропитанные гумусом (рис.80), формирование которых связано с современными окислительно-восстановительными процессами. В почвах с глинистым подстилами, ортштейновые горизонты содержат много крупных, сливающихся друг с другом образований неправильной, иногда кольцеобразной формы, т. н. «диффузионных колец» и полос, содержащих матричный материал, местами оптически ориентированную глину и марганцовистые прожилки. Образования подобного типа сильно отличаются по составу и строению от основной почвенной массы. В недифференцированных профилях ортштейновые горизонты в основном представлены крупными зонами пропиток основной массы гидроксидами железа в виде бурых и охристо-ржавых пятен и дендритов, похожих на

ажурные разводы. Зоны железистой пропитки иногда чередуются со слоями красноватой оптически ориентированной глины. В нижних текстурных слоях исследуемых почв конкреционные образования, как таковые, в шлифах практически не фиксируются (рис.83). Характерным для этих горизонтов является микрizonaльное ожелезнение плазмы и наличие железистых ржавых пятен и хлопьев в виде мельчайших сгустков на фоне уплотненного материала.

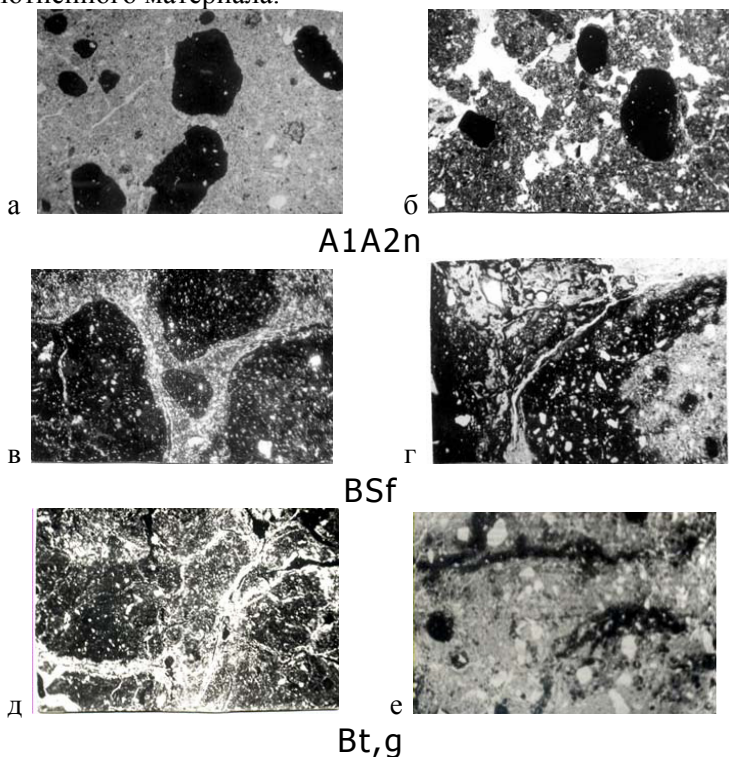


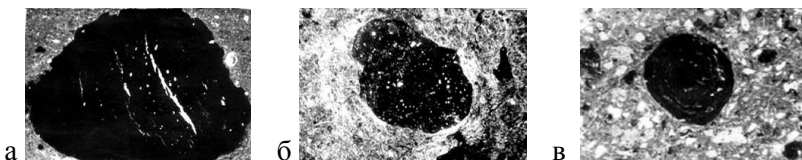
Рис. 83. Характер ожелезнения профилей субтропических подзолистых почв; а, б, з, е – *nic.II*; в, д – *nic.+ BSf*

Исследованные типы конкреций разделены на следующие генетические группы: педогенные (современные и реликтовые) и литогенные, характерные показатели которых приведены в табл. 50. Основной принцип выделения реликтовых образований в почвах заключается в несоответствии состава и строения осно-

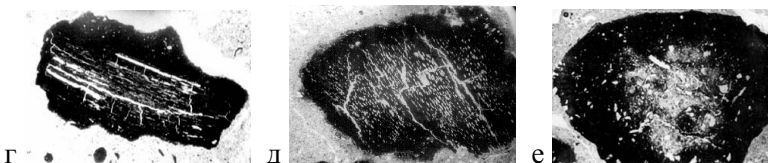
вной массы конкреций и вмещающего их материала, что проявляется в форме и размерах стяжений, примеси инородного материала, наборе скелетных зерен минералов, составе гумуса, глины, Mn и др. Например, на фоне относительно однородной почвенной массы мелко- и/или среднепылеватого состава встречаются образования с включениями зерен минералов пылеватой размерности. Нередко в подобных образованиях отмечается микронеоднородное распределение оптически ориентированной глины, пропитанной гидроксидами железа при принципиально ином ее характере или полном отсутствии в основной почвенной массе горизонта. Диагностическим показателем реликтовости образований является также неоднородная (сплошная, ветвистая) пропитанность внутренней части конкреций марганцовистым веществом, что не свойственно современным почвенным новообразованиям и составу основной массы вмещающего материала.

Литореликты характеризуются преимущественно четкой обособленностью от основной массы, плотным сложением, неправильно-окатанными формами, неравномерностью ожелезнения, крупными размерами (до 10 мм в шлифах), примесью различного материала – глины, Mn и др. (рис.84 а, б). К литореликтам относятся также слоистые «окатыши» концентрического строения (рис.85 в). Присутствие литогенно-реликтовых образований отмечено главным образом в средней части профиля и, вероятно, являются результатом исходной неоднородности почвообразующей толщи.

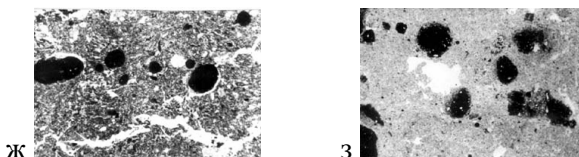
Педогенные реликтовые образования, встречающиеся, в основном, в верхних горизонтах почв в виде крупных окатанно-угловатых и специфически вытянутых конкреционных форм (рис.84 ж, з), вероятно сформированы в более древние стадии почвообразования и отличаются от современных новообразований неоднородностью состава и строения. Педореликты чаще всего имеют органическую основу, сильно пропитаны и окаймлены железистым веществом. Растительно-железистые типы образований представляют собой черные обугленные растительные ткани (нередко с сохранившимся клеточным строением), включенные в сильно ожелезненную массу. Педореликтовые типы образований, нередко включают матричный материал.



Литореликты – Mn-Fe (а), глинисто-Fe (б),
концентрические (в)



Педореликты – растительно-железистые (г, д),
матрично-железистые (е) образования



Педогенные – железистые (ж) и
гумусово-железистые (з) сегрегации и стяжения

*Рис. 84. Типы конкреционных образований в профиле
субтропических подзолистых почв Грузии*

Современные педогенные стяжения и сегрегации отличаются от вышеописанных однородностью строения, значительно более мелкими размерами, равномерным распределением в основной массе и почти полным отсутствием включений глины и оксидов марганца (рис.84 е, ж). Современные педогенные конкреции часто содержат дисперсное гумусовое вещество и бывают сосредоточены преимущественно в поверхностных горизонтах почв.

Микроморфометрические исследования, с целью подсчета количественных показателей измеряемых деталей, наиболее удобно проводить в структурных фотограммах (рис.85), особенно для порового пространства. В данном случае морфометрические показатели конкреций определялись непосредственно в почвенных шлифах вертикальной ориентации с использованием оптико-

электронно-вычислительных анализаторов изображения. Размер одного поля зрения в шлифе составлял $6,6 \text{ см}^2$, количество измеренных полей в пределах шлифа – 1-2. Измеряли конкреции диаметром $>0,25 \text{ мм}$, которые для подсчета разделены по размерам на группы: 0,25-0,5; 0,5-1,0; 1-2; 2-3; 3-5; 5-7; 7-10; $>10 \text{ мм}$. Определяли суммарную площадь (S) и общее количество (N) конкреций в каждой размерной группе. Шлифы из нижних горизонтов из-за минимального присутствия в них конкреционных образований, как таковых, подсчету не подлежали.

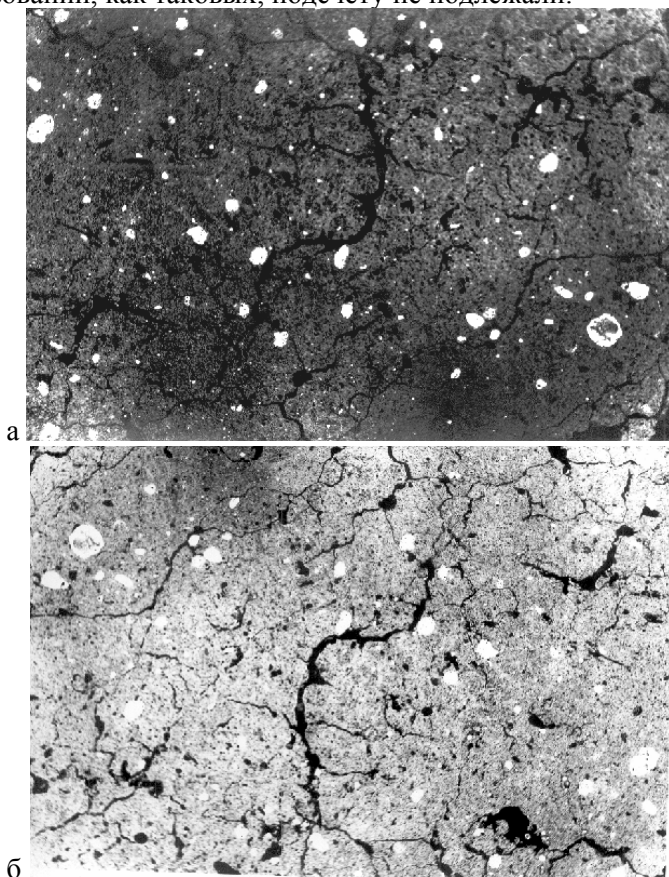


Рис. 85. Структурные фотограммы, отражающие формы и расположение измеряемых деталей (а – конкреций; б - пор)

Микроморфометрические исследования конкреций показали следующую картину. В разр.15М анализировался профиль до глубины 55 см. Ожелезненность ортштейнового горизонта проявляется в виде крупных зон пропитки основной массы. Обособленных стяжений в шлифах этого горизонта немного. Максимальной конкреционностью характеризуется гумусовый горизонт, в котором наибольшую площадь занимают конкреции размером 3-5 и 5-7 мм. В подгумусовом горизонте суммарная площадь, занятая конкрециями уменьшается в 2-3 раза, в надортштейновом – в 10 раз. Максимальное число обособленных конкреций сосредоточено в гор. A1n (50 шт. на кадр) и гор. A1A2n (47 шт.). С глубиной количество конкреций резко уменьшается.

В профиле разр. 20А морфометрические измерения конкреций проводились в верхних трех горизонтах, включая ортштейновый. Суммарная площадь, занятая конкрециями, относительно высока в поверхностном горизонте, глубже этот показатель уменьшается и стабилизируется. Суммарное количество конкреций в профиле меняется незначительно и составляет 35-40 шт. на кадр. Аналогично с разр. 15М, здесь в наибольшем количестве представлены относительно мелкие конкреции, хотя их площадь на порядок меньше площади, занятой стяжениями размером 2-5 мм (табл. 51).

В профиле разреза 43К среди железистых образований анализировались два основных вида. Первый представленный сплошными плотными стяжениями темно-бурого или черного цвета округлой или неясно-угловатой формы с преобладающим размером 0,5-2 мм, которые приурочены к верхней легкой по механическому составу части профиля. Второй вид – «диффузионные кольца» – «nucleic nodules» (Bullock., Fedoroff, Jongerius et al., 1985) с несплошной железистой пропиткой приурочены к ортштейновым горизонтам. Они имеют вид скорлупы, в центре которых сохранилась неожелезненная масса. Внешние размеры конкреций не сплошного заполнения 5-10 мм, толщина ожелезненной каймы 1-3 мм. Суммарная площадь ожелезнения в профиле наивысшая в ортштейновом горизонте с максимальными величинами в верхней части слоя (31%). Высокие показатели площади характерны для крупных зерен (>3 мм). В вышележащих горизонтах высокой площадью ожелезнения, преиму-

щественно, выделяются конкреции 1-3 мм. Несмотря на максимальную площадь ожелезнения ортштейнового слоя, по количеству конкреций отличается подгумусовый (23 шт.), с преобладающими размерами 0,5-2 мм.

Микроморфологические исследования показали, что несплошные ортштейны – диффузионные кольца характеризуются неодинаковой изрезанностью внешней и внутренней границ ожелезнения. Снаружи ортштейны имеют четкие контуры и сглаженную округлую форму, внутри наблюдается более плавный переход к неожелезненному материалу, граница осложнена разнообразными изгибами, впадинами и выступами. Для установления достоверности этих различий проведено микроморфометрическое сравнение изрезанности внешних и внутренних контуров ожелезнения. Изрезанность оценивалась по величине $F=4\pi S \cdot Pe^2$, где S – площадь в пределах исследуемого контура, Pe – периметр исследуемого контура. Согласно формуле, максимальное значение $F=1$ соответствует контуру окружности. С увеличением изрезанности границ контура величина F стремится к нулю. Проанализировано 20 несплошных ортштейнов с внешними размерами 5-10 мм. Совокупность их внешних контуров характеризуется следующими показателями: $F=0,42-0,82$; $F_{\text{mean}}=0,68$; $\sigma^2=0,01$; $V\%=3$. Для совокупности внутренних контуров получено: $F=0,04-0,22$; $F_{\text{mean}}=0,14$; $\sigma^2=0,002$; $V\%=7$. Анализируемые выборки имеют общий характер распределения, однако, не пересекаются по значениям F . Таким образом, внешние и внутренние контуры ожелезнения достоверно различаются по степени изрезанности.

Итак, приуроченность конкреций разного вида к различным генетическим горизонтам диагностируется сочетанием морфометрических признаков: распределением конкреций по размерам, общей площадью ожелезнения в шлифах, форме внешних и внутренних границ ожелезнения. Морфометрические измерения конкреций могут послужить для решения таких немаловажных задач, как определение общего запаса сегрегированного железа в почве, оценка эффективности сельскохозяйственных мероприятий и т.д.

Химический состав конкреций. С целью определения состава конкреционных образований, изучены валовой химический состав с применением рентген-флюорисцентного анализатора и содержание общего гумуса в конкрециях различного диаметра из отдельных генетических горизонтов.

Данные валового анализа конкреций показывают, что в гумусовом горизонте средние значения Fe_2O_3 несколько выше (25%), чем в таковых из ортштейнового горизонта (<20%) и почти аналогичны конкрециям из нижних глинистых горизонтов почв. Наивысшими показателями среди изученных оксидов характеризуется SiO_2 (55-80%). Предел колебания Al_2O_3 в конкрециях невелик (порядка 10-15%). Доля MnO в составе конкреций не превышает 1,7 с минимальными значениями в педогенных (<3 мм) зернах. Незначительные величины выявлены для P_2O_5 . Содержание MgO также невелико и обнаружено исключительно в конкрециях размером 3-5 мм из ортштейновых горизонтов изученных профилей. Показатели содержания CaO , TiO_2 , K_2O , SO_3 , Na_2O в составе конкреций различного диаметра приблизительно одинаковы по всему профилю и характеризуются незначительными величинами.

Определение содержания гумуса непосредственно в конкреционных зернах различного диаметра (разрезы 15М, 20А и 43К) обусловлено результатами микроморфологических исследований почвенных шлифов, где в педогенных конкрециях поверхностных горизонтов прослеживалась пропитанность гумусовым веществом. Усредненные данные химического анализа конкреций подтверждают микроморфологические результаты – повышенное содержание гумуса в мелких фракциях (<2 мм) поверхностных горизонтов почв (табл. 4).

Микроморфохимия конкреций. Для последовательной диагностики состава железистых образований, вычленения отдельных форм железа и их участия в строении конкреций, проводилась обработка непокрытых шлифов реактивами Тамма и Мера-Джексона, использующиеся обычно для определения аморфного (Fe_0) и несиликатного (Fe_4) форм железа. Обрабатывались шлифы их всех генетических горизонтов трех разрезов 15М, 20А и 22А в последовательности: 1 – реактивом Тамма, 2 – реактивом М-Джексона (Bullock., Loveland., Murphy, 1975; Вуколов, Турзина, 1986).

Интересуемые поля зрения в шлифах фиксировались на фотопленке как в исходном варианте, так и после каждой обработки.

Таблица 4.

Содержание гумуса в конкрециях субтропических подзолистых почв Грузии, %

Разрез	Глубина образца, см	Размеры конкреций, мм							
		>10	10-7	7-5	5-3	3-2	1-0.5	0.5-0.25	сред.
15М	0-12	0.4	0.6	0.6	1.0	1.0	3.0	3.8	1.5
	12-22	0.5	0.8	0.9	0.7	0.9	1.3	1.1	0.9
	38-50	0.3	0.4	0.4	0.8	0.6	0.6	0.5	0.5
	52-62	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3
	70-80	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.8	0.3
20А	0-10	0.7	0.8	1.1	1.4	1.8	1.9	2.4	1.4
	10-20	0.2	0.6	0.7	1.1	1.1	1.3	1.8	1.0
	31-41	0.2	0.2	0.5	0.8	0.7	1.0	0.8	0.6
	50-60	0	0.2	0.3	0.4	0.4	0.7	0.8	0.4
	75-95	0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.7	0.9	0.4
43К	0-10	0.3	0.7	0.8	1.1	1.7	1.4	1.7	1.1
	10-28	0.5	0.6	0.8	1.5	1.7	1.9	1.3	1.2
	35-45	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.7	0.6
	45-55	0.2	0.5	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
	75-85	0.2	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4
	90-100	0.2	0.4	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4

После недельной выдержки шлифов в реактиве Тамма, Fe-конкреции визуально остаются практически незатронутыми. Местами слегка обесцвечиваются микрозоны ожелезнения в виде охристых пятен, хлопьев и полос-дендритов. Однако предположить, что аморфное железо определяет бурую окраску почвенной массы, как это утверждалось в работе Вуколова, Турсиной (1986), не можем. Реактив Тамма лишь частично действует на железисто-глинистые кутаны. Если в исходном варианте по краям пор педомассы в сочетании с глинистыми кутанами тянулись охристо-бурые железистые слои, после обработки шлифов в оксалате аммония, бурая окраска железистого вещества раст-

воряется. Оставались лишь тонкие контуры вдоль натечных образований.

Обработка непокрытых шлифов в реактиве Мера-Джексона значительно больше влияет на железистые соединения. Заметно обесцвечивается плазменный материал, то есть почти полностью растворяется Fe-вещество, пропитывающее основную почвенную массу (рис.86 а). Буроватая окраска почвенной массы сохраняется лишь в тех единичных горизонтах, в которых плазма основы пропитана не столь железистым, сколь гумусовым веществом. Что касается четко обособленных Fe-конкреций плотного сложения, то они все еще остаются незатронутыми при воздействии реактива (рис.86 б). Менее плотные сегрегации при воздействии дитионитового раствора частично меняются – расплываются края, граничащие с вмещающей массой, обесцвечиваются менее ожелезненные зоны внутри конкреций. Однако, разрушительного действия на все виды Fe-образований, как это предполагалось ожидать, не оказывает дитионитовый раствор даже при недельной выдержке шлифов в растворе.

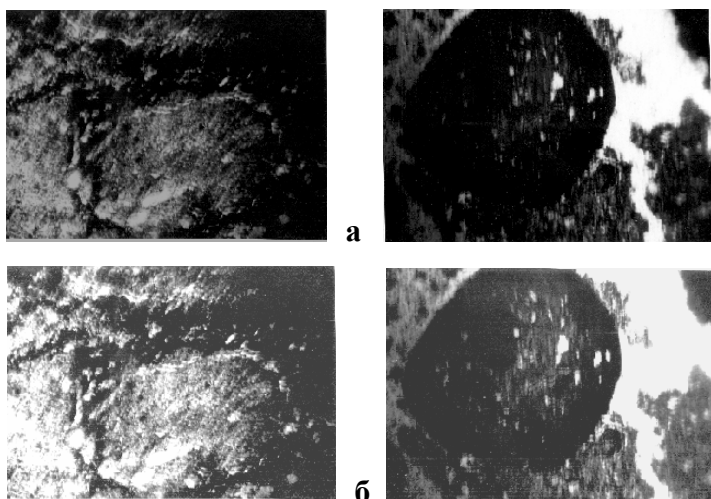


Рис. 86. Железистые соединения до (а) и после (б) обработки дитианитовым раствором

Микрохимия конкреций. Для выяснения связи размера конкреций с их составом и распределением основных элементов во внутреннем строении ненарушенных конкреций, использовался точечный микрорентгеноспектральный анализ с применением растрового электронного микроскопа и микроанализатора. Проводился количественный анализ элементного состава конкреций различного диаметра из трех генетических горизонтов почв разр.43К: гумусового ($A1A2_n$), ортштейнового (BS_f) и глинистого ($B_{t.g}$). Определялось процентное содержание 9 основных элементов. Для каждого размера конкреций анализировались по несколько зерен (от 2 до 5 шт.), а в пределах каждой конкреции проводилось от 12 до 85 определений, в зависимости от размера образца (всего 555 определений). Статистическая обработка данных показала, что изученные элементы в составе конкреций в порядке убывания располагаются в следующей последовательности: Fe, Si, Al, Mn, Ti, K, Na, Mg, Ca (рис. 87).

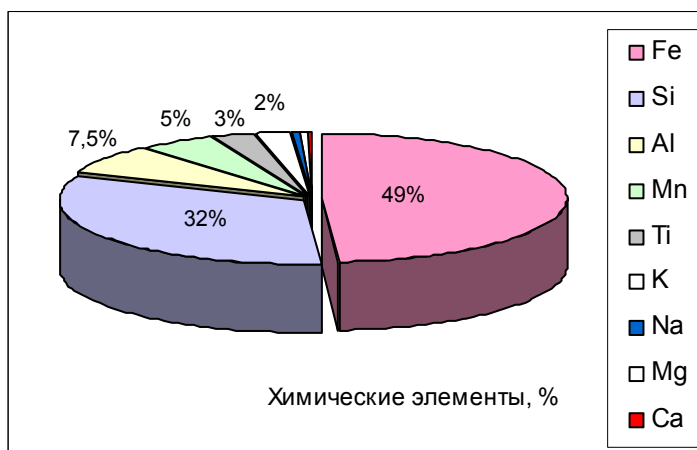


Рис. 87. Средние значения элементного состава конкреций, %

Данные распределения химических элементов в конкрециях различного диаметра (рис.88) показывают разнообразную картину. Количество Fe увеличивается в мелких педогенных образованиях, особенно поверхностных горизонтов, тогда как содержание Mn значительно нарастает в крупных литогенных зернах и резко снижается с уменьшением диаметра. К тому же, повы-

шенным содержанием Mn отличаются конкреции из нижних горизонтов почв. Данная картина четко прослеживается при микроморфологических исследованиях в шлифах. Независимо от генетической группы, размера и глубины залегания конкреций, содержание Si и Al относительно стабильное.

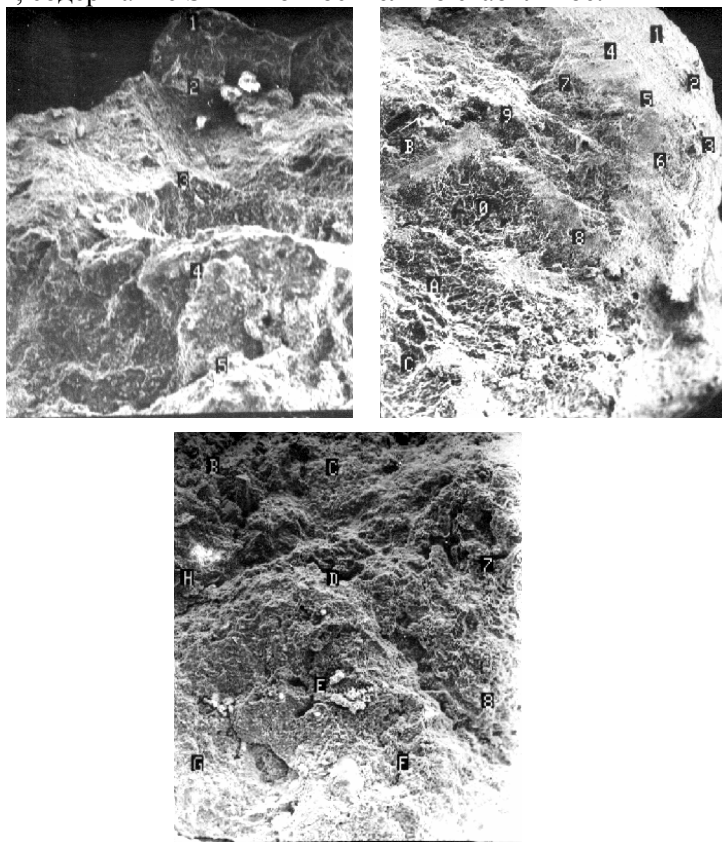
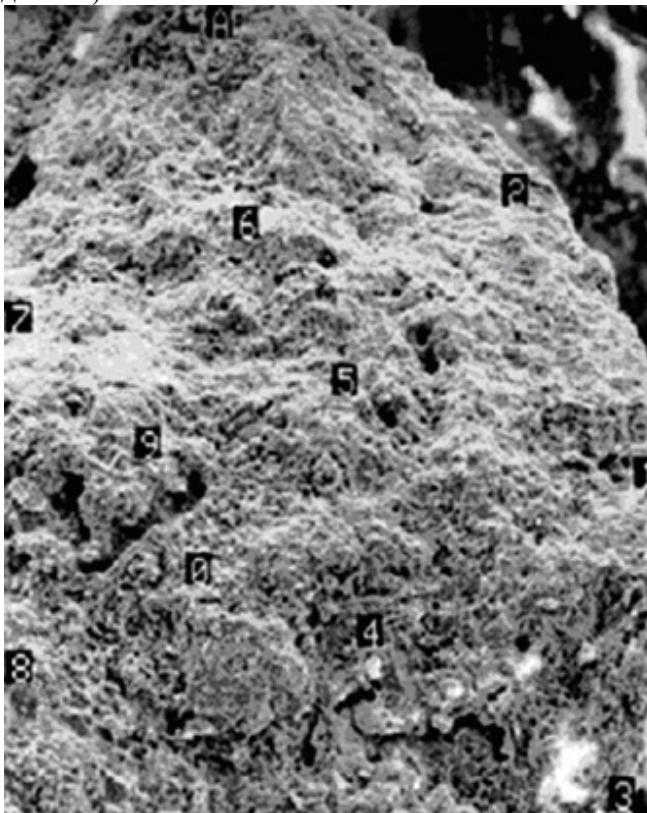


Рис. 88. Рентгеновские снимки конкреций размером 3-5, 5-7 и 7-10 мм последовательно (разрез 43К)

Обобщенные данные микроанализа по различным зонам конкреций (оболочка, основная масса, ядро) показывают в нижних горизонтах относительно высокое содержание железа в конкрециях с небольшими колебаниями во внутреннем строении. В верхних слоях отмечено нарастание Fe к ядру, в орштейновом

– убывание. Определенная закономерность проявляется в распределении Mn – заметное возрастание (более чем в 5 раз) от оболочки конкреций к ядру. Однако, в отличие от обобщенных данных, анализ отдельных зерен показал, что распределение химических элементов во внутреннем строении конкреций не однотипно и размах их содержания, в каждом конкретном случае, весьма значителен. К примеру, Mn в одном конкреционном зерне (рис.89, табл. 5) колеблется в пределах 0-30-65% от оболочки к ядру. Выделяются также микрозоны концентрации железа (вплоть до 95%).



*Рис. 89. Конкреция размером 10-7 мм
из горизонта А1А2п (разрез 43К)
(Химический состав анализируемых микрозон
конкреции дан в табл. 5)*

Таблица 5.

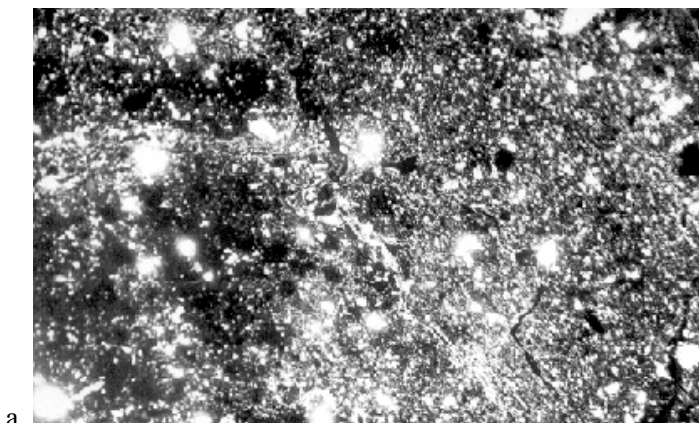
Химический состав конкреции, %
(разрез 43К, горизонт А1А2п, размер 10-7 мм, конкреция №2)

Элемент	Анализируемая точка										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	А
Fe	61	69	41	72	85	62	56	31	66	95	9.7
Si	29	21	48	19	1.4	14	28	0.9	12	7.1	49
Al	5.3	5.4	5.8	4.1	2.7	4.9	5.0	1.9	2.9	1.4	8.1
Mn	0.4	0.7	1.1	3.3	11	17	6.3	65	18	4.2	29
Ti	1.3	1.3	1.2	1.0	0	0.6	2.1	0.4	0.4	0.3	2.0
K	1.4	1.3	1.5	0.8	0	0.7	2.0	0.2	0.4	0.4	1.5
Na	1.8	0.5	0.8	0	0.1	1.7	0.6	0.6	1.5	1.5	0.5
Mg	0	0.3	0.6	0	0	0.3	0.1	0	0	0	0
Ca	0.1	0.1	0.1	0	0.2	0.1	0.1	0	0	0	0

Анализируемые микрозоны показаны на рис. 89

Анализ внутреннего изменения элементного состава в большом количестве конкреций (до 50 шт.), выявил своеобразность каждой из них и часто незакономерное распределение того или иного элемента, за исключением Mn, который, в случае его присутствия, как правило, сконцентрирован в ядре конкреций. Описанная в результате микрохимического анализа картина аналогична микроморфологическим описаниям конкреций в шлифах.

Таким образом, комплексное изучение конкреционных образований показало их гетерохронность и разнокачественность в генетическом отношении. Мелкие, округлые железистые сегрегации из верхних, легких по гранулометрическому составу горизонтов почв, пропитанные нередко гумусовым веществом, преимущественно формируются в современных условиях почвообразования. Относительно крупные конкреции плотного сложения из средней части профиля, характеризующиеся сложным строением и составом, и сильно отличающиеся от основной массы вмещающего их материала, главным образом, унаследованы от предшествующих циклов развития отложений. Гетерохронность конкреционных образований подтверждается их формой, строением, распределением, химическим составом и другими морфо- и микрохимическими признаками.



а



б

Рис. 90. Литологическое строение поверхностных (а) и подстилающих (б) горизонтов профиля субтропических подзолистых почв, пс. +

Что касается ортштейновых горизонтов, закономерно залегающих на контакте литологических переходов в профиле, между контрастным по механическому составу легкими и тяжелыми частями (рис.90), нередко представленными в виде сцементированных пластов в профиле субтропических подзолистых почв Грузии, являются самостоятельными слоями-наносами, создавая этим трехчленность текстурно-дифференцированных профилей

исследованных почв. Само существование орштейнового слоя в профиле не совсем адекватно современному состоянию среды. Несмотря на гумидные условия, по идее, способствующие интенсивному передвижению веществ в вертикальном профиле, такого количества железа, которое сконцентрировано в профиле рассматриваемых почв (даже не учитывая наличие водонепроницаемого слоя и, соответственно, отсутствие проточного режима в профиле), не могло оказаться в верхней части почв, и быть исключительно только результатом внутрипрофильной миграции веществ.

В результате, для изучения и оценки таких структурных отдельных почвенных конкреции, разработанный комплексный подход с применением системы сопряженных взаимодополняющих методов (микроморфология, микроморфометрия, микрохимия, микроморфохимия и др.), основанных на макро-, мезо-, микро- и субмикроморфологических уровнях, является весьма достоверным и эффективным способом исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Микроморфологически выявлены основные диагностические признаки почв Грузии. Почвам влажносубтропической зоны свойственны: неоднородность состава и микростроения основной массы, слоистость профиля по соотношению и распределению плазменного и скелетного материала, компактное микростроение, слабая прокрашенность гумусом, оптическая ориентация плазмы и контрастность в распределении гидроксидов железа, что проявляется в высокой ожелезненности почвенного материала в виде конкреционных образований, зон пропиток, и наличия обезжелезненных пылевато-плазменных микрозон. Характерными микроморфологическими признаками почв аридной субтропической зоны являются: изотропность плазмы из-за пропитанности дисперсным гумусом, высокая агрегированность, карбонатность профиля, тесная связь гумусового вещества с глиной. Для горно-лесных и горно-луговых почв наиболее диагностичны: наличие грубого гумуса, песчано-плазменное элементарное микростроение, чешуйчато-волоконистая структура плазмы, высокое содержание породных фрагментов, присутствие глинисто-пылеватых натеков в трещинах и др.

Сравнительный анализ микроморфологических показателей между относительно близкими по морфохимическим свойствам почвами, показал следующую картину: горные черноземы, в отличие от равнинных черноземов, выделяются типичными микроформами вулканического типа (раздельными округлыми агрегатами, изотропностью тонкодисперсной массы, наличием в составе скелета обломков вулканического стекла и т.д.), тогда как черноземы характеризуются типичной капролитной агрегатностью; бурые лесные и коричневые почвы микроморфологически разнятся по наличию в последних карбонатного материала в виде рассеянных в плазме микрозернистого кальцита, тогда как бурые лесные почвы микрозонально пропитаны гидроксидами железа; основное различие между красноземами и красными почвами (терра-росса), несмотря на ожелезненность

обоих, заключается в карбонатности последних, что крайне не свойственно красноземам, однако типичным для них является наличие конкреционных образований, при полном их отсутствии в красных дерново-карбонатных профилях; субтропические подзолистые почвы, в отличие от желтоземов, выделяются значительно более высокой конкреционностью при неоднородном микростроении профиля, многообразностью конкреционных образований по сложности строения и морфогенетическим типам, причем в средней части профиля, системой крупных взаимосоединенных зон ожелезнения.

Микроморфологически выявлены признаки диагностирования элементарных почвенных процессов, формирующих генетические профили основных почв Грузии. Микроморфологический анализ позволяет уточнить уровни ЭПП и детализировать почвенные процессы:

- Процесс оглинивания, микроморфологически диагностируемый по характеру выветрелости скелетного материала, микростроению и оптической ориентации плазмы, активным образом (в виде натечных форм и *in situ*-выветривания) проявляется в бурых лесных, черно-бурых лесных, черноземах, черных, коричневых, лугово-коричневых, а также серо-коричневых, лугово-серо-коричневых, желто-бурых, дерново-карбонатных, горно-лугово-лесных, горно-лугово-черноземовидных почвах;
- Процесс лессивирования, микроморфологически диагностируемый по свойствам подвижного материала, наличию натечных форм оптически ориентированной глины; наиболее характерен для почв гумидных регионов (красноземов, желтоземов, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных почв);
- Процесс оглеения, микроморфологически диагностируемый по контрастности распределения гидроксидов железа, микроразноличности основной массы – обесцвечиванию (обезжелезнению) и сегрегации железа в микроконкреции, наиболее интенсивно проявляется в желтоземах, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных и аллювиальных почвах.
- Процесс ожелезнения, микроморфологически диагностируемый по наличию различных форм железистых образований, степени

концентрации или кристаллизации железа, характеру ожелезненных микроучастков, либо зон пропиток плазмы гидроксидами железа, наиболее характерен для почв влажносубтропического ряда (красноземов, желтоземов, субтропических подзолистых, субтропических подзолисто-глеевых, болотных, аллювиальных);

- Процесс окарбоначивания, микроморфологически диагностируемый по наличию микро- и мелкозернистых кальцитовых зерен в составе скелета, микроформам карбонатных новообразований, пропиточных форм криптозернистых, или рассеянных в плазме средне- и крупнозернистых кристаллов кальцита, преимущественно прослеживается в почвах сухих субтропиков (дерново-карбонатных, коричневых, лугово-коричневых, черноземах, серо-коричневых, лугово-серо-коричневых);

Процесс гумусообразования, распространенный практически во всех почвенных типах, микроморфологически диагностируется по комплексу признаков, отражающих трансформацию органического вещества (растительных остатков, сопутствующей почвенной фауны, продуктов их жизнедеятельности и конечных продуктов гумификации); группирование микроморфологических показателей органических компонентов по грубости или дисперсности в органопрофилях, позволило выделить собственные морфотипы “гумуса” для каждого типа почв Грузии, в частности: грубый (raw) гумус соответствует болотным и засоленным почвам; гумус средней разложенности/дисперсности (moder) характерен для дерново-карбонатных, субтропических подзолистых, желтоземов, аллювиальных почв; дисперсный (mull) гумус наиболее свойствен равнинным и горным черноземам, коричневым, частично лугово-коричневым почвам; переходной форме гумуса от грубого к среднему (raw-moder и/или moder-raw) соответствуют горно-луговые и субтропические подзолисто-глеевые почвы; переходной форме от среднего гумуса к дисперсному (moder-mull и/или mull-moder) – красноземы, серо-коричневые, бурые-лесные и лугово-серо-коричневые почвы.

Микроморфологическое изучение почв Грузии позволило выделить в некоторых почвах палеопедологические признаки как в виде вторых гумусовых горизонтов, так и многообразных

реликтовых образований. На микроуровне погребенные горизонты диагностируются: оструктуренностью неоднородной почвенной массы, своеобразным составом и строением органического материала в виде законсервированных обугленных растительных тканей и множества мелких гумусовых сгустков, отличающихся от таковых современных гумусовых горизонтов, а также по наличию фитоцитов, при полном их отсутствии в средней части профиля и др.

Созданы карты распространения основных профилеформирующих процессов в почвах Грузии. Принцип картирования основан на обобщении микроморфологических показателей диагностирования элементарных почвенных процессов, а построение контуров, отражающих распространение ЭПП, преимущественно, проводилось по характеру и интенсивности проявления данных процессов; в случае лессивирования – по типам натечных образований, гумусообразования – морфотипам гумуса.

Соотношение ведущих профилеформирующих процессов с ландшафтной картой (по степени увлажнения), выделены особенности распространения ЭПП в почвах Грузии. Гумидные ландшафты, охватывающие большую группу различающихся друг от друга почв (субтропические подзолистые, подзолисто-глеевые, желтоземы, красноземы, бурые лесные, горно-луговые) объединяют процессы лессивирования, оглеения, ожелезнения, частично оглинивания. Четкое соотношение отмечается относительно семиаридных ландшафтов, охватывающих коричневые, лугово-коричневые, равнинные и горные черноземы, частично серо-коричневые почвы, где ведущими процессами выделяются: гумусообразование, окарбонирование и оглинивание. Установлено, что почва, отличающаяся определенной устойчивостью среди компонентов ПТК, не всегда подчиняется общим ландшафтно-географическим закономерностям.

დასკვნები

მიკრომორფოლოგიურად გამოვლენილია საქართველოს ნიადაგების ძირითადი მადაიგნოსტიკური ნიშნები. ნოტიო სუბტროპიკული ზონის ნიადაგებისთვის დამახასიათებელი მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლებია: ნიადაგური მასის შედგენილობისა და მიკროშენების არაერთგვაროვნება, პროფილის შრეობრიობა პლაზმისა და ხირხატის განაწილება და თანაფარდობაში, კომპაქტური მიკროშენება, სუსტი ჰუმუსირება, პლაზმის ოპტიკური ორიენტირება და რკინის კონტრასტული განაწილება, რაც ვლინდება რკინის ჰიდროქსიდებისგან გაჟღენთილი მასის ფონზე გაუფერულებული მტვრიან-პლაზმური მიკროზონების არსებობასა და Fe-კონკრეციების სიჭარბეში; არიდული ზონის ნიადაგების ძირითადი მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლებია: პლაზმის იზოტროპულობა მასში დისპერსული ჰუმუსის გაჟღენთვის გამო, ნიადაგური მასის მაღალი აგრეგირება, პროფილის კარბონატულობა და ორგანული ნივთიერების მჭიდრო კავშირი თიხასთან; მთა-ტყეთა და მთა-მდელოთა ზონის ნიადაგებისთვის დამახასიათებელი მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლებია: უხეში ჰუმუსის არსებობა, ქვიშიან-პლაზმური ელემენტარული მიკროშენება, პლაზმის ქერცლოვან-ბოჭკოვანი სტრუქტურა, ქანის ფრაგმენტების მაღალი შემცველობა, ბზარებში თიხიან-მტვრიანი ნალვენების არსებობა და სხვ.

მორფოქიმიური თვისებებით ახლო მდგომ ნიადაგებს შორის მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლების შედარებითმა ანალიზმა გამოავლინა შემდეგი სურათი: მთის შავმიწები (ბარის შავმიწებისგან განსხვავებით) გამოირჩევიან ტიპური ვულკანური მიკროფორმების არსებობით განცალკევებული მრგვალი აგრეგატების სახით, ასევე წვრილდისპერსული მასის იზოტროპულობით, ხირხატის შემადგენლობაში ვულკანური მინის ნატეხებით და სხვ., მაშინ როდესაც ბარის შავმიწები, როგორც წესი, კაპროლიტური აგრეგატულობით ხასიათდებიან; ტყის ყომრალი და ყავისფერი ნიადაგები მიკრომორფოლოგიურად განსხვავდებიან ამ უკანასკნელში კარბონატული მასალის არსებობით პლაზმაში გაფანტული მიკრომარცვლოვანი კალციტის სახით, ტყის ყომრალი ნიადა-

გები კი მიკროზონალურად გაჟღენთილია რკინის ჰიდროქსიდებით. ძირითადი სხვაობა წითელმინებსა და წითელ ნიადაგებს (ტერა-როსას) შორის, მიუხედავად ორივე პროფილის ძლიერი რკინიანობისა, მდგომარეობს უკანასკნელის კარბონატულობაში, რაც არ ახასიათებს წითელმინებს, მაგრამ ტიპიურია კონკრეციული წარმონაქმნების არსებობა, რომლებიც საერთოდ არ აღინიშნება ტერა-როსაში; სუბტროპიკული ენერი ნიადაგები, ყვითელმინებისგან განსხვავებით, პროფილის არაერთგვაროვანი მიკროშენების ფონზე, გამოირჩევიან უფრო მაღალი კონკრეციულობით, მათი დიდი მრავალფეროვნებით შენების სიათულისა და მორფოგენეტიური ტიპების მიხედვით, ამასთანავე, პროფილის შუა ნაწილში, მსხვილი ურთიერთდაკავშირებული გარკინიანებული მიკროზონების სისტემის არსებობით.

მიკრომორფოლოგიურად გამოვლენილია გენეტიკური მნიშვნელობის მქონე ელემენტარული ნიადაგური პროცესების დიაგნოსტიკების მაჩვენებლები საქართველოს ნიადაგებისათვის, კერძოდ:

- გათიხების პროცესი, რომელიც მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტიკურდება ხირხატის გამოფიტვის ხასიათით, პლაზმის მიკროშენებითა და ოპტიკური ორიენტირებით, აქტიური სახით (ნალვენთოვანი ფორმებითა და in situ-გამოფიტვის სახით) გამოვლენილია ტყის ყომრალ, ტყის შავ-ყომრალ, შავმიწა, შავ, მთა-მდელოს შავმიწისებრ ნიადაგებში;
- ლესივირების პროცესი (წვრილდისპერსული მასის გადაადგილება), რომელიც მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტიკურდება მოძრავი მასალის თვისებებით, ოპტიკურად ორიენტირებული თიხის ნალვენთების არსებობით გამტარ ფორებში, განსაკუთრებით დამახასიათებელია ნოტიო სუბტროპიკული ზონის ნიადაგებისთვის (წითელმიწა, ყვითელმიწა, სუბტროპიკული ენერი, სუბტროპიკული ენერ-ლებიანი, ჭაობიანი);
- გალებების პროცესი, რომელიც მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტიკურდება რკინის ჰიდროქსიდების კონტრასტული განაწილებით, ძირითადი მასის მიკროზონალობით – გაუფერულებითა და რკინის სეგრეგირებით მიკროკონკრეციებად, განსაკუთრებით ინტენსიურად ვლინდება ყვითელმინებში, სუბტროპიკულ ენერებში, სუბტროპიკულ ენერ-ლებიანებში, ჭაობიან და ალუვიურ ნიადაგებში;

- გარკინიანების პროცესი მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტირდება რკინის წარმონაქმნების სხვადასხვა ფორმებით, რკინის კონცენტრაციისა და კრისტალიზაციით, მიკროზონული გარკინიანებით ან პლაზმაში გაჟღენთილი რკინის ჰიდროქსიდებით, განსაკუთრებით დამახასიათებელია ნოტიო სუბტროპიკული (ნითელმინა, ყვითელმინა, სუბტროპიკული ენერი, ენერ-ლებიანი, ჭაობიანი, ალუვიური) ნიადაგებისთვის.

- გაკარბონატების პროცესი, რომელიც მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტირდება ხირხატში მიკრო- და ნვრილკრისტალური კალციტის მარცვლებით, კარბონატული ახალწარმონაქმნების მიკროფორმებით, პლაზმაში კრიპტომარცვლოვანი კალციტის გაჟღენთვით ან საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი მარცვლების გაფანთვით, უპირატესად დამახასიათებელია ინტრაზონალური კორდიან-კარბონატული და მშრალი სუბტროპიკების ნიადაგებისთვის (ყავისფერი, მდელოს ყავისფერი, შავმინა, რუხი-ყავისფერი, მდელოს რუხი-ყავისფერი);

ჰუმუსწარმოქმნა განსაკუთრებით გავრცელებული პროცესია პრაქტიკულად ყველა ტიპის ნიადაგი, მიკრომორფოლოგიურად დიაგნოსტირდება ორგანული ნივთიერების (მცენარეული ნარჩენების, თანმხლები ნიადაგური ფაუნის, მათი ცხოველმოქმედების პროდუქტებისა და ჰუმინფიკაციის საბოლოო პროდუქტების) ტრანსფორმაციით; მიკრომორფოლოგიური მაჩვენებლების დაჯგუფებით ორგანული კომპონენტების დისპერსულობის მიხედვით, დადგენილია საქართველოს ნიადაგების ორგანულ პროფილებში “ჰუმუსის” მორფოტიპები, კერძოდ: უხეში (raw) ჰუმუსი შეესაბამება საქართველოს ჭაობიან და დამლაშებულ ნიადაგებს; საშუალო დაშლილობის დისპერსულობის ჰუმუსი (moder) ახლავს კორდიან-კარბონატულ, სუბტროპიკულ ენერ, ყვითელმინა, ალუვიურ ნიადაგებს; დისპერსული (mull) ჰუმუსი განსაკუთრებით დამახასიათებელია შავმინა, ყავისფერი და მდელოს-ყავისფერი ნიადაგებისთვის; ჰუმუსის გარდამავალი ფორმა უხეშიდან საშუალოსკენ (raw-moder ან moder-raw) შეესაბამება მთა-მდელოსა და სუბტროპიკულ ენერ-ლებიან ნიადაგებს; ჰუმუსის გარდამავალი ფორმა საშუალოდან დისპერსულისკენ (moder-mull ან mull-moder) კი ფიქსირდება ნითელმინა, რუხ-ყავისფერ, ტყის ყომრალ და მდელოს რუხ-ყავისფერ ნიადაგებში.

საქართველოს ნიადაგებში მიკრომორფოლოგიურად გამოვლენილია პალეოპედოლოგიური ნიშნები, როგორც მეორე ჰუმუსოვანი ჰორიზონტების სახით, ისე რელიქტური ნაშთებისა და წარმონაქმნების მონაწილეობით. განამარხებული ფენები მიკროდონეზე დიაგნოსტიკურდებიან: თანამედროვე ჰუმუსოვანი ჰორიზონტებისგან განსხვავებული არაერთგვაროვანი სტრუქტურული მასით, დანახშირებული მცენარეული ქსოვილებისა და წვრილი ჰუმუსოვანი გროვების სიუხვით, ასევე ფიტოლიტების არსებობით, რომლებიც არ აღინიშნებიან პროფილის შუა ნაწილში და სხვ.

შექმნილია ნამყვანი პროფილისმაფორმირებელი პროცესების საქართველოს ნიადაგებში გავრცელების ამსახველი რუკები. კარტირების პრინციპი ეფუძნება ელემენტარული ნიადაგური პროცესების მადაგნოსტიკურ მნიშვნელობის განზოგადებას. ენკ-ების გავრცელების მაჩვენებელი კონტურების აგება, ძირითადად, ჩატარებულია მათი გამოვლენის ინტენსიურობისა და ხასიათის მიხედვით, ლესივირების შემთხვევაში – ნალვენების სახეების, ხოლო ჰუმუსნარმოქმნისა – ჰუმუსის მორფოტიპების მიხედვით.

პროფილისმაფორმირებელი ნამყვანი ნიადაგური პროცესების შეჯერებით ლანდშაფტურ რუკასთან (დანესტიანების ხარისხის მიხედვით) გამოვლენილია ენკ-ების გავრცელების გარკვეული თავისებურებანი საქართველოს ნიადაგებში. ჰუმიდური ლანდშაფტებისთვის, რომლებიც ერთმანეთისაგან თვისობრივად განსხვავებულ ნიადაგთა დიდ ჯგუფს მოიცავს (სუბტროპიკულ ენერი, ენერ-ლებიანი, ყვითელმინა, ნითელმინა, ტყის ყომრალი, მთა-მდელოს) ნამყვანი პროცესებია: ლესივირება, გაღებება, გარკინიანება და გათიხება. მკაფიო შესაბამისობა აღინიშნება სემიარიდულ ლანდშაფტებთან მიმართებაში, რომელიც მოიცავს ყავისფერ, მდელოს ყავისფერ, მთისა და ბარის შავმიწებს, ნაწილობრივ რუხ-ყავისფერ ნიადაგებს, სადაც ნამყვან პროცესებს წარმოადგენენ: ჰუმუსნარმოქმნა, სიალიტიზაცია და გაკარბონატება. დადგენილია, რომ ნიადაგი, რომელიც ნიშან-თვისებათა გარკვეული მდგრადობით გამოირჩევა ბტპ კომპონენტებს შორის, ყოველთვის არ ექვემდებარება ლანდშაფტურ-გეოგრაფიულ კანონზომიერებას.

CONCLUSION

The micromorphological researches reveal the basic diagnostic attributes of soils of Georgia. Soil of humid subtropical zone are characterized: heterogeneity of structure and microstructure of basic weight, layers in a structure in the ratio and distribution of a plasma and skeletal material, compact micro-structure, weak colouring with humus, optical orientation of plasma and contrast in distribution hydro oxides of iron. It is shown in a plenty of iron in soil material as concretions of formations, zones with iron, and loss of iron of silty-plasma microzones. Characteristic micromorphological attributes of soils in arid subtropical zones are: isotropic of plasma because of fine humus, the plenty of aggregate, structure carbon of profile, close connection of humus materials with clay. For mountain-forest and mountain-meadow soils diagnostic are: presence raw humus, sand-plasma elementary microstructure, high contents rock of fragments, presence clay-salty cutans in cracks etc.

The comparative analysis of micro morphological parameters between close on micro chemical to properties of soils, has shown the following picture. Mountain chernozems, as against meadow chernozems (vertisols) are allocated with the typical microforms of a volcanic type (large aggregates, isotropic of fine materials, presence in structure of a skeleton of fragments of a volcanic glass etc.), whereas vertisols are characterized typical caprolit aggregates. Brown forest soils and Cinnamonic soils on micro level differ on presence in Cinnamonic soils carbon materials as absent-minded in plasma microgranular calcic, whereas brown forest soils micro zonality are impregnated with hydro oxides of iron. The basic distinction between (Allisols) and Red Raw Humus Calcareous (Terra-rossa), consists in the contents carbon materials in Red Soils, that is not characteristic for Allisols, however typical of them the presence concretions is at their complete absence in structures Terra-rossa. Subtropical Podzol soils, as against Yellow Soils, are allocated with considerably higher contents, multi figurativeness and complex structure concretions, non-uniform microstructure of a structure, in an average part of a structure by system large connected zones of iron mass.

Micromorphological researches reveal attributes of diagnosing of elementary soil processes, which form genetic structures basic soils of Georgia. The micromorphological analysis allows to specify levels ESP (Elementary Soil Processes) and to detail soil processes.

- Clayformation process, which in a microlevel is diagnosed with character airing of a skeletal material, microstructure and optical orientation of plasma, by an active image (as cutans and in situ airing) is shown in Brown Forest soils, Black Brown Forest soils, Vertisols, Cinnamonic, Meadow Cinnamonic, and also Grey Cinnamonic, Meadow Grey Cinnamonic, Yellow Brown Forest, Raw Humus Calcareous, Mountain Forest Meadow, Mountain Meadow Chernozem like soils;

- Lessive process, which in a microlevel is diagnosed with properties of a mobile material, presence optical orientate cutans; is most typical for soils humid of regions (Red Soils, Yellow Soils, Subtropical Podzols, Subtropical Gley Podzols, Bog Soils);

- Clay process, which in a microlevel is diagnosed with of contrast of distribution iron hydro oxides, microzonality of of basic weight - loss of iron and them segregation in microconcretions, is most intensively shown in Yellow Soils, Subtropical Podzols, Subtropical Gley Podzols, Bog Soils and Alluvial Soils;

- Iron process, which in a microlevel is diagnosed with to presence of the various forms of ferriferous formations (concretions), degree of concentration or crystallisation of iron, character iron microzones or zones of impregnation of plasma with iron hydro oxides, is characteristic for soils of humid subtropic (Red Soils, Yellow Soils, Subtropical Podzols, Subtropical Gley Podzols, Bog Soils and Alluvial Soils);

- Carbon process, which in a microlevel is diagnosed with to presence micro- and of finely granular grains calcoc in structure of a skeleton, micro to the forms carbon neoformations, impregnation crypto granular calcic, or absent-minded in plasma average and largely granular crystals calcic, basically it is marked in soils of dry subtropics (Raw Humus Calcareous, Cinnamonic, Meadow Cinnamonic, Vertisols, Grey Cinnamonic, Meadow Grey Cinnamonic Soils).

Humus formation process is distributed practically in all types soils and on micro level is diagnosed on a complex of attributes connected to transformation of organic substance (of the vegetative rests, soil fauna, products of their ability to live and final products humification); the grouping of micromorphological parameters of organic components on roughness or fineness in organic profiles, has allowed to allocate peculiar morp-

hotypes "humus" for each type soils of Georgia. Raw humus is characteristic for Bog Soils and Salt Soils. Humus average spread out (Moder humus) is characteristic for Raw Humus Calcareous Soils, Subtropical Podzols (Stagnic Acrisols), Yellow Soils and Alluvial Soils. Finess humus (mull) is characteristic for Vertisols, Mountain Chernozems, Cinnamonic Soils and partially Meadow Cinnamonic Soils. The transitive form between rough and average humus (raw-moder or moder-raw) is characteristic for Mountain Meadow and Subtropical Gley Podzols. The transitive form between average and finess humus (moder-mull or mull-moder) - for Red Soils (Alisols), Grey Cinnamonic, Brown Forest and Meadow Grey Cinnamonic Soil.

Micromorphological researches soils of Georgia has shown in some soils paleopedological attributes as second humus horizons and diverse relict formations. At a microlevel the buried horizons are diagnosed: by strong structure of non-uniform soil weight, original structure and structure of an organic material as tinned charcoal of vegetative fabrics and set fine humus of clots, which differ from those in modern humus horizons, and even on presence fitolits, which completely are absent in an middle part of profile.

The maps of distribution basic profile formation processes in soils of Georgia are created. The principle of creation of cards is based on generalization micromorphological of parameters of diagnosing elementary soil processes. Creation of contours, which reflect distribution ESP, basically was carried out with character and intensity of display these processes; in a case lessive - for types cutans, for humus formation - with humus morphotypes.

Correlation conducting profile formation processes with landscape map (on a degree of humidifying), the features of distribution ESP in soils of Georgia. Humid landscapes are allocated, which cover the large group various soils (Subtropical Podzols, Gley Podzols, Red Soils, Yellow Soils, Brown Forest, Mountain Meadow) unite processes lessive, glaysation, ironisation, partially claysation. The exact correlation is marked in semi-arid landscapes, which cover Cinnamonic, Meadow Cinnamonic, Vertisols, Mountain Chernozems, partially Grey Cinnamonic soils, where conducting processes are: humus formation, carbon formation and clay formation. Is established, that ground, which differs by stability among components NTC, not always submits to general landscape-geographical regularity.

ЛИТЕРАТУРА

ლიტერატურა / BIBLIOGRAPHY

ბერუჩაშვილი ნ. საქართველოს ბიომრავალფეროვნება მსოფლიოს ფონზე // საქართველოს ბიოლოგიური და ლანდშაფტური მრავალფეროვნება. თბ., WWF, 2000, გვ. 7-20

ბონდირევი ი. სტრუქტურული გეომორფოლოგიის თანამედროვე პრობლემები // V რესპ. სამეცნ. სესიის მასალები, მიძღვნ. ივ. ჯავახიშვილის დაბად. 150 წლისადმი. თბ., თსუ, გვ. 41-44

გობეჯიშვილი რ., სამადბეგიშვილი ო., ცერცვაძე ნ. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე გამყინვარების დინამიკა ჰოლოცენში // საქართველოს გეოგრაფიის აქტუალური პრობლემები. თბ., მეცნიერება, 2001, გვ. 73-79

ელიზბარაშვილი ნ. ლანდშაფტური დაგეგმარების გეოეკოლოგიური საფუძვლები. თბ., უნივერსალი, 2005, 300 გვ.

ლეჟავა ვ. საქართველოს ენერი ორთმტენიანი ნიადაგები (პლინტოსოლები) // სადოქტ. დისერტ. ავტორეფ. თბ., აგრ. უნივერს., 1998, 58 გვ.

მარდალეიშვილი რ., ფიფია ც., კობახიძე ნ., ტაბიძე ბ. აღმოსავლეთი ამიერკავკასიის ივრის ზეგანის შავმიწები. თბ., 1983

მაჭავარიანი ლ. კარბონატულობის მიკრომორფოლოგიური გამოხატულება მშრალი სუბტროპიკების ნიადაგებში. სამეცნ. სესია მიძღვნ. თსუ 75-ე და ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის დაფუძნების მე-60 წლისთავისადმი. თბ., 1993, გვ. 89-90

ნიადაგის რესურსების მსოფლიო მონაცემთა ბაზა №84 (თ. ურუშაძის რედაქტორობით), FAO UN – GFA-Terra Systems, 126 გვ.

რამიშვილი თ. კოლხეთის დაბლობის ძირითადი ნიადაგური ტიპები და მათი მელიორაციული მაჩვენებლები. სადოქტ. დისერტ. ავტორ, თბ., 1993

საბაშვილი მ. საქართველოს ნიადაგები. თბ., მეცნიერება, 1968, 552 გვ.

საქართველოს ნიადაგების რუკა (1 : 500 000), თბ., 1999. მთავარი რედაქტორი თ. ურუშაძე.

სეფერთელაძე ზ. ლანდშაფტების დიფერენციაცია და ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონება. თბ., 1995, 158 გვ.

ტალახაძე გ. საქართველოს ძირითადი ნიადაგური ტიპები. თბ., ცოდნა, 1964

ტატაშიძე ზ., წერეთელი ე. საქართველოს რელიეფი და ოროგრაფიული თავისებურებანი. საქართველოს გეოგრაფია, ნაწილი I, თბ., მეცნიერება, 2000, გვ. 38-68

ურუშაძე თ. საქართველოს ძირითადი ნიადაგები. თბ., მეცნიერება, 1997, 268 გვ.

ურუშაძე თ. საქართველოს მთა-ტყის ნიადაგები. თბ., საბჭ. საქართვე., 1977, 101 გვ.

ფალავანდიშვილი შ. აჭარის წითელმიწა ნიადაგები და მათი აგროსანარმოო გამოყენება. საბჭოთა აჭარა, 1987

ფალავანდიშვილი შ. ნიადაგების გეოგრაფია ნიადაგ-მცოდნეობის საფუძვლებით. ბათუმი, გამომც. აჭარა, 2002, 350 გვ.

ჩხეიძე თ. საქართველოს ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები. თბ., საბჭ. საქართვე., 1977

შევარდნაძე მ. აჭარის მთა-ტყის ნიადაგები // თსუ შრომები, ტ. 60. 1963, გვ. 89-104

Авдеева Т.Н. Современные и унаследованные свойства аллювиальных почв Окской поймы // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпоз., М., 2001, с.261-262

Александровский А.А., Чигатова О.А. Радиоуглеродный возраст полепочв в голоцене в лесостепи Восточной Европы // Почвоведение, 1998, №12, с.1414-1422

Алябина И.О., Герасимова М.И., Шоба С.А. Картографический анализ почвообразующего потенциала биоты для ареалов черноземов России // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.41-42

Ананко Т.В., Соколов И.А., Конюшков Д.Е., Градусов Б.П. Схема почвенных карт: опыт применения принципов поликомпонентной базовой классификации почв // Почвоведение, 1998, №5, с.620-631

Аржанова В.С. Информационные функции почв и современные динамические процессы в лесных экосистемах Южного

Сихоте-Алиня // Классификация и динамика лесов Дальнего Востока. Мат. межд. конф., Владивосток, 2001, м.65-67

Баева Н.Н., Бангура У. Содержание форм соединений железа в красноземах Грузии и красных ферралитных почвах Гвинеи // Гумус и почвообразование. Сб. науч. труды С.-П. гос. агр. ун-т, СПб, 1998, с.100-193, 165

Бальян С.П., Бондырев И.В., Сепертеладзе З.Х., Мамедов Р.М., Мачавариани Л.Г. Палеогеография и современная ксерофитизация ландшафтов Южного Кавказа // Вестник Каз.НУ, сер. географическая, Алматы, №2 (15), 2002, с.4-15

Батыгин Н.Ф. Почва как система // Онтогенез и популяция. Сб. мат. III Всерос. популяционного семинара. Йошкар-Ола, 2001, с.21-31

Безуглова О.С. Почва, её место и роль в природе. Сорос. образ. ж., 1999, №12, с.40-46

Белобров В.П. Шишов Л.Л. Структура почвенного покрова Индокитая //Соврем. пробл. почвоведения. Научн. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, М., 2000, с.14-28, 646

Белюсова Н.И. Соотношение процессов выветривания и почвообразования в гумидных бореальных областях // Соврем. пробл. почвоведения. Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, М., 2000, с.29-40, 647

Беручашвили Н.Л. Ландшафтная карта Кавказа (1 : 1 000 000). Изд. Тбилисского университета, 1979

Беручашвили Н.Л., Маглакелидзе Р.В., Петриашвили Р.А., Шеварднадзе М.Г. Микроморфологические особенности субальпийских и горно-лесных почв Сагурамо-Ялонского хребта // Наблюдения на Марткопском физико-географическом стационаре. Тб., 1973, IV квартал, с.29-30

Бобровицкий А.В. Микроморфология и минералогический состав аллювиальных наносов и почв Колхиды // Почвоведение, 1973, №3, с.115-128

Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М., Прогресс, 1977, 416 с.

Бясов К.Х. Экологические функции горных почв, охрана и рациональное их использование // Устойч. развитие горн. территорий: пробл. и перспективы. 1998, №1, с.63-82, 200-201

Вальков В.Ф., Елисеева Н.В. Однотипность слитоземов разных стран // 1-я межд. научн. конф. «Слитые почвы: генезис, свойства, соц. значение», Майкоп, 1998, с.8-9

Варазашвили Н.И., Гогоберидзе И.В. Микроморфология слитых степных и луговых почв Грузии и ее изменение при мелиорации // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.12-13

Вашукевич Н.В. Реконструкция условий гумусонакопления плиоценового слитозема // 1-я межд. науч. конф. «Слит. почвы: генезис, свойства, соц. значение», Майкоп, 1998, с.23-24

Вийл П.Ф., Нугис Э. О некоторых аспектах дифференциации почвообработки. Экология и с-х техника. Мат. III научно-практич. конф. Экологические аспекты производства продукции растениеводства и животноводства. СПб, 2002, с.66-72

Владыченский А.С., Лыжин В.А. Влияние выпаса на гумусное состояние горно-лесных почв юго-западного Тянь-Шаня // Вестн. МГУ, сер. 17, 2002, №3, с.7-11

Водяницкий Ю.Н., Лесова С.Н., Сивцов А.В. Минералы железа в почвах на красноцветных породах // Почвоведение, 2001, №7, с.869-879

Водяницкий Ю.Н., Сивцов А.В. Биогенные оксиды железа и марганца как результата современного почвообразования // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.230-231

Водяницкий Ю.Н., Утхман И. Силикатное Fe (III) – причина окраски красновато-бурых почв // Современные проблемы почвоведения. Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000, с.395-407, 659

Втюрин Г.М. Эколого-геохимические аспекты почвообразования в северной тайге // Тр. Коми науч. центра УрО РАН, 1997, №155, с.20-31, 168

Вуколов Н.Г., Турсина Т.В. Особенности макро- и микростроения гидроморфных почв Колхидской низменности // Почвоведение, 1986, №2, с.94-103

Гагарина Э.И., Касаткина Г.А. Время как фактор почвообразования. Гумус и почвообразование. Сб. науч. трудов С.-Пет. гос. аграр. ун-та, СПб., 1998, с.12-20, 160

География почв и геохимия ландшафтов в трудах М.А. Глазовской. Выдающийся ученый в области почвоведения, географии и геохимии ландшафтов // Почвоведение, 2002, №1, с.3-8

Герасимов И.П. Избранные труды. Эволюция и дифференциация природы Земли. М., Наука, 1990, 312 с.

Герасимов И.П. Учение В.В. Докучаева и современность. М., Мысль, 1986, 194 с.

Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв // Почвоведение, 1973, №5, с.102-113

Герасимов И.П., Ромашкевич А.И. Почва и кора выветривания в генетическом профиле красноземов Западной Грузии // Почвоведение, 1967, №4

Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и география почв. М., 1960, 233 с.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР // Информационно-справочные материалы. Пушкино, 1992, 215 с.

Герасимова М.И., Исаченкова Л.Б., Дорохова М.Ф. Динамика свойств дерново-подзолистых почв в юго-западной части их ареала // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпоз., М., 2001, с.65-66

Герасимова М.И., Урушадзе Т.Ф. Особенности микростроения бурых горно-лесных почв Карпат и Грузии // Особенности почвообразования в зоне бурых лесных почв. Владивосток, 1967, с.85-87

Гальева А.А. Биоморфная память почв // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума, М., 2002, с.267-268

Глазовская М.А., Горбунова И.А. Опыт генетического анализа и классификации бурых аридных почв // Почвоведение, 2002, №11, с.1287-1297

Глазовская М.А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как формы проявления педолитогенеза // Почвоведение, 2000, №2, с.134-147

Глазовская М.А. Проблемы и методы оценки эколого-геохимической устойчивости почв и почвенного покрова к геохимическим воздействиям // Почвоведение, 1999, №1, с.114-124

Гобеджишвили Р.Г. Закономерности динамики и эволюции современного и последнего оледенения Кавказа // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Краснодар, 2001, с.111-120

Головачев Е.А., Ионенко В.И., Розумная Р.А. К вопросу гумусообразования и кислотности почв // Аэроэкологические проблемы современности. Мат. Межд. научно-практ. конф. Курск, 2001, с.26

Горохова И.Н., Новикова А.Ф. Опыт почвенно-экологического мониторинга с использованием геоинформационных технологий на ключевом участке в Нижнем Поволжье // Почвоведение, 2002, №6, с.734-740

Градусов Б.П., Градусова О.Б. Подзолистая дифференциация (ПД) в системе седиментационных и эпигенетических процессов // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума, М., 2001, с. 232-234

Градусов Б.П., Фрид А.С., Градусова О.Б. Использование статистических методов в анализе гранулометрического состава текстурно-дифференцированных почв для установления их генезиса // Почвоведение, 2002, №7, с.797-808

Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Алифанов В.М., Антошечкина Н.А. Педоциклиты серой лесной и погребенной почв Владимирского ополья и биологические методы их диагностики // Почвоведение, 2001, №10, с.1157-1169

Дараселия М.К. Красноземы и подзолистые почвы Грузии и их использование под субтропические культуры. ВНИИЧ иСК, 1949

Демиденко Г.А. Реконструкция динамики взаимоотношения лесных и степных экосистем Приенисейской Сибири в верхнем плейстоцене и голоцене (по данным палеопедологического анализа) // Сиб. экол. журн., 1998, 5, №1, с.97-103

Демкин В.А., Демкина Т.С., Борисова М.А., Шилина Н.И. Палеопочвы и природная среда Южных Ергеней в конце IV-III тыс. до н.э. // Почвоведение, 2002, №2, 6, с.645-653

Дергачева М.И. Гумус как память экосистем // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпоз., М., 2001, С.270-271

Дергачева М.И. Гумус почв: к вопросу поведения в меняющейся обстановке // Экология и почва: Избр. лекции X Всерос. школы, т.4, Пушкино, 2001, с.29-39

Джанелидзе Ч.П. Палеогеография Грузии в голоцене. Тб., Мецниереба, 178 с.

Джорбенадзе Л.Т., Гогова З.Ч. Микроморфологические особенности почв южной части Квемо-Картли // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.23

Дзедзисашвили Н.В. Особенности микроморфологического строения бурых лесных почв под хвойными породами Восточной Грузии // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.19

Добровольский Г.В. Докучаев и современное естествознание // Почвоведение, 1996, №2, с.117-123

Добровольский Г.В. Микроморфология почв как особый раздел почвоведения // Почвоведение, 1977, №3, с.19-23

Добровольский Г.В. К истории термина «педосфера» // Почвоведение, 2002, №12, с.1520

Добровольский В.В. Введение в микроморфологию почв (практическое руководство) М., 1974

Добровольский В.В., Урушадзе Т.Ф. Почвы на красноцветных продуктах выветривания Грузии. Тб., Мецниереба, 1990

Докучаев В.В. Предварительный отчет об исследованиях на Кавказе летом 1899 г. Извест. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, 1899, т.12, вып.3

Докучаев В.В. О законности известного географического распределения наземно-растительных почв на территории Европейской России // Тр. С-Пб общества естествоиспытателей, 1981, т.ХП, с.65-66

Долидзе Л.Т. Влияние рубок главного пользования на физические свойства почв в буковых лесах Восточной Грузии // Лесоведение, 2000, №3, с.73-75

Донских И.Н., Силла Салиф Исмаил, Футкарадзе Д.А. Валовой химический состав субтропических почв Западной Грузии и красных ферралитных почв Гвинеи // Гумус и почвооб-

разование. Сборник науч. тр. С.-П. гос. агр. ун-т, СПб, 1998, с.94-100, 165

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв: пер. с франц.. М., Прогресс, 1970

Евдокимова Г.А., Переверзев В.Н. Критерий оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям. Тез. докл. Всерос. конф., посвящ. 75-летию Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, М., 2002, с.22

Елисеева Н.В., Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Некоторые проблемы генезиса и распространение слитых почв // 1-я межд. науч. конф. «Слит. почвы: генезис, свойства, соц. значение», Майкоп, 1998, с.9-10

Зайдельман Ф.Р. Концепция процесса глееобразования, его роль в формировании почв и земледелии // Вестн. МГУ, сер. 17, 1998, №3, с.9-19

Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С. Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М., изд. Моск. ун-та, 2001

Замотаев И.В., Белобров В.П. Характерные глубины почвообразования и выветривания в гумидных ландшафтах // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума, М., 2001, с.237-238

Захаров С.А. О главнейших итогах и основных проблемах изучения почв Грузии. Тифл. полит. инст-т, вып. III, 1924

Зонн С.В. Современные проблемы генезиса и географии почв. М., Наука, 1983

Зонн С.В. Почвенный покров и проблемы преобразования природы и хозяйства субтропиков СССР. М., Наука, 1987

Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Почва как поликаталитическая система и её роль в экосистемных процессах // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпоз., М., 2001, с.80-81

Игнатенко И.В. Почвы реликтовых степей Северо-Востока Азии // География и геоэкология. Юбилейные Герценовские чтения. СПб, 1999, с.45-68

Иванов В.В., Тимошенко Е.Е. Распределение минералов крупных фракций в профиле подзолистых почв на двучленных отложениях // Вестн. МГУ, сер.17, 1998, №2, с.31-35

Илиева Росица. Состояние и проблемы микроморфологии почв в Болгарии (болг.) // Почвозн., агрохим. и екол., 1998, 33, №3, с.18-19

Ильичев Б.А. Черные слитые почвы в палеокатенах холмистых предгорий Восточной Грузии // 1-я межд. науч. конф. «Слит. почвы: генезис, свойства, соц. значение», Майкоп, 1998, с.24

Караваева Н.А. Длительная агрогенная эволюция дерново-подзолистой почвы // Почвоведение, 2000, №2, с.163-173

Карманов И.И., Булгаков Д.С., Карманова Л.А. Современные аспекты оценки земель и плодородия почв // Почвоведение, 2002, №7, с.850-857

Карпачевский Л.О. Динамика свойств почвы. М., ГЕОС, 1997, 170 с.

Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение. М., МГУ, 1994, 184 с.

Классификация и диагностика почв СССР, М., Колос, 1977

Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Особенности органического вещества железисто-марганцевых конкреций серых лесных почв (по данным ЯМР-спектроскопии) // Вестн., Моск. универс., сер. 17, Почвоведение, 2003, №2, с.23-31

Ковалева Н.О. Почвы как индикатор изменений климата в горных регионах Средней Азии // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпоз., М., 2001, с.87-88

Ковалев И.В. Устойчивость Fe-Mn конкреций к естественным и антропогенным воздействиям // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям. Докл. Всерос. конф., посвящ. 75-летию Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2002, с.144

Ковда В.А. Почвенный покров как компонент биосферы. Вестник АН СССР, 1973, №9

Ковда И.В., Моргун Е.Г., Жоне А.-М., Тессье Д. Опыт субмикроскопического исследования железистых новообразований в слитоземах Центрального Предкавказья // Почвоведение, 1998, №6, с.658-668

Конде Ю. Ферралитные почвы лесной Гвинеи // Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. с-х наук. Рос. ун-т дружбы народов. М., 2002, 14 с.

Конев В.В., Казаков В.Г. Ортштейны подзолистых почв как резерваты подвижных элементов-мигрантов // Почвоведение, 2000, №3, С.308-317

Королюк Т.В., Щербенко Е.В. Неоднородность почвенного покрова как следствие взаимодействия компонентов природного комплекса, отражение его состояния и показатель динамики // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.88-89

Костава Г.А., Рамишвили Т.Д. Процессы почвообразования и мелиорации заболоченных земель Колхидской низменности. Тб., Сабч. Сакартв., 1987

Кумахов В.И., Орлова Е.Б. Оценка отрицательных экологических последствий при эрозии почв, подверженных слитизации, на Северном Кавказе // Вестник Междун. акад. наук экол. и безоп. жизнедеятельности, 2002, 7, №2, с.109-112

Кумахов В.И. Последствия антропогенного влияния на экологическое состояние почв семигумидных и семиаридных областей Центрального Кавказа // Вестник Межд. акад. наук экол. и безоп. жизнедеятельности, 1998, №10, С.44-46

Кызласов И.И., Шоба С.А. Взаимосвязь микроструктуры и физических свойств почв на суглинистых породах // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.242-243

Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Герасимова М.И. Опыт разработки факторной классификации почв // Почвоведение, 2000, №2, с.148-157

Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Шишов Л.Л. Новая классификация почв России профилно-генетическая и факторная компоненты // Современ. пробл. почвоведения. Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева. М., 2000, с.3-13

Лежава В.В., Шеварднадзе М.Г., Мачавариани Л.Г., Самаргулиани Г.Э. Микроморфологическая диагностика погребенных почв влажных субтропиков Западной Грузии // Бюллетень Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева «Микроморфология и плодородие почв», М., 1989, вып. 51, с. 66-67

Литенко Н.А. Гидроморфная структура ландшафтов и ее влияние на устойчивость береговых баров к внешним воздействиям // Мат. XXXIV научно-методической конференции преподавателей Сах.ГУ, Южно-Сахалинск, 2000, с.12-14

Лыков О.С., Сазонов А.Г. Намытые почвы как генераторы литогенеза в Прибайкалье // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.245-246

Майнашева Г.М. Влияние орошения методом затопления на микроморфологическое строение южных черноземов // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям. Тез. докл. Всерос. конф., посвящ. 75-летию Почв. ин-та им. В.В.Докучаева, М., 2002, с.133-134

Макеев А.О. Палеопочвоведение: состояние и перспективы // Почвоведение, № 4, 2002, с.398-409

Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины // Автореф. дисс., предст. на соиск. учен. степ. докт. биол. наук. М., МГУ, 2005, 80 с.

Макеев А.О., Рулинский В.И. Дневные палеопочвы лессовых островов юго-запада России // В сб.: Роль почв в биосфере. Труды Ин-та почвовед., МГУ-РАН, вып. 3. Оценка и учет почвенных ресурсов, 2003, с.139-183

Макеева В.И. Микроморфологическая характеристика особенностей почвообразования темно-коричневых почв Восточной Грузии // II Всес. конф. по микроморфологии почв, Тарту, 1983

Малинина М.С., Караваева Е.И. Иерархические уровни и показатели неоднородности химического состава и свойств лесных почв северо-таежных ландшафтов // Почвоведение, 2002, №8, с.945-953

Маршания М.И., Турсина Т.В., Верба М.П. Изменения микростроения желтоземно-подзолистых почв склонов в результате первичных обработок // Субтропические культуры, 1984, №3, с.139-148

Мачавариани Л.Г. Микроморфология и микрохимия подзолисто-желтоземных почв Грузии. Автореф. канд. дисс. Тб, 1989, 25 с.

Мачавариани Л.Г. Морфогенетическая типизация конкреций субтропических подзолистых почв // Почвоведение, 2005, №11

Махонина Г.И., Коркина И.Н. Развитие подзолистых почв на археологических памятниках в подзоне средней тайги Зап. Сибири // Почвоведение, 2002, №8, с.917-927

Медведев В.В., Хоролец И.А. Теоретические аспекты и количественная оценка экологической устойчивости почв // Вісн. аграр. науки (укр.), 1999, №10, с.14-20, 85, 87

Методическое руководство по микроморфологии почв // М., МГУ, 1993, 64 с.

Михайлова Р.П., Михайлов И.С. Эндо- и экзогенные факторы формирования горных почв Урала // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.248-249

Михалев Д., Недялков С., Черногорова Ц. Цели и возможности географической информационной системы по почвенным ресурсам // Почвозн., агрохим. и екол. (болг.), 2001, 36, №4-6, с.27-28

Михеева И.В. Гомогенизирующая роль почвообразования. Функции почв в биосферно-геосферных системах // Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.101-103

Мочалова Э.Ф. Изготовление шлифов с ненарушенным строением // Почвоведение, 1956, №10

Накаидзе Э.К. Микроморфологические особенности коричневых почв Грузии // Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М., Наука, 1966, с.23-41

Накаидзе Э.К. Особенности микроморфологии лугово-коричневых почв Грузии // Микроморфология почв и рыхлых отложений. М., Наука, 1973, с.73-77

Нанаа Ахмад Юсеф. Классификация и генетические особенности почв сухих субтропиков Восточной Грузии // Автореф. кандидат. диссерт., Тб., 1989

Новиков В.В., Степанов А.Л. Биологическая активности древнекультурного агрозема с погребенными горизонтами (Иверский монастырь, XVI в.) // Микробиология, 2000, 69, №3, с.441-446

Оглезнев А.К., Зайдельман Ф.Р. Определение степени заболоченности почв по свойствам конкреций // Почвоведение, 1971, № 10

Орлова Н.Е., Бакина Л.Г. Современные процессы гумусообразования в окультуренных дерново-подзолистых почвах Северо-Запада России // Агрохимия, 2002, №11, с.5-12

Павлов Б.А. Что такое почва и процессы почвообразования // Труды НИЦ «Чукотка», 1998, №5, с.90-91

Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М, Наука, 1977, 198 с.

Первова Н.Е. Миграция элементов на ранних стадиях почвообразования // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.208-209

Пириа Ц.И. Микроморфология обыкновенных черноземов Шираки // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.22

Поляков А.Н. Микроморфология черноземов ЕЧС. Автореф. дисс. на сосиск. ученой степени доктора биол. наук. М., 1984

Приходько В.Е. Микроморфологическая диагностика изменения свойств степных и полупустынных почв при орошении (нижнее Поволжье) // Почвоведение, 2002, №6, с.663-674

Прокофьева Т.В., Седов С.Н., Строганова М.Н. Опыт микроморфологической диагностики горидских почв // Почвоведение, 2001, №7, с.879-890

Пшеничников Б.Ф. Роль реликтового и современного коробразования в формировании почвообразующих субстратов и буроземов япономорского побережья. Совр. сост. и рац. исп. почв., лес. и вод.-земел. ресурсов Дальнего Востока России // Сб. мат. пегион. науч. конф., посвящ. 40-летию ДВО Докучаевского общ-ва почвоведов при РАН, Владивосток, 1997, кн.1, с.84-93

Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., Изд. Ан СССР, 1948

Рожков А.А. Почвоведение: аспекты, проблемы, решения // Науч. труды Рос. акад. с.-х. наук. М., Почвен. ин-т им. В.В. Докучаева, 2003, с.83-89

Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв. М., МГУ, 1975, 293 с.

Ромашкевич А.И., Герасимова М.И. Микроморфология и диагностика почвообразования. М., Наука, 1982, 125 с.

Ромашкевич А.И. Исследование микростроения красноземов Западной Грузии в связи с их генезисом // Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М., Наука, 1966, с.42-57

Ромашкевич А.И. Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной. М., Наука, 1974, 218 с.

Ромашкевич А.И. Субтропические псевдоподзолистые (элювиально-поверхностно-глеевые) почвы // Генетические типы почв субтропиков Закавказья. М., Наука, 1979, с.52-114

Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток, Дальнаука, 1996, 275 с.

Русанова Г.В. Морфогенетические особенности почв Северо-Востока Русской равнины // Почвоведение, 2000, №2, с. 252-261

Симакова М.С. Аэро- и космические метода в почвоведении (разработка Почвенного ин-та им.В.В. Докучаева) // Почвоведение, 2002, №7, с.809-816

Сепертеладзе З.Х., Бондырев И.В. Разнообразие ландшафтов Грузии // Изв. РАН, сер. геогр., 2004, №1, с.91-96

Скворцова Е.Б. Строение порового пространства пахотных горизонтов суглинистых почв. Современ. пробл. почвовед // Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000, с.229-240, 653

Славный Ю.А. К теории образования автоморфных солонцов. Современ. пробл. почвоведения // Науч. труды Почвенного ин-та им.В.В.Докучаева. М., 2000, с.528-536, 664

Сладкопепцев С.А. Физическая география и почвоведение // Краткое учебное пособие для студентов ВУЗ-ов спец. «Гор. кадастр», М., Мос. ГУГиК, 1999, 127 с.

Соколов И.А. О генезисе тропических красных ферралитных почв на осадочных породах // Почвоведение, 1998, №4, с.492-506

Соколов И.А. Почвообразование и время: поликлимаксность и полигенетичность почв // Почвоведение, 1984, №2, с.102-113

Соколов И.А., Конюшков Д.Е. О законах генезиса и географии почв // Почвоведение, 2002, №7, с.777-788

Соколов И.А., Конюшков Д.Е. Развитие учения о генезисе и географии почв // Почвоведение, 1999, №1, с.43-48

Соколов И.А., Лежава В.В. Актуальные проблемы генетического почвоведения применительно к почвам Грузии // Труды ТГУ, География, Геология, 322, 1997, с.95-102

Сорокина Н.П. Внутриландшафтная дифференциация устойчивости почвенного покрова к агрогенным воздействиям. Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям // Тез. докл. Всерос. конф., посвящ. 75-летию Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева.М., 2002, с.350

Сорокина Н.П. Почвенно-ландшафтные взаимосвязи, их пространственная и временная изменчивость // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. межд. симпозиума. М., 2001, с.255-256

Сорокина Н.П. Элементарные почвенные структуры пахотных земель: опыт картографирования // Почвоведение, 2000, №2, с.158-168

Тарасашвили Г.М. Горно-лесные и горно-луговые почвы Восточной Грузии. Тб., АН ГССР, 1956

Таргульян В.О., Соколов И.А. Взаимодействие почвы и среды: почва – память и почва – момент. Изучение и освоение природной среды. М., 1976, с.150-164

Таскаев А.И., Карпов Л.К., Дмитриева Н.К. Дистанционные и наземные наблюдения за состоянием и динамикой таежных экосистем // Труды Коми науч. центра УрО РАН, 2000, №154, с.7-19, 155

Таташидзе З.К., Церетели Э.Д., Гобеджишвили Р.Г., Бондырев И.В. Актуальные проблемы геоморфологии Грузии и пути их решения // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Краснодар, 2001, с. 15-26

Тодорова Н. Изучение почвенного покрова как элемента почвенно-экологической системы // Почвозн., агрохим. и екол. (болг.), 1998, 33, №3, с.32-34

Толковый словарь по почвоведению. М., Наук, 1975

Тонконогов В.А., Белоусова Н.И. география и генезис железистых аккумуляций в почвах тундровых и таежных областей России // Почвоведение, 2002, №6, с.654-662

Тонконогов В.А., Лебедева И.И. Становление и современное состояние классификации почв // Почвоведение, 1999, №1, с.37-42

Турсина Т.В. Микроморфологические решения генетических проблем // Микроморфология генетическому и прикладному почвоведению, Тарту, 1983

Турсина Т.В. Микроморфологическая диагностика устойчивости почв при интенсивном с-х использовании. Современ. проблемы почвоведения // Научн. труды Почвенного ин-та им.В.В. Докучаева, М., 2000, с.215-228, 652

Турсина Т.В. Микроморфологические методы в анализе дискуссионных почвенных генетических проблем // Почвоведение, 2002, №7, С.876

Урушадзе Т.Ф. Микроморфология почв пойменных лесов Восточной Грузии // Труды Тбил. ин-та леса. Тб., 1972, т.ХІХ, с.307-315

Урушадзе Т.Ф. Микроморфология бурых лесных почв Грузии // Микроморфология почв и рыхлых отложений. М., Наука, 1973, с.28-32

Урушадзе Т.Ф. Почвы горных лесов Грузии. Тб., Мецниереба, 1987

Федоров Н., Курти М.А. Память почвы // Функции почв в биосферно-геосферных системах. Мат. междуна. симпоз., М., 2001, с.34-35

Хитров Н.Б. Генезис, диагностика, свойства и функционирование глинистых набухающих почв Центрального Предкавказья. М., 2003, 206 с.

Хитров Н.Б. Сравнение функции компонентов геосистемы. Функции почв в биосферно-геосферных системах // Мат. междуна. симпозиума, М., 2001, с.138-139

Хорошев А.В. Факторы дифференциации микроэлементов в почвах Центрального Кавказа. Изв. РАН, сер. геогр., 2001, №6, с.77-82

Хохлова О.С., Кузнецова А.М. Морфология карбонатных новообразований при смене условий в почвах сухостепной зоны Южного Приуралья // Почвоведение, 2002, №11, с.1371-1379

Хохлова О.С., Малашев В.Ю., Воронин К.В., Польева А.А., Хохлова А.А. Синлитогенез и эволюция почв Чеченской котловины Северного Кавказа // Почвоведение, 1998, 310, с. 1164-1176

Храмова Н.Г. Структура и особенности гидроморфных компонентов почвенного покрова юго-западной части Омско-Донского плоскогорья // Тр. мол. учен. Ворож. гос. ун-та, 2002, №1, с.112-118

Целищева Л.К. Особенности микроморфологического строения псевдоподзолистых почв Закарпатья // Почвоведение, 1968, № 4

Чернянский С.С. О возможности использования палеопочвенных данных при изучении освоенных степных почв Зауралья // 2 откр. гор. науч. конф. мол. учен., Пушкино, 1997, с.253-254

Чхеидзе Т.К. Почвы на карбонатных породах Западной Грузии // Автореф. дис., предст. на соиск. учен. степ. докт. с.-х. наук, Тб., 1989, 50 с.

Шарафутдинов Р.Н. Литолого-экологические ряды как основа типизации лесных земель. Экологические основы рационального лесопользования в среднем Поволжье // Мат. научно-практич. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. докт. биол. наук, проф. Аверкина И.С. Йошкар-Ола, 2002, с.244-245

Шоба С.А. Микроморфологические особенности почв // Генезис и экология почв Центрально-лесного государственного заповедника. М., Наука, 1979

Якушева Т.Е. Почвы с текстурно-дифференцированным профилем поймы р.Оки // Совр. пробл. почвовед. Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000, с.105-131, 649

Ярилова Е.А. Методика микроморфологического описания почвенных плоскопараллельных шлифов ненарушенного строения // Сб. «Методы минералогического и микроморфологического изучения почв». М., Наука, 1971

Яшвили Н.Н. Микроморфология высокогорных и бурых почв Сванетии // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.10-11

Яшвили Н.Н., Макеева В.И. Особенности микростроения некоторых почв Грузии // Мат. конф. «Микроморфологические методы изучения почв», Тб., ТГУ, 1986, с.18

Abad'lin J., Gonzalez-Prieto S.J., Carballas T. Soil N Biochemical Diversity and Numerical Taxonomy as Tools in the Pedogenetic Study of a Fossil Profile // *Geoderma*, 1998, 85, #4, p.341-355

Agiular J., Dorronsoro C., Stoops G., Fernandez J. Interactive computer programme for self-teaching on Soil thin section description // 10th International Working Meeting on Soil Micromorphology, Moscow, 1996

Ball L. Micromorphological analysis of soils. Wageningen, 1973

Balagurunathan Y., Dougherty E.R., Franciskovic-Bilinski Stanislav, Bilinski Halka, Vdovic Neda. Morphological Granulometric Analysis of Sediment Images // *Image Anal. and Stereol.*, 2001, 20, #2, p.87-99

Bech J., Toblas F.J., Roca N., Rustullet J. Trace Elements in Some Mediterranean Red Soils from the NE of Spain // *Agrochimica*, 1998, 42, #1-2, p.26-40

Beroutchashvili N.L. Seasonal dynamics Landscapes of the World // *Mapping sciences and Remote Sensing (USA)*, 1994, vol. 31

Bondyrev I.V., Tskhovrebashvili-Kvirkvelia N.K. Geographical Factor in Determining Ecological Compatibility of Autochthon and Allochthon Population // *Bull. Geor. Acad. Sci.*, 2001, v. 163, #3, 488-490

Brannon G.R., Hajek B.F. Update and Recorrelation of Soil Surveys Using GIS and Statistical Analysis // *SOil Sci. Soc. Amer J.*, 2000, 64, #2, p.679-680

Brewer R. Fabric and Mineral Analysis Soils. New York-London-Sydney, 1964

Bronger A., Gerasimova M., Makeev A., Shoba S. Chernozems, Kastanozems and Faeozems. In: *World Reference Base for Soil Resources. World Soil Science Reports*, 84, Food and Agronomy Organization of the United Nations - Rome, 1998. p.54-68

Bullock P., Loveland P.J., Murphy C.P. A technique for selective solution of iron oxides in thin sections of soil // *Soil Sci.*, 1975, v.26, 3, p.27

Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T. Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publishing, Albrington, UK, 1985

Chen Jie, Zhang Xue-lei, Gong Zi-tong, Wang Jun [Почвенное разнообразие: дискуссионная концепция] (кит.) // J. Geogr. Sci., 2001, 11, #1, p.110-116

Courchesne F., Hendershot W.H. La henise des podsols // Geogr. phys. et Quatern, 1997, 51, #2, p.235-250

Demidenko G.A. Evolution of Ecosystems of the Siberium Plains and Mountains During the Holocene and the Upper Pleistocene (according to Paleosoil Characteristics) // Abstr. Workshop Spatial-Temporal Diment. High-Latitude Ecosystem Change (The Siber IGBP Transect), Krasnoyarsk, 1997, p.43-44

Driese Steven G., Mora Claudia I., Stiles Cynthia A., Joeckel R.M., Nordt Lee C. Mass-balance Reconstruction of a Modern Vertisol: Implications for Interpreting the Geochemistry and Burial Alteration of Paleo-Vertisols // Geoderma, 2000, 95, #3-4, p.179-204

Fedoroff N. Les depots des particules migrant en suspension a' travels les sols // Seminare de microsc. des soils. Doc. reotype. Grignon, 1970

Fernandes E.A., De Nudal, Bacchi Fernanda A.M. // Trace Elements as Indicators of Lithologic Discontinuity in Soils: Pap. Winter Meet. Amer. Nucl. Soc., Albuquerque, N.M. // Trans. Amer. Nucl. Soc., 1997, 77, p.17-19

FitzPatrick E.A. Micromorphology of Soils. Chapman and Hall, London, 1984

Gessler P.F., Chadwick O.A., Chamran F., Althouse L., Holmes K. Modeling Soil-landscape and Ecosystem Properties Using Terrain Attributes // Soil Sci. Soc. Amer. J., 2000, 64, #6, p.2046-2056

Givi, J., and G. Stoops (1996). Effect of intensive cultivation on formation of textural pedo-features in alluvial soils of arid regions (Iran) // 10th International Working Meeting on Soil Micromorphology, Moscow University, Moscow, Russia, p. 97

Gobjishvili R.G. Late Pleistocene (Wurmion) Glaciation of the Caucasus // Quaternary Glaciation – Exent and Chronology. Part I: EUROPE, Amsterdam-Boston-London-NewYork-Oxford-Paris-SanDiego-San-Francisco-Sydney-Tokyo, 2004, p.129-134

Guo Zh., Liu T. Aspects of decoupling between the Chinese Soil-loes Sequence and Global Ice – Volume Variations // Workshop Spatial-Temporal Diment. High-Latitude Ecosystem Change (The Siber IGBP Transect), Krasnoyarsk, 1997, p.17

Herrero J., Porta J. The Terminology and the Concepts of Gypsum-rich Soils // *Geoderma*, 2000, 96, #12, p.47-61

Hetrel F., McColl J.G. Silicon, Aluminium, and Oxalic Interaction in two California Forest Soils // *Commun. Soil Sci. and Plant Anal.* 1999, 28, #13-14, p.1209-1222

Imhoff S., da Silva A. Pires, Tormena C.A. Spatial Heterogeneity of Soil Properties in Areas under Elephant-grass Short-duration Grazing System // *Plant and Soil*, 2000, 219, #1-2, p.161-168

Jahn R., Blume H-P, Asio V.B. Students Guide for Soil Description. Soil Classification and Site Evaluation. Halle/Saale, 2003, 120p.

Janyen H.H. Soil Science on the Canadian Prairies-Peering into the Future from a Century ago // *Can. J. Soil Sci.*, 2001, 81, §3, p. 489-503

Jokova M. Extractable Compounds of the Fe, Al and Mn as Participants and Indicators of Soil Processes // *Почвозн., агрохим. и екол. (болг.)*, 1999, 34, №4-5, p.95-102

Jokova M., Kerchev G., Dilkova R. Relation between Water-logging Degree and Behaviour of Mn and Fe Extractable Compounds along Depth of Textural Differentiated soils // *Почвозн., агрохим. и екол. (болг.)*, 2000, 35, №5, p.24-30

Juma N.G. The pedosphere and its Dynamics: A systems Approach to Soil Science: Abstr. Annual Meeting of the Canadian Society of Soil Science, Charlottetown, Prince Edward Island, 1999 // *Can. J. Soil Sci.*, 1999, 79, #4, p.643-644

Jongierius, A. The role of micromorphology in agricultural research // *Soil micromorphology*, Rothamsted, 1981

Khokhlova O.S., Sedov S.N., Golyeva A.A., Khoklov A.A. Evolution of Chernozems in the Northern Caucasus, Russia During the Second Half of the Holocene. Carbonate Status of Paleosoils as a Tool for Paleoenvironmental Reconstruction // *Geoderma*, 2001, 2001, 104, #1-2, p.115-133

Kim Comelis P., Entekhabi Dara. Impact of Soil Heterogeneity in a Mixed-layer Model of the Planetary Boundary Layer // *Hydrol. Sci. J.*, 1998, 43, #4, p.633-658

Klevtsov A. Soil Quality Indices and Sustainable Agriculture // *Почвозн., агрохим. и екол. (болг.)*, 2001, 36, №4-6, С.92-96

Kosinova I.I. The Methodical Principles of the Geoecological Mapping of City Agglomeration // *Inst. Ecol. Congr. Voronezh. Proc. and Abstr. Ses. L. Sci. and Environ. Voronezh; Manhatan (Kans)*, 1996, p.96-97

Kristiansen S.M. Present-day Soil Distribution Explained by Prehistoric Land-use: Podzol-Arenosol Variation in an Ancient Woodland in Denmark // *Geoderma*, 2001, 103, #3-4, p.273-289

Kubierna W. *Micropedology*. Ames, Iowa, 1938, 187 p.

Kubierna W. *L The Soils of Europe*. London, 1956

Kubierna W. *Micromorphological Features of Soil Geography* // *New Brunswick, New Jersey*, 1970

Lavelle Patrick. Ecological Challenges for Soil Science // *Soil Sci.*, 2000, 165, #1, p.73-86

Liu F., Colombo C., Adamo P., He J.Z., Violante A. Trace Elements in Manganese - Iron Nodules from a Chinese Alfisols // *Soil Sci. Am. J.*66, 2002, 661-670

Lu Jian-Bo, Yang Jing-Ping. Исследование пространственной гетерогенности почвы и её особенностей в краснойзёмном водосборе Хуанилин (кит.) // *J. Zhejiang Univ. Agr. and Life Sci.*, 2002, 28, #1, p.83-88

Lundström U.S., van Breemen N., Bin D. The Podzolization Process. A Review // *Geoderma*, 2000, 94, #2-4, p.91-107

Mahaney William C., Russell S.E., Milner M.W., Kalm V., Bezada M., Hancock R.G.V., Beukens Roelf P. Paleopedology of Middle Wisconsin / Weichselian Paleosols in the Merida Andes, Venezuela // *Geoderma*, 2001, 104, #3-4, p.215-237

Makeev A.O. Surface paleosols of Vladimir Opolie // *Paleosols and modern soils as stages of continuous soil formation. Excursion guide-book of the V International Symposium on Paleopedology.* (Ed. A. Makeev, A. Velichko), Moscow, 2000, p. 33-48.

Matchavariani L.G. Micromorphological Assessment of the Iron Neofomatons Origin in Humid Subtropical Soils of Georgia // 10th

International Working Meeting on Soil Micromorphology, Moscow, 1996, p. 53-55

Matchavariani L.G. System of Methods for Studying Soil Concretion's Genesis to Condition of Natural Potential of Territory // The International Electronic Conference: "Natural Potential of the Mountainous Territories: Condition, Problems, Prospects", 2003, p.161-170

Mc Keague J.A. Clay skins and argillic horizons // Soil micromorphology. Rothamsted, 1981

Melkerud P.-A., Bain D.C., Jongmans A.G., Tarvainen T. Chemical, Mineralogical and Morphological Characteriation of three Podzols Developed on Glacial Deposits in Nothern Europe // Geoderma, 2000, 94, #2-4, p.125-148

Момохара К., Nagatsuka S. [Микроморфологические свойства желто-бурых лесных и красно-желтых почв] (яп.) // Pedorogijisuto: Pedologist,- 1997, 41, #2, С.99-108

Nachtergaele F.O., Spaargaren O., Dackers J. A., Ahrens B. New Development in Soil Classification World Reference Base for Soil Resources // Geoderma, 2000, 96, #4, p.345-357

Naves F., Ghanbaja J., Randrianalolo A., Mansot J.L. Carac-terisation morphostructurale et microchimique d'argiles de la Guadeloupe par microscopie electronique en transmission // 2e Coloq. annu. Soil. Ft. Microanal, Nancy. Biol. Cell, 1997, 89, #2, p.161

Nettleton W., Flach D., Brasher G. Argillic horizons without clay skins // Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 1989, v.33 (1)

Ogg C.M., Edmonds W.J., Baker J.C. Statistical Verification of Soil Discontinuities in Virginia // Soil Sci., 2000, 165, #2, p.170-184
Paleopedology Glossary, Amsterdam-London, 1997

Phillips Jonathan D. Contingency and Generalization in Pedology, as Exemplified by Texture-contrast Soils // Geoderma, 2001, 102, #3-4, p.347-370

Raez Z. A contribution to the micromorphological investigation of pseudogleys in the north-western part of Jugoslavia // Soil Micromorphology. Proceedings of the second internat. Working-meeting on soil micromorphology. Arnhrm, The Netherlands, 1964, Amsterdam, 1964

Rubio A., Escudero A. Small-scale Spatial Soil-plant Relationship in Semi-arid Gypsum Environments // *Plant Soil*, 2000, 220, #1-2, p.139-150

Shaw J.N., West L.T., Truman C.C., Radcliffe D.E. Morphologic and Hydraulic Properties of Soils with Water Restrictive Horizons in the Georgia Coastal Plain // *Soil Sci.*, 1997, 162, #12, p. 875-885

Schmidt-Lorenz R. Mikromorphologische und mineralogische Differenzierung von Produkten der Lateritisierung // Докл. на X Международ. конгр. почвовед. М., 1974

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Gama-Castro J.E., Vallejo-Gómez E., Shoba S.A. Buried Andosols in Toluca Volcano and Late Quaternary landscape evolution in Central Mexico // *Boletín de la Universidad de Moscú Serie 17*, 2000, 4: 3-8

Simihaiian M., Manolache E., Piciu T., Kiss S. Study of Some Physicochemical and Enzymological Properties of a Buried Soil. Part 2 // *Atud. Univ. Babes-Bolyai, Biol.*, 1996, 41, #1-2. p.196-203

Skvortsova Ye.B. Genetic features of the pore space in plow horizons of loamy soil // *Materials of the international symposium "Functions of soils in the geosphere - biosphere systems"*, 2001, Moscow, p. 240-241

Smiles D.E., White I., Smith C.J. Soil Science Education and Society // *Soil Sci.*, 2000, 165, #1, p.87-97

Sullivan L.A., Bush R.T. Quantitative Elemental Microanalysis of Roughsurfaced Soil Specimens in the Scanning Electron // *Soil Sci.*, 1997, 162, #10, p.749-757

Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections // *Soil Sci. Soc. Am.*, Madison, WI, 2003

Stoops G. Achievements in Micromorphology // *Special Issue of Catena* (vol. 54, 3), Elsevier, 2003, 364 pp.

Torabi H., Givi J. Morphology and micro-morphology of paddy soils in different landforms of eastern Gilan province, northern Iran // *An abstract in proceeding of International Working Meeting on Micropedology, ITC, Gent University, Gent, Belgium*, 2001

Witty J., Mytton L. Soil quality: Manifestations, Mechanisms and Measurement // *IGR Innov.*, 2001, #5, p.54-57

World Reference Base for Soil Resources // *FAO UN, World Soil Resources Reports – 84*, Rome, 1998, 92p.

Yamdagni R., Sharma R.B. Acid Soils of India and their Management // International Symposium on Soil and Plant Analysis, Edmonton. Commun. Soil Sci. and Plant Anal., 2002, 33, #14-18, p. 2377

Yli-Yalla Markku, Mokta Delbert L. Soils in an Agricultural Landscape of Jokionen, South-Western Finland // Agr. and Food Sci. Finl., 2001, 10, #1, p.33-43

Young F.J., Hammer R.D. Defining Geographic Soil Bodies by Landscape Position. Soil Taxonomy, and Cluster Analyses // Soil Sci. Amer. J., 2000, 64, #3, P.989-998

Yongerius A., Schoonderbeek D., Jager A. The Application of the Quantimet-720 in soil Micromorphometry // The microscope 20, 1972, #3

<http://www.soils.org/divs/s9/micromorph/micro.html>

<http://www.abebooks.co.uk/search/sortby/3/kn/Micropedology>

<http://www.nmw.ac.uk/soilbio>

<http://www.env.uea.ac.uk/gmmc/soilmicro/micmo.csv>

<http://www.insuelos.org.ar/publicaciones/>

<http://www.worldcatlibraries.org/wcpa/ow/acfea7cbb.html>

<http://www.edafologia.net/comun/congres.htm>

<http://www.soils.org/divs/s9/micromorph/micro.html#kubiena>

<http://www.itc.nl/library/Academicoutput/2001/Abstracts>

http://www.acnet.ge/natural_resources

<http://www.acnet.ge/catastrpes/index.html>

<http://www.geog.ouc.bc.ca/physgeog/contents/11d.html>

<http://www.pedosphere.com...>

<http://www.physicalgeography.net/s.html#anchor64143>

http://sis.agr.gc.ca/cansis/glossary/geography_soil.html

http://www.soils.usda.gov/survey/online_surveys/

<http://as.starware.com/dp/search?qry=soil+official+site&srcid>

<http://www//10th+International+...+Soil+Micromorphology>

<http://www.findspot.com/russia-soil.htm...>

<http://www.commanddev.stir.ac.uk/publication/documents...>

http://www.uky.edu/Libraries/libpage.php?lweb_id=66&l1lib

<http://www.ucd.ie/biosystems/resources/researcher...>

<http://www.serc.si.edu/research/publications.jsp>

<http://www.mycologia.org/cgi/content/full/97/4/935...>

<http://www.soilcrust.org/bibliography/CrustBibliography...>

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
----------------	---

Часть I

Теоретические основы развития микропедологии и изученность почв Грузии

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ В ГЕНЕТИЧЕСКОМ ПОЧВОВЕДЕНИИ	11
МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ПОЧВ ГРУЗИИ	15
ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ГРУЗИИ	18
Современное состояние изученности почв Грузии.	22

Часть II

Географические закономерности микростроения почв Грузии 69 |

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ПОЧВ ВЛАЖНЫХ СУБТРОПИКОВ ГРУЗИИ

Микростроение красноземов	70
Микростроение желтоземов	73
Микростроение субтропических подзолистых почв	77
Микростроение субтропических подзолисто-глеевых почв	120
Микростроение болотных почв	125
Микростроение аллювиальных почв	129

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ПОЧВ СУХИХ СУБТРОПИКОВ ГРУЗИИ

Микростроение черноземов	131
Микростроение коричневых почв	138
Микростроение лугово-коричневых почв	144
Микростроение серо-коричневых почв	145
Микростроение лугово-серо-коричневых почв	148
Микростроение засоленных почв	150

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ГОРНО-ЛЕСНЫХ И ГОРНО-ЛУГОВЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ

Микростроение бурых лесных почв	156
Микростроение желто-бурых почв	163
Микростроение дерново-карбонатных почв	164
Микростроение горных черноземов	168
Микростроение горно-луговых почв	173
МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ	189
Микроморфологическая диагностика гумусообразования	193
Микроморфологическая диагностика сиаллитизации	204
Микроморфологическая диагностика лессивирования	210
Микроморфологическая диагностика оглеения	220
Микроморфологическая диагностика ожелезнения	227
Микроморфологическая диагностика окарбоначивания	234
МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ПАЛЕО-ПЕДОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ В ПОЧВАХ ГРУЗИИ	242
МИКРО- И СУБМИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КОНКРЕЦИЙ СУБТРОПИЧЕСКИХ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ	250
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	269
ЛИТЕРАТУРА	280

შინაარსი

შესავალი 5

ნ ა წ ი ლ ი I

მიკროპედოლოგიის თეორიული საფუძვლების
განვითარება საქართველოს ნიადაგების შესწავლილობა

მიკრომორფოლოგიური მიმართულების განვითარების
ისტორია 11

საქართველოს ნიადაგების მიკრომორფოლოგიური
შესწავლილობა 15

საქართველოს ნიადაგური საფარის ფორმირების
გეოგრაფიული კანონზომიერებანი 18

ნ ა წ ი ლ ი II

საქართველოს ნიადაგების მიკროშენების
გეოგრაფიული კანონზომიერებანი 69

საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკების ნიადაგების
მიკროშენების თავისებურებანი

ნითელმინების მიკროშენება 70

ყვითელმინების მიკროშენება 73

სუბტროპიკული ენერი ნიადაგების მიკროშენება 77

სუბტროპიკული ენერ-ლებიანი მიკროშენება 120

ჭაობიანი ნიადაგების მიკროშენება 125

ალუვიური ნიადაგების მიკროშენება 129

საქართველოს მშრალი სუბტროპიკების ნიადაგების
მიკროშენების თავისებურებანი

შავმინების მიკროშენება 131

ყავისფერი ნიადაგების მიკროშენება 138

მდელოს ყავისფერი ნიადაგების მიკროშენება 144

რუხი-ყავისფერი ნიადაგების მიკროშენება 145

მდელოს რუხი-ყავისფერი ნიადაგების მიკროშენება 148

დამლაშებული ნიადაგების მიკროშენება 150

**საქართველოს მთა-ტყეთა და მთა-მდელოთა ნიადაგების
მიკროშენების თავისებურებანი**

ტყის ყომრალი ნიადაგების მიკროშენება	156
ყვითელ-ყომრალი ნიადაგების მიკროშენება	163
კორდიან-კარბონატული ნიადაგების მიკროშენება	164
მთის შავმიწების მიკროშენება	168
მთა-მდელოს ნიადაგების მიკროშენება	173
ელემენტარული ნიადაგური პროცესების მიკრო- მორფოლოგიური დიაგნოსტიკა საქართველოს ნიადაგებში	189
ჰუმუსწარმოქმნის მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	193
სიალიტიზაციის მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	204
ლესივირების მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	210
გალებების მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	220
რკინიანობის მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	227
გაკარბონატების მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა	234
რელიქტური თვისებების მიკრომორფოლოგიური დიაგნოსტიკა საქართველოს ნიადაგებში	242
რკინის კონკრეციების მიკრო- და სუბმიკრომორფო- ლოგიური კვლევები	250
დასკვნები	273
ლიტერატურა	280

CONTENTS

INTRODUCTION	5
--------------------	---

P a r t I

Theoretical fundamentals of the development of micropedology and study of Georgia's soils

HISTORY OF DEVELOPMENT OF MICROMORPHOLOGICAL DIRECTION IN GENETIC SOIL SCIENCE	11
MICROMORPHOLOGICAL STUDY OF GEORGIA'S SOILS	15
GEOGRAPHICAL REGULARITIES OF FORMATION OF GEORGIA'S SOIL COVER	18

P a r t II

Geographical regularities of microstructure of Georgia's soils 70 |

PECULIARITIES OF MICROSTRUCTURE OF THE SOILS OF GEORGIA'S HUMID SUBTROPICS

Microstructure of Red Soils	70
Microstructure of Yellow Soils	73
Microstructure of Subtropical Podzols	77
Microstructure of Subtropical Gley Podzols	120
Microstructure of Bog Soils	125
Microstructure of Alluvial Soils	129

PECULIARITIES OF A MICROSTRUCTURE SOILS OF ARID SUBTROPICS OF GEORGIA

Microstructure of Vertisols	131
Microstructure of Cinnamonic Soils	138
Microstructure of Meadow Cinnamonic Soils	144
Microstructure of Grey Cinnamonic Soils	145
Microstructure of Meadow Grey Cinnamonic Soils	148
Microstructure of Salt Soils	150

PECULIARITIES OF A MICROSTRUCTURE SOILS OF MOUNTAIN-FOREST & MOUNTAIN-MEADOW REGIONS OF GEORGIA	
Microstructure of Brown Forest Soils	156
Microstructure of Yellow Brown Forest Soils	163
Microstructure of Raw Humus Calcareous Soils	164
Microstructure of Mountain Chernozems	168
Microstructure of Mountain Meadow Soils	173
MICROMORPHOLOGICAL DIAGNOSTICS OF ELEMENTARY SOIL PROCESSES IN GEORGIA'S SOILS	
Micromorphological diagnostic of humusformation	193
Micromorphological diagnostic of siallitisiation (claying)	204
Micromorphological diagnostic of lessive process	210
Micromorphological diagnostic of Gleization	220
Micromorphological diagnostic of ferruginization	227
Micromorphological diagnostic of carbonate enrichment process	234
MICROMORPHOLOGICAL DIAGNOSTICS OF PALEOPEDOLOGICAL SIGNS IN GEORGIA'S SOILS	
242	242
MICRO AND SUBMICROMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF FERRIFEROUS CONCRETIONS IN SUBTROPICAL PODSOLS OF GEORGIA	
250	250
CONCLUSION	277
BIBLIOGRAPHY	280