

**ЛИТОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**

АКАДЕМИЯ НАУК БССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЛИТОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ

1981

Минск
Издательство «Наука и техника»

1977



552

Л55

УДК 550.4:551.332

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. Мн., "Наука и техника", 1977, 146 с.

Главное внимание уделено литологии и геохимии локровых отложений Белоруссии и юго-восточной Литвы, на формирование которых значительное влияние оказали перигляциальные условия последнего верхнелейстоценового оледенения. Рассматриваются также вопросы стратиграфического расчленения и корреляции этих отложений, палеогеографические условия их формирования, методы картирования (в том числе и аэрометоды).

Книга рассчитана на геологов, научных работников, практиков, занимающихся вопросами инженерной геологии, рационального использования земель, их рекультивации и др.

Редактор

доктор геолого-минералогических наук В.К.Лукашев

Рецензенты:

кандидаты геолого-минералогических наук

А.А.Костко и Л.Н.Вознячук

Л 20805-024 зак.-77
М316-77

© Институт геохимии и геофизики АН БССР, 1977.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу сборника положены материалы семинара "Литология и геохимия перигляциальных отложений", проведенного по плану научного сотрудничества Отдела литологии и геохимии зоны гипергенеза Института геохимии и геофизики АН БССР и Отдела географии Института зоологии и паразитологии АН Литовской ССР.

Главное внимание в сборнике уделено литологии и геохимии покровных отложений Белоруссии и юго-восточной Литвы, на формирование которых значительное влияние оказали перигляциальные условия последнего верхнеплейстоценового оледенения.

Перигляциальный тип литогенеза представлен главным образом лессовыми, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. Широко распространены также делювиальные осадки. По сравнению с ледниковым типом литогенеза перигляциальный характеризуется более активными процессами выветривания. Перенос вещества осуществляется в механической и химической форме. Активно действуют эоловые процессы. Почвообразование и выветривание протекают в условиях сезонного промерзания и оттаивания деятельного слоя. С последними связано накопление пылеватого материала и его перетолжение делювиальными, солифлюкционными и эрозийными процессами.

В сборнике рассмотрены возможности применения литологических и геохимических показателей (карбонатность, содержание органического вещества, глинистые минералы, величины рН, формы нахождения железа, малые элементы, естественная радиоактивность и др.) для расчленения и корреляции ледниковых, перигляциальных и межледниковых отложений. Большие возможности имеют геохимические методы и для реконструкции палеогеографических условий перигляциальных ландшафтов, облик и специфические условия которых еще остаются недостаточно изученными.

Особое место среди перигляциальных отложений занимают лессы. В течение плейстоцена лессообразование представляло собой грандиозный литогеохимический процесс. На территории Белоруссии и смежных районов лессовые отложения в стратиграфической колонке представлены разновозрастными образованиями. До последнего времени были более изучены и лучше освещены в литературе лессы верхнего плейстоцена.

В книге приведены новые данные о вещественном составе лессовидных пород и алевритов, залегающих в основании четвертичной толщи на территории Брестской области БССР и Смоленской области РСФСР.

Следует отметить, что химическому исследованию лессов не уделяется еще достаточного внимания, хотя они дают возможность раскрыть многие аспекты лессового литогенеза. Геохимические исследования указывают на большее, чем считалось раньше, разнообразие лессов. Важнейшей геохимической характеристикой лессового литогенеза являются карбонаты, содержание и формы нахождения которых в лессовых породах отражают направленность и интенсивность протекающих в них геохимических процессов.

Изучение покровных отложений имеет большое народнохозяйственное значение, в частности, для инженерной геологии, рационального использования земель, повышения плодородия почв, их рекультивации и др.

В этом плане большое значение приобретает картирование отложений, в том числе с помощью аэрометодов. Эти вопросы также нашли отражение в сборнике.

Ожидается, что издание первого сборника, посвященного проблеме перигляциального литогенеза на территории Белоруссии и Литвы, послужит толчком к дальнейшему углубленному исследованию перигляциальных отложений с применением всего комплекса новейших методов (аэрометодов, изотопных, литолого-геохимических, инженерно-геологических, геологических, геоморфологических и др.).

Особого внимания заслуживает также дальнейшая разработка литологических и геохимических индикаторов для расчленения, корреляции покровных отложений и восстановления палеогеографических условий их формирования.

К.И.Лукашев, В.К.Лукашев

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Как известно, приледниковая зона — это зона, расположенная около края ледника. Она характеризуется распространением ряда генетических типов отложений: флювиогляциальных, аллювиальных, озерных, делювиальных и элювиальных и других, породы которых несут на себе следы воздействия холодной климатической обстановки. Наиболее интересные явления перигляциальной зоны — это комплекс процессов криолитогенеза, связанного с оттаиванием и промерзанием воды, солифлюкция, алевроито- и лессообразование и др. Следует отметить, что в последние годы как в СССР, так и за рубежом геологами и мерзлотооведами достигнуты значительные успехи в расшифровке механизмов образования криолитных структур в различных фациальных обстановках. На базе этих исследований в отдельных районах успешно развивается также палеокриология. Однако вопросы литологии и геохимии процессов при низких температурах пока изучены еще недостаточно.

Комплексы перигляциальных отложений широко распространены в Белоруссии и Прибалтике, где много разрезов, вскрывающих их. Эти отложения связаны как с последним оледенением, так и с более древними. В частности, в уникальном разрезе Белановичи на юге Белоруссии видим снизу вверх мерзлотные клинья, пронизывающие неогеновые глины и нижнюю часть озерно-аллювиальной толщи, ледниковые глины, озерно-аллювиальные коричневатые алевролиты, в которых была изучена [1] флора единственной пока известной находки отложений перигляциальной обстановки приднепровского времени.

Выше они перекрываются лессовидными алевролитами с текстурами подводного оползания и красно-бурой мореной днепровского оледенения.

Специфика перигляциальной обстановки отражалась и на растительном покрове, состав которого пока еще не очень хорошо представляем. Интересные в этом плане данные приводятся В.Б.Кадышким [2], который указывает на присутствие теплолюбивых видов растений во флоре перигляциальной зоны. В

связи с этим В.Б.Кадацкий, а также и другие исследователи попытались найти дополнительные источники поступления энергии в перигляциальный ландшафт, в частности, в виде разгрузки теплых глубинных вод. По-видимому, эти потоки действительно имели воздействие на геологические процессы в отдельных районах. Несколько лет назад на заседании Четвертичной комиссии указывалось на эту возможность при анализе особенностей вещественного состава нижних горизонтов морен в речных долинах.

К дополнительным источникам энергии следует отнести энергию, выделяющуюся при растворении пиритов, карбонатов и других материалов, захваченных движущимся ледником из более древних отложений.

Известно, что в районах развития многолетней мерзлоты окисление сульфидов способствует деградации последней и появлению межмерзлотных таликов. Окисление приводит к повышению температуры мерзлых толщ: например, верхние горизонты Эк-Хайского сульфидного месторождения имеют среднегодовую температуру -6° , а окружающей породы $-10^{\circ}/3/$.

Изучение вопросов о дополнительных источниках энергии в перигляциальной зоне может быть одной из задач геохимии. Решение этой задачи может помочь также и в анализе другой проблемы — наличии растений галофитов в перигляциальных ландшафтах. В настоящее время их присутствие объясняется засолением в связи с аридным климатом, наличием вечной мерзлоты, подтоком вод к поверхности и интенсивным испарением. Нам кажется, что здесь важно учитывать также состав ледниковых отложений. Они содержат большое количество доломита, сульфатов и других минералов, которые при растворении могут создавать специфическую для растений геохимическую обстановку в ландшафте.

Как показали исследования /4/ поровых растворов ледниковых отложений, они часто хлоридные или сульфат-хлоридные.

Нужно отметить также необходимость дальнейшего изучения поведения поровых растворов при низких температурах и их участия в геохимических процессах. Известно, например, что поровые растворы замерзают в молодых и более древних породах одного и того же состава при разных температурах. Как указывают В.П.Волков и Н.Н.Романовский /5/, химический состав подземных льдов четвертичных отложений Яно-Индибирской низменности показывает, что эти льды формируются за счет атмосферных осадков, а не поровых растворов в породе.

В работах /6,7/ показано, что даже в условиях низких температур могут протекать процессы окисления. Это явление, в частности, используется при организации геохимических поисков в условиях мерзлотных ландшафтов и интересно также в связи с тем, что древние перигляциальные отложения в наших районах часто поражаются накоплениями железа с яркой окраской как следствие интенсивных процессов окисления пород. Однако необходимо изучить особенности их протекания как в перигляциальной, так и последующей теплой (межледниковой и голоценовой) обстановке.

В целом следует отметить, что в последние годы представления о геохи-

мических процессах в условиях низких температур значительно расширились.

Анализ проводимых исследований показывает, что отдельные генетические типы перигляциального комплекса в Белоруссии и Прибалтике изучены неравномерно. В большей мере исследуются флювиогляциальные, озерные, аллювиальные отложения и в совершенно недостаточной степени элювиальные и делювиальные отложения на ледниковых формах рельефа, хотя именно они имеют большое практическое значение.

В зоне конечных морен в районе исследований имеется много камовых и озовых форм ледниковых накоплений, прикрытых сверху маломощным покровом перигляциальных отложений. Неосторожное разрушение его может привести к увеличению площади оголенных песков и появлению бедленда. Поэтому вопросы хозяйственного использования и рекультивации земель на склонах имеют очень большое значение. Более глубокое изучение отложений склонов важно для инженерной геологии. Следует отметить также еще один аспект этой проблемы. Во многих районах Сибири склоны занимают огромные территории (например, в Бурятии до 85% территории). В последнее время им уделяется большое внимание в связи с необходимостью проведения ландшафтно-геохимических поисков. Однако многие вопросы классификации процессов и отложений на склонах, особенностей формирования геохимической обстановки и возникновения ореолов рассеяния месторождений полезных ископаемых остаются недостаточно изученными. Хотя в наших регионах пока не обнаружено ореолов рассеяния рудных полезных ископаемых в четвертичных накоплениях, изучение особенностей формирования склонов в обстановке палеокриолитогенеза и сменяющих межледниковых условиях голоценовой обстановки имеет определенное значение для использования этих данных в южных районах распространения современной зоны криолитогенеза.

Для более успешного изучения перигляциальных отложений необходима разработка комплекса литолого-геохимических критериев, которые позволили бы расчленять осадки и выделять, например, эпохи, когда процессы на склонах стабилизировались и формировались почвенные зоны.

Эти зоны требуют стратиграфической привязки и корреляции с отложениями, заполняющими отрицательные формы рельефа.

В этом направлении В.К. Лукашевым и К. Швадасом выполнены некоторые исследования. С помощью таких показателей, как распределение $C_{орг}$, железа, ΔpH как индикатора степени выщелоченности, состава глинистых минералов, карбонатов и др., выделен ряд почвенных горизонтов в перигляциальном покрове на Мядининской возвышенности и Эйшишском плато (Литовская ССР). Особый интерес представляет глеевая почва, внешне напоминающая паудорфскую, которая выявлена в лессовых покровах. Она схожа по внешнему облику с паудорфской. В ней также наблюдаются повышенные содержания марганца и величины естественной радиоактивности и некоторые другие особенности /8/. Представляют интерес палеогеографические условия ее возникновения, а также корреляция с другими глеевыми горизонтами как в области последнего оледенения, так и за его пределами.

В настоящее время требуется также простая и удобная литогеохимическая классификация элювиальных и склоновых отложений. В качестве основы для дальнейших исследований могла бы быть предложена разработанная К.И. Лукашевым классификация с выделением литогенной (обломочной), сиаллитной, ферритной, карбонатной, биогенной (биокосной-почвенной) геохимических фаций.

При изучении перигляциальных процессов важным вопросом является также разработка геохимических индикаторов холодных и теплых климатических условий. В последние годы в Институте геохимии и геофизики АН БССР ведутся работы в этом направлении. В основу их положен принцип, согласно которому в теплые геологические периоды усиливается активность биологических процессов и, следовательно, миграция таких циклических биоактивных элементов, как Mn , Ni , Ca , V и др. С этой целью изучаются сорбированные формы этих элементов в глинистых породах холодного и теплого периодов.

Принципиальная возможность использования этого индикатора была доказана В.К. Лукашевым на примере плиоценовых глин, отложившихся в различных обстановках начала и конца плиоцена, а также на карбонатах из различных фациальных обстановок кайнозоя. Известно, что медь и марганец удерживаются карбонатами. Нужно совершенствовать и другие методы индикации климатической обстановки среды.

С перигляциальным литогенезом тесно связана проблема лессов, которая изучается уже более 100 лет. По вопросу генезиса лессов высказано уже несколько десятков гипотез.

Согласно предложенной геохимической гипотезе /9/, одновременно с накоплением материала формируются основные свойства и признаки лессовых пород, которые в той или иной степени могут быть изменены последующим литогенезом. Лессовые признаки в осадках формируются при наличии пылеватого материала, наличии карбонатов и фациально-геохимической среды, способствующей их накоплению.

Наиболее благоприятными для лессонакопления в течение плейстоцена были перигляциальные и экстрагляциальные области с их совокупностью климатических, геохимических и биологических факторов.

В процессе выветривания и диагенеза под влиянием карбонатов кальция и магния мелкозернистые осадки (любого способа накопления) испытывают те или иные преобразования в составе, структуре и других свойствах. В геохимическом отношении лессовый литогенез (облессование) заключается в пропитывании карбонатными растворами сиаллитного минерального субстрата, обволакивании его известковыми пленками, образовании кальциевых минералов, создании специфической агрегатной структуры и высокой пористости в рыхлых осадках.

Дальнейшего изучения требует также вопрос о карбонатах. В последнее время Л.П. Шкодина, используя новые методы анализов, показала, что в лессах Белоруссии среди карбонатов наряду с кальцитом содержится довольно значительное количество доломита, в основном захваченного из подстилающих пород. На этот факт до последнего времени не обращалось должного внима-

ния. Поскольку эти минералы разрушаются с разной скоростью в зоне гипергенеза, представляет интерес использование их отношения для изучения процессов, протекающих в лессовых толщах, и прежде всего перераспределение карбонатов. На большую роль криогенных процессов в формировании химического состава природных вод обращают внимание Н.А. Власов и др. /10/. Согласно их данным, состав солей на наледях показывает, что криогенные осаднения кальция в виде карбоната протекают в огромных масштабах. Аккумуляцию CaCO_3 только в многолетних наледях одной Якутии можно приблизительно оценить цифрой в $2-4 \cdot 10^3$ т/год.

В результате происходит задержка кальция на континенте и относительное обогащение магнием и натрием вод, стекающих в океан. Однако, в каком масштабе протекали эти процессы в перигляциальной зоне на территории Русской платформы, пока не совсем ясно.

Интересные вопросы возникают и с геохимией железа. При подсчете среднего содержания железа в лессах и других плейстоценовых породах было обращено внимание на более низкое содержание этого элемента в лессах. Пока трудно дать этому явлению полное объяснение.

Известно, что высокие содержания окисного железа (до 30 мг/л) обнаружены в подземных льдах Приморской низменности /5/. На основании изучения поровых растворов в субэразальных лессах и погребенных лессовидных породах /11/ высказана гипотеза, что часть железа была вынесена из лессов еще на стадии, когда пылеватый материал находился в озерных водоемах под толщей движущегося ледника.

Одной из задач исследований является сравнение современных и древних сред, в том числе и перигляциальных. К сожалению, найти современные аналоги древним перигляциальным условиям Русской равнины трудно. В какой-то степени их могут напоминать современные условия Бурятской АССР и южной части Якутской АССР. Как образно написал А.Е. Ферсман о природных обстановках Бурятии, они представляют собой необычное сочетание элементов степной Украины и заполярной тундры. Изучение многих вопросов литогенеза в этих районах помогает лучше представить особенности перигляциального литогенеза в прошлом. С другой стороны, некоторые исследования, проведенные в районах перигляциальных условий Русской равнины могли бы помочь разрабатывать отдельные показатели и критерии для оценки процессов литогенеза в Сибири. Например, в настоящее время Отдел литологии и геохимии зоны гипергенеза ИГиГ АН БССР совместно с Центральной геохимической партией Бурятского геологического управления разрабатывает такие вопросы, как изучение особенностей формирования покровных суглинков и ведение геохимических поисков на площадях, покрытых ими, эволюция железистых и карбонатных барьеров на склонах, а также в ландшафтах с вечной мерзлотой и др.

В заключение следует отметить, что изучение литологических и геохимических особенностей перигляциальных отложений представляют не только большой интерес для теории литогенеза, но имеет значительное прикладное

значение для решения ряда вопросов рационального использования среды обитания, инженерной геологии, поисков полезных ископаемых и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лукашев В.К., Величкевич Ф.Ю. О первой находке среднеплейстоценовой перигляциальной флоры в Белоруссии. В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.
2. Кадацкий В.Б. О термофильных элементах в растительности перигляциальной зоны. ДАН БССР, т.18, №3, 1974.
3. Удодов П.А., Онуфриенок И.П., Париков Ю.С. Опыт гидрохимических исследований в Сибири. М., 1962.
4. Лукашев К.И., Лукашев В.К., Добровольская И.А., Трацевская И.Р. Геохимические особенности поровых растворов, поглощенных оснований кайнозойских отложений Прибалтики. Вестн АН БССР, №2, 1974.
5. Волкова В.П., Романовский Н.Н. О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Индигирской низменности. В кн.: Проблемы криолитологии, вып.4. Под ред. А.И.Попова. М., Изд-во МГУ, 1974.
6. Олейников Б.В., Шварцев С.Л. Современное сульфатообразование в зонах окисления пиритиз-халькопиритовых гидротермальных рудопроявлений. Геология и геофизика, №6, 1968.
7. Кравцов Е.Д. Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений северо-востока Якутской АССР (на примере Дьяктардахского месторождения). В кн.: Проблемы криолитологии, вып.4. Под ред. А.И.Попова. М., Изд-во МГУ, 1974.
8. Лукашев В.К. Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений северо-востока Якутской АССР (на примере Дьяктардахского месторождения). Минск, 1970.
9. Лукашев К.И. Проблема лессов в свете современных представлений. Минск, 1961.
10. Власов Н.А., Павлова Л.И., Иванов А.В. Роль криогенной метаморфизации в формировании химического состава природных вод. Международный геохим. конгресс. Тезисы докладов, т.2. М., 1974.
11. Лукашев К.И., Лукашев В.К. Поровые растворы лессовых отложений БССР. ДАН БССР, т.18, №10, 1974.

В.К.Лукашев, К.И. Швадас

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА МЯДИНИНКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ЭЙШИШКСКОМ ПЛАТО

В последние годы исследованиям перигляциальных отложений уделяется много внимания как в СССР, так и за рубежом. Изучается строение перигляциальных отложений для стратиграфических и палеогеографических целей, но сравнительно мало до последнего времени уделялось внимания их вещественному составу. Авторы данной статьи поставили перед собой цель изучить эти отложения с помощью ряда литологических и геохимических методов, а также проанализировать некоторые аспекты протекания гипергенных процессов в перигляциальных и межледниковых условиях. Исследования проводились на примере наиболее характерных разрезов на территории Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато Литовской ССР.

Эти возвышенности являются продолжением Ошмянской возвышенности и Лидского плато, расположенных в БССР. Этим орографическим единицам свойственна общность генезиса, гляциоморфологии и структуры. Мядининкская возвышенность по мнению литовских исследователей /2,3/ и по исследованиям геоморфологов Отдела географии АН Литовской ССР была сформирована ледником московской стадии, а последующее валдайское оледенение только

причленило свои краевые образования к ядру возвышенности, тем самым расширив ее.

В образовании рельефа Эйшишского плато решающую роль также сыграл ледник московской стадии. В это время были образованы отдельные массивы и понижения между ними. Вместе с тем ледник бранденбургской стадии последнего оледенения (особенно первой фазы), перекрывавший эту территорию, не только отчасти преобразовал, но и затушевал ее рельеф. По краям Эйшишского плато и Мядининской возвышенности причленяются собственно бранденбургские краевые образования последующих фаз этого ледника (рис. 1).

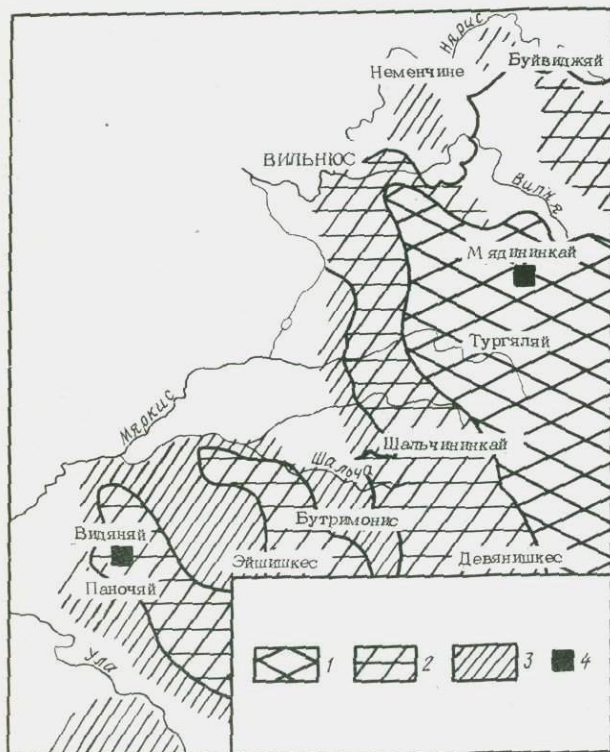


Рис. 1. Гляциоморфологическая схема Мядининской возвышенности и Эйшишского плато. Зоны оледенений: 1 — московской стадии днепровского оледенения; 2 — максимальной фазы бранденбургской стадии валдайского оледенения; 3 — второй фазы бранденбургской стадии валдайского оледенения; 4 — места отбора проб

Мядининская возвышенность и Эйшишское плато испытали сильную переработку перигляциальными процессами во времени надвигания ледника бранденбургской стадии, а также при расположении ледника на границе померанской стадии. Следы воздействия перигляциальных факторов хорошо выделяются в строении осадочного покрова в виде криотурбаций, инволюций, псевдоморфов, скоплений окислов железа (в виде лент) и скопления карбонатов. В структуре перигляциального покрова (мощность которого достигает 3–5 м) выделяются три комплекса. Верхний комплекс (толщина 0,2–1,0 м) состоит из бесструктурных мелкозернистых песков, чаще всего с прослоями алевроитов и редкой примесью гальки. В некоторых случаях нижнюю границу этого комп-

лекса обозначает тонкий слой гальки. Этому комплексу свойственна светло-серая окраска, которую определяет небольшой процент гумуса. Встречаются горизонтальные прямые, слабоокрашенные ленточки окислов железа.

Средний комплекс (мощность 0,3-2,0 м) представлен мелкозернистыми, реже разномзернистыми песками. Для него характерны хорошо выраженные, сложной конфигурации ленты с обилием окислов железа, которые обычно приурочены к мелкозернистому и тонкозернистому материалу. Здесь преобладают различные инволюционные формы грунтов, солифлюкционные образования и псевдоморфозы.

Нижний комплекс (мощность 1,0 - 2,0 м) сложен разномзернистым материалом, часто с включениями моренного суглинка в виде глыб различного размера. Здесь наблюдаются различные формы инволюций. Этот горизонт характеризуется большой изменчивостью литологического состава. Ленточки окислов железа встречаются в этом комплексе реже, но часты скопления железа в виде пятен. Иногда встречаются более мощные сильно ожелезненные слои песка. Скопления карбонатов чаще всего совпадают с нижней границей перигляциального покрова. Он обычно залегает на морене или на флювиогляциальных отложениях.

Для изучения органического вещества, карбонатности пород, pH и Fe в 3-процентных вытяжках HCl, состава глинистых минералов, некоторых микроэлементов, естественной радиоактивности и проведения других анализов пробы отбирались как из комплексов перигляциального покрова, так и из отдельных литофаций. Анализы выполнялись в Институте геохимии и геофизики АН БССР. Анализировались образцы из карьеров Юзапине на Мядининской возвышенности (рис. 2) и Видняй на Эйшишском плато (рис. 3), а также из отрицательных форм рельефа этих регионов (рис. 4).

Изучение $C_{\text{орг}}$ на Мядининской возвышенности (рис. 2) показало, что наряду с его присутствием в современных почвенных горизонтах, органическое вещество также встречается и в других более глубоких горизонтах перигляциального покрова. Очень невысокие содержания $C_{\text{орг}}$ обнаружены в образце 2 разреза В карьера Юзапине, который представляет собой темно-коричневый суглинок с включениями песчано-гравийного материала и очень мелкими точечными марганцевыми новообразованиями в нижней части этого прослоя. По видимому, он является древним почвенным горизонтом. Это подтверждает большая величина ΔpH , составляющая 0,57. Разница между величинами pH и актуальной и потенциальной кислотности (ΔpH) может быть использована в геохимических исследованиях [1]. Как известно, актуальная кислотность обусловлена теми ионами водорода, которые находятся в почвенном растворе. Ее состав зависит от наличия в почвенном растворе свободных минеральных, органических кислот, гидролитически кислых солей и степени их диссоциации. Потенциальная кислотность обусловлена поглощенными ионами водорода и алюминия.

Величина pH водной вытяжки характеризует актуальную кислотность в момент определения. Величина pH солевой вытяжки характеризует потенциальную кислотность. Обычно pH солевой вытяжки ниже pH водной. В дальнейшем ММ

будем рассматривать только величины рН актуальной и Δ рН (величины рН потенциальной приведены в табл. I). В разрезе А обнаружены следы органи-

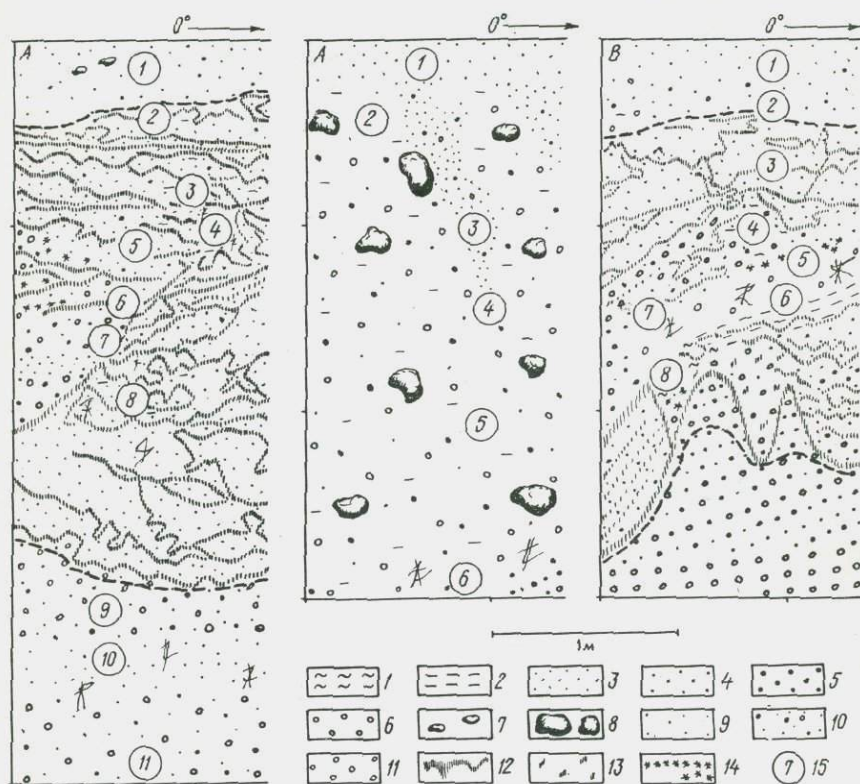


Рис.2. Геохимически опробованные разрезы (А, Б, В) карьера Юзасине: 1 — выветрелый моренный суглинок; 2 — сильно выветрелый моренный суглинок; 3 — валуны; 4 — галька; 5 — гравий; 6 — крупнозернистый песок; 7 — среднезернистый песок; 8 — мелкозернистый песок; 9 — алевроит; 10 — глина; 11 — ленточки скопления окислов железа; 12 — образования, обогащенные окислами железа; 13 — скопления карбонатов; 14 — места отбора проб

ческого вещества (до 0,28%) (обр. 3, карьер Юзасине). Здесь также отмечается наибольшая величина Δ рН, равная 0,99.

Изменение Δ рН, как отмечает С.Тибол/4/, в породах связано с перераспределением и изменением состава глинистых минералов, выщелачиванием коллоидов, ионным обменом (K^+ и H^+). Величина рН позволяет выделять горизонты, наиболее преобразованные гипергенными процессами.

Низкие содержания органического вещества в значительной степени связаны с окислительными субаэральными условиями, в которых находятся рассматриваемые отложения. Вместе с тем марганцевые новообразования свидетельствуют о том, что указанная почва (обр. 3, разрез А), возможно, относится к гидроморфному типу.

Оказалось, что в первом комплексе перигляциальных отложений рН изменяется в пределах 7,55–8,35, а Δ рН от 0,60 до 0,76. Это свидетельствует

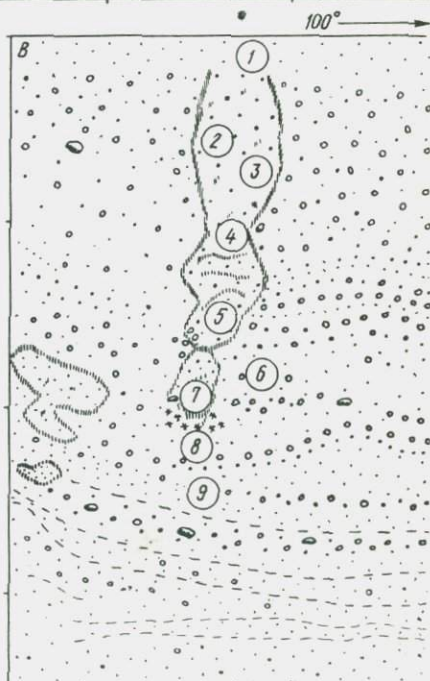
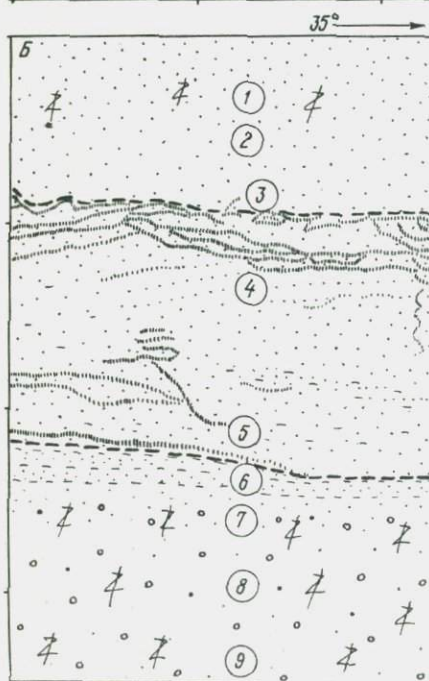
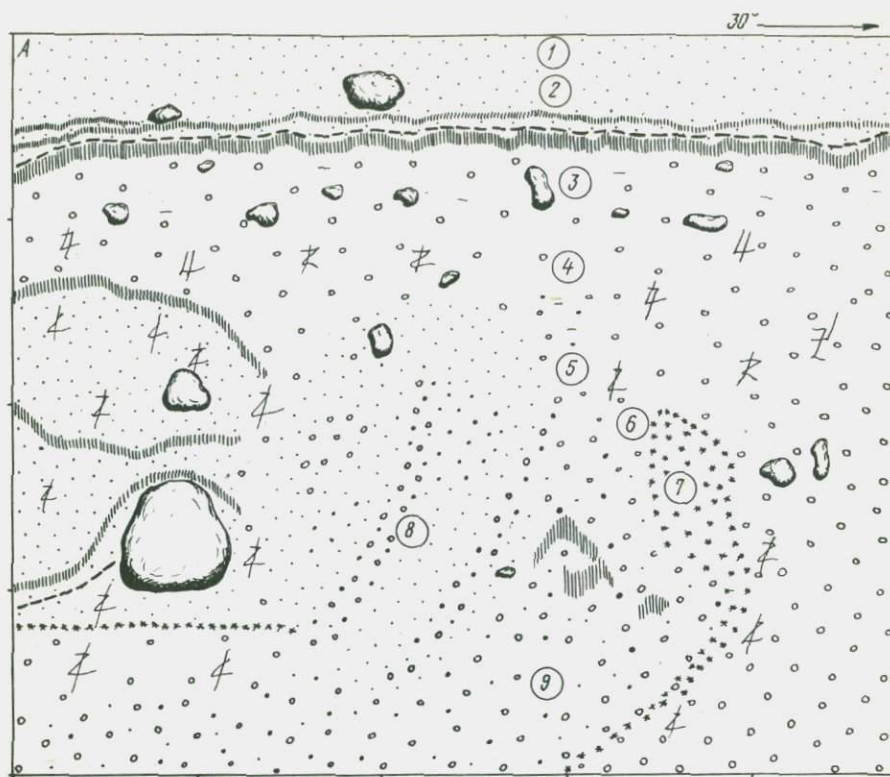


Рис.3. Геохимически опробованные разрезы (А, Б, В) карьера Витяяй. Условные обозначения те же, что и на рис.2

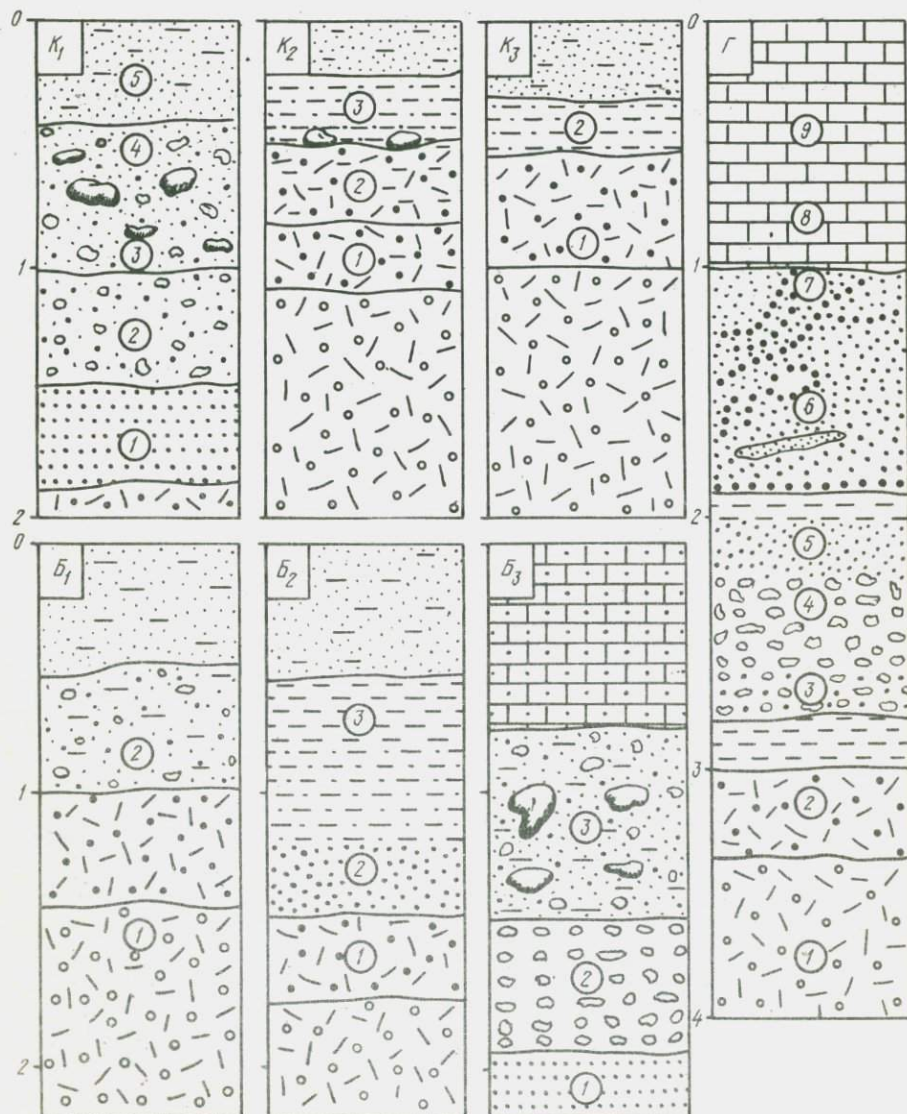
Таблица I

Содержания Fe^{2+} , Fe^{3+} , CO_2 , $C_{орг}$, pH_{H_2O} , pH_{KCl} , ΔpH
в отложениях перигляциального покрова положительных форм
рельефа Мдининской возвышенности и Эшишкского плато, %

Раз- рез	Обра- зец	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}/Fe^{3+}	CO_2	$C_{орг}$	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	ΔpH
Карьер Кюзашине									
A	I	0,025	0,052	0,48	1,03	Нет	7,55	6,65	0,90
	5	0,017	0,046	0,37	3,38	"	8,21	7,99	0,22
	6	0,030	0,060	0,50	1,25	"	8,03	7,25	0,78
	9	0,030	0,035	0,85	0,78	0,28	7,95	6,96	0,99
B	I	0,027	0,053	0,50	1,68	Сл.	8,11	7,35	0,76
	2	0,035	0,067	0,52	2,82	Нет	8,37	7,70	0,67
	3	0,029	0,057	0,50	3,69	"	8,51	8,13	0,38
	4	0,032	0,042	0,76	5,16	"	8,05	7,75	0,30
	5	0,030	0,048	0,62	3,72	"	7,30	7,15	0,15
B	2	0,017	0,045	0,37	0,17	Сл.	7,25	6,68	0,57
	5	0,021	0,049	0,43	1,09	Нет	8,25	7,77	0,48
	6	0,030	0,050	0,60	1,07	"	7,27	6,79	0,48
	7	0,034	0,049	0,68	0,98	"	7,25	6,68	0,57
	8	0,027	0,072	0,37	0,86	Сл.	7,55	6,95	0,60
9	0,020	0,130	0,16	1,25	Нет	7,81	7,11	0,70	
Карьер Видняий									
A	2	0,062	0,055	1,14	0,82	Нет	7,16	6,85	0,31
	3	0,022	0,080	0,27	0,69	Сл.	7,45	6,69	0,76
	4	0,015	Следы	0,15	1,04	Нет	7,28	6,45	0,83
	6	0,027	0,050	0,54	0,72	Сл.	7,53	7,04	0,49
	8	0,029	0,034	0,85	0,82	"	7,57	7,11	0,46
B	2	0,012	0,110	0,19	0,97	0,62	7,95	7,21	0,74
	3	0,017	0,045	0,38	1,27	0,11	8,55	6,85	0,70
	5	0,015	0,075	0,20	2,12	Сл.	8,18	7,97	0,21
	8	0,021	0,068	0,30	1,021	"	8,50	8,05	0,45
	9	0,017	0,039	0,44	0,88	"	8,25	7,61	0,64
B	I	0,015	0,030	0,50	7,75	Нет	8,09	7,12	0,97
	2	0,011	0,045	0,24	10,98	"	8,11	7,12	0,99
	3	0,015	0,017	0,89	1,14	"	8,20	7,50	0,70
	4	0,017	0,090	0,18	6,88	"	8,12	7,42	0,70
	5	0,016	0,030	0,53	2,07	"	8,02	7,40	0,62
	6	0,019	0,031	0,61	6,93	"	8,06	7,14	0,92
	7	0,034	0,046	0,74	6,66	"	8,12	7,40	0,72
	8	0,030	0,042	0,71	8,14	"	8,12	7,42	0,70

о том, что изменение величин рН в этом комплексе небольшое. Во втором комплексе рН изменяется в пределах от 7,27 до 8,25, а Δ рН — от 0,22 до 0,99. Значения рН, как видно из разреза А (рис. 2), уменьшаются внутри этого комплекса сверху вниз, по мере уменьшения процесса выветривания. Третий комплекс представлен только одним образцом, который имеет рН 7,55 и довольно большое Δ рН — 0,90, связанное, видимо, с выщелачивающим действием грунтовых вод.

В отдельную фазию выделены отложения, образованные в результате межхолмового заполнения солифлюкционным материалом. Они представлены грубо-



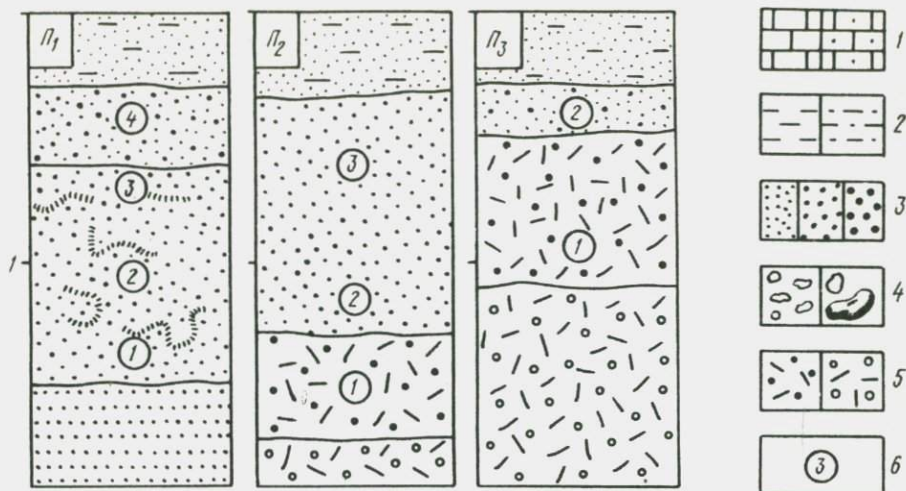


Рис.4. Геохимически опробованные разрезы отложений отрицательных форм рельефа Мядишской возвышенности и Эдишшского плато: К₁, К₂, К₃ — сухая долина Кейлунай; разрезы Б₁, Б₂, Б₃ — долина р.Бене; разрезы П₁, П₂, П₃ — перигляциальная балка Панальгай; разрез Г — долина р.Горностоус; 1 — торф и торфозем, 2 — алевриты и алевритистый песок, 3 — мелко-, средне- и крупнозернистый песок, 4 — гравий, галька и валуны, 5 — моренная супесь и суглинок, 6 — места отбора проб

зернистыми песками с обилием гравия, гальки, валунов. Внутри этих отложений pH изменяется по направлению сверху вниз от 7,30 до 8,51, а Δ pH соответственно от 0,15 до 0,38. Образец из моренного суглинка с глубины 2,5 м имеет pH 7,81, а Δ pH — 0,70. Характеризуя в целом кислотно-щелочные условия среды рассматриваемых отложений, следует отметить, что вариация pH здесь не очень большая, величины соответствуют нейтральным и слабощелочным условиям.

Исследования содержания CO₂ (табл. I), по которым можно судить о количестве карбонатов, показали, что в первом комплексе оно изменяется от 0,86 до 1,68%. Значительно больше CO₂ во втором комплексе — от 0,17 до 3,38%. В гравийном песке разреза А (обр. I) карьера Юзапине CO₂ равно 1,04%, а в моренном суглинке (обр. 6, разрез Б) его содержится сравнительно мало — 1,25%. Карбонаты, вероятно, были выщелочены. Самое высокое содержание CO₂ наблюдается в межхолмовом заполнителе, где оно достигает 5,16%. Следует отметить, что этот образец находится в конше мерзлотного клина, где, как показывают полевые наблюдения, часто скапливаются карбонатные новообразования.

Как отмечалось выше, новообразования железа в разрезах карьера Юзапине имеют различные морфологические формы. Количество Fe в 3-процентной HCl вытяжке (табл. I) в первом комплексе изменяется от 0,08 до 0,01%, а отношение Fe²⁺/Fe³⁺ — от 0,37 до 0,7. Во втором комплексе содержания железа изменяются от 0,06 до 0,09%, а отношение Fe²⁺/Fe³⁺ — от 0,39 до 0,7. В образце гравийных песков (разрез А, проба II) содержится 0,08% железа, отношение Fe²⁺/Fe³⁺ равно 0,48, а в образце моренного суглинка

(разрез Б, обр. 6) — соответственно 0,15 и 0,15%. Как следует из приведенных данных, вся исследованная толща перигляциальных отложений залегает в окислительной обстановке.

Исследования, проведенные в карьере Видяный на Эйшишском плато (рис. 3), показали, что здесь не только присутствуют два перигляциальных комплекса (верхний и средний), но наблюдаются и земляные клинья (разрез В).

В этом карьере хорошо выделяется верхний комплекс (описанный выше), где рН составляет 7,16–7,95, а Δ рН 0,31–0,74, причем вниз по разрезу рН несколько увеличивается. Как показали исследования величин рН из земляного клина, оно изменяется от 8,09 в верхней части клина до 9,14 в самой нижней (рН от 0,70 до 0,99). Более низкие величины рН отмечаются в разрезе А (7,16–7,57), причем величины растут вниз по разрезу. Как видно из табл. I, величина Δ рН растет от образца 2 к образцу 4 (от 0,31 до 0,81). В образцах 6 и 8 Δ рН снова уменьшается до 0,46.

Большой интерес представляет собой нижняя часть этого разреза. В карьере Видяный в его основании залегает толща серой оглеенной морены со следами либо гидроморфного почвообразования, либо донных отложений небольшого водоема. Как показали наши исследования, в нем в небольшом количестве содержится органическое вещество. В этом разрезе следы органического вещества обнаружены также в образце 3, но здесь его присутствие может быть связано с вымыванием из современной почвы, хотя также не исключается возможность более древнего почвообразовательного процесса. Органическое вещество в количестве до 0,11% обнаружено и в верхней части моренного горизонта (разрез А, обр. 3), а в современном почвенном горизонте — в количестве 0,62%. Интересно отметить, что следы органического вещества обнаружены и в других образцах моренного суглинка. Величина рН в этом разрезе изменяется от 7,95 до 8,55. Здесь же обнаружена самая высокая для всего комплекса отложений величина Δ рН, равная 1,7.

Как показали исследования особенностей распространения карбонатов (по величинам CO_2) в карьере Видяный (табл. I), наиболее высокие их содержания зафиксированы внутри земляного клина (до 10,98%). Сравнительно мало карбонатов в разрезе Б — от 0,69 до 1,04%. Разрез А показывает, что наряду с относительно невысоким содержанием карбонатов в моренном суглинке (CO_2 до 2,12%) отмечаются довольно мощные прожилки новообразованных карбонатов. Это указывает на их перераспределение в результате интенсивных и гипергенных процессов.

Содержание суммарного Fe в 3-процентной НСІ вытяжке во всех трех изученных разрезах карьера Видяный изменяется от 0,01 до 0,11%, а отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ — от 0,19 до 0,85 (последняя величина характерна для оглеенной морены).

Авторами также анализировался состав глинистых минералов во фракции менее 0,001 мм (рис. 5,6). Этому вопросу будет посвящена специальная публикация. В данной работе отметим только некоторые особенности распреде-



Рис.5. Рентгенодифрактограммы фракции меньше 0,001 мм пород из карьера Видняня: а — исходный образец; б — образцы, насыщенные глицерином; в — прокатенные образцы. Указанный номер соответствует положению образца на рис.3 (в скобках дан лабораторный номер)

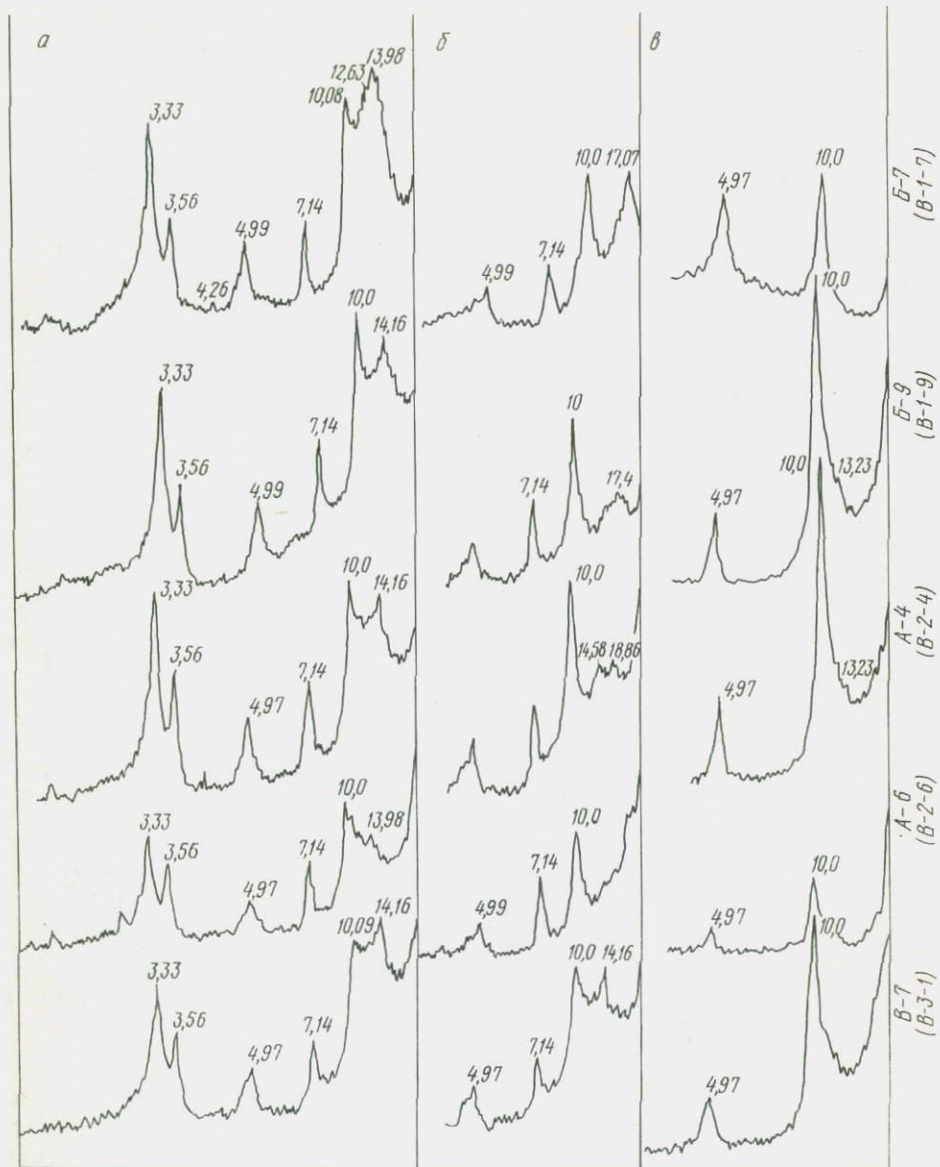


Рис. 6. Рентгенодифрактограммы фракции меньше 0,001 мм пород из карьера Юзапине: а — исходный образец; б — образцы, насыщенные глицерином; в — прокаленные образцы. Указанный номер соответствует положению образца на рис. 2 (в скобках дан лабораторный номер)

ления глинистых минералов в карьерах Юзапине и Виднянй.

Образец IO из разреза А в карьере Юзапине отобран на глубине 3,5 м и представляет собой красно-бурую супесь. В нем обнаружены в порядке убывания гидрослюда, каолинит, вермикулит и смешанослойные минералы (гидрослюда-вермикулит). Образцы 8 и 4 также отобраны из прослоев красно-бурой супеси соответственно на глубинах I,8 и I,1 м. Образец 8 содержит гидрослюда и каолинит, в нем также много смешанослойных минералов. Проба 4 из среднего комплекса перигляциальных отложений имеет следующую ассоциацию глинистых минералов в порядке убывания: гидрослюда, каолинит и в весьма незначительном количестве хлорит. Образец II из современного почвенного горизонта представлен хлоритом, гидрослюдой, каолинитом и смешанослойными минералами (вероятно, хлорит-вермикулитового и гидрослюдисто-вермикулитового типа). Судя по характеру рентгенограмм, глинистые минералы сильно деградированы.

Как показывают исследования современных почв, относительное количество гидрослуд уменьшается в их верхних горизонтах при одновременном возрастании роли лабильного (2:1) компонента, что указывает на разложение гидрослуд в процессе почвообразования. При этом в зависимости от характера почвообразовательных процессов в них происходит накопление хлорита, вермикулита и др. В подзолистом горизонте отмечаются небольшие количества смешанослойных образований (до 10%). Появление нерегулярных смешанослойных образований связано с выветриванием слюдистых минералов. Механизм этого перехода заключается в замещении межслоевого калия на оксоний. В процессе превращений образуются промежуточные стадии смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых или гидрослюдисто-вермикулитовых силикатов^ж).

Образцы 5 и 6, отобранные из древнего почвенного горизонта (типа паудорфского), а также из земляного клина, развитого в нем (обр. 8) в разрезе В карьера Виднянй, имеют одну общую черту — относительно более высокое по сравнению с другими образцами содержание хлорита. Однако в порядке убывания ассоциация глинистых минералов в них представлена следующим образом: каолинит, гидрослюда, хлорит и смешанослойные образования (хлорит-вермикулитового типа).

Моренные отложения из обнажения карьера Виднянй (разрез А, обр. 6) характеризуются присутствием во фракции меньше 0,001 мм гидрослуды, каолинита, смешанослойных минералов (гидрослюдисто-монтмориллонитового типа), а также тонкодисперсного кальцита.

В образце 4 из разреза А из того же моренного горизонта наряду с указанными минералами встречается также монтмориллонит.

В разрезе Б карьера Виднянй в оглеенной морене (результат развития древней гидроморфной почвы или озерно-болотного водоема) были исследованы два образца: 7 и 9, которые в порядке убывания имеют следующую ассоциацию глинистых минералов: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и смеша-

^ж Более подробно эти вопросы рассмотрены в статье С.А.Тихонова (данный сборник).

нослоинные образования, причем в образце 7 гидрослюдисто-монтмориллонитового, а в образце 9 — хлорит-монтмориллонитового типа. В образце 7 несколько больше монтмориллонита.

Ассоциация гидрослюда, каолинит, вермикулит, смешанослоинные минералы (хлорит-вермикулитового типа) обнаружена в образце из земляного клина (разрез В, обр. 7).

Методом спектрального анализа также определялись проектные содержания некоторых химических элементов: Mn, Cu, Ni, V, Zr, Ti (табл. 3). Среди них большой интерес представляет марганец, который характеризуется большой подвижностью и накоплением в отдельных образцах изученных отложений.

Наибольшее количество Mn (0,066%) отмечено в карьере Юзапине (разрез В, обр. 5 и разрез Б, обр. 4,5) в песчано-гравийном материале, цементированном красно-бурой супесью.

В карьере Видяный концентрация Mn (0,067%) выявлена в верхнем комплексе (разрез Б, обр. 1,2), представленном разнозернистым гумусированным песком. Этот элемент отмечен (0,01-0,02%) в песчано-гравийной смеси карьера Юзапине на глубине 4,0 м (разрез А, обр. 1) и в песчано-гравийном материале, цементированном красно-бурой супесью, карьера Видяный (разрез В, обр. 5,7).

Сравнивая полученные данные, следует отметить, что наибольшее количество Mn встречено в мелкозернистых фракциях, в которых главными носителями этого элемента являются железисто-марганцевые новообразования, а также некоторые другие агрегаты и минералы.

Данные о количестве микроэлементов в изученных перигляциальных покровных образованиях приведены в табл. 2.

Радиоактивные элементы в породах и в почвах преимущественно находятся в состоянии рассеяния. Изучение геохимии этих элементов представляет интерес с точки зрения выявления условий их миграции. При условии нарушения радиоактивного равновесия между материнскими элементами и производными от них радиоизотопами, последние могут служить индикаторами изучения геохимических процессов, протекавших в зоне гипергенеза.

Максимальные содержания урана приурочены к моренным отложениям. В разрезе В карьера Юзапине (обр. 3,4,9), представленного коричнево-серым выветрелым моренным суглинком, содержание урана равняется $7,4-8,1 \cdot 10^{-4}$ против $4,8-4,9 \cdot 10^{-4}$ в красно-бурой супеси (разрез А, обр. 2,4,8) (табл. 3).

В карьере Видяный отмечается та же самая закономерность. В разрезах А (обр. 9) и В (обр. 4), представленных коричнево-бурым сильно выветрелым моренным суглинком, содержание урана равняется $1,01-1,16 \cdot 10^{-3}$, а в супеси с гравием и галькой (разрез А, обр. 1) — $6,2 \cdot 10^{-4}$. Указанные величины естественной радиоактивности, по-видимому, можно объяснить различным генезисом материала и неодинаковой размерностью его зерен, а также влиянием гипергенных процессов.

Кроме положительных форм рельефа на Мядининской возвышенности и Эй-

Таблица 2

Содержание микроэлементов в перигляциальных отложениях
Мядининской возвышенности и Эйишского плато, $n \cdot 10^{-3\sigma\%}$

Разрез	Образец	Cr	Mn	V	Ni	Zr	Ti
Карьер Юзапине							
А	1	2,0	15,0	2,5	—	16,0	110,0
	5	1,6	23,0	2,3	—	38,0	130,0
Б	2	3,3	27,0	4,6	0,2	36,0	280,0
	4	2,2	59,0	3,6	0,2	20,0	140,0
	5	2,2	48,0	4,2	0,2	21,0	160,0
В	1	2,1	35,0	2,3	0,1	27,0	140,0
	5	2,6	66,0	5,3	0,3	20,0	160,0
	6	1,7	32,0	2,1	—	41,0	130,0
	7	2,7	46,0	3,0	0,1	35,0	180,0
	3	1,7	24,0	1,8	Сл.	38,0	140,0
	4	1,6	30,0	Сл.	"	37,0	130,0
Сухая долина Кейшунай							
К ₁	3	5,0	57,0	6,0	0,2	61,0	170,0
	4	5,0	32,0	4,1	0,3	73,0	370,0
	5	7,8	18,0	6,1	0,5	44,0	370,0
К ₂	1	5,0	37,0	4,3	0,2	35,0	230,0
	2	2,1	72,0	2,8	0,15	58,0	170,0
	3	4,5	60,0	4,6	0,2	85,0	380,0
К ₃	1	2,3	20,0	2,2	—	55,0	120,0
	2	2,8	80,0	4,0	0,2	45,0	240,0
Долина р.Бене							
Б ₁	1	4,2	100,0	5,3	0,35	27,0	230,0
	2	2,7	78,0	5,3	0,2	56,0	340,0
Б ₂	1	3,9	14,5	4,5	0,25	60,0	330,0
	2	2,5	16,0	2,8	0,2	46,0	190,0
	3	3,0	20,0	3,6	0,2	78,0	200,0
Карьер Видяняй							
А	2	4,2	37,0	4,7	0,35	36,0	400,0
	3	3,5	28,0	2,8	0,1	25,00	130,0
	4	3,8	16,5	3,6	0,3	22,0	160,0
	6	2,6	14,0	2,6	0,2	29,0	180,0
Б	1	4,4	67,0	4,9	0,2	43,0	180,0
	2	4,0	52,0	4,8	0,2	80,0	220,0
	3	3,0	38,0	4,0	0,3	37,0	260,0

Разрез	Образец	Cr	Mn	V	Ni	Zr	Ti	
В	4	3,5	20,0	4,9	0,35	27,5	320,0	
	5	3,9	18,5	4,1	0,3	39,0	280,0	
	6	3,6	45,0	4,6	0,2	80,0	270,0	
	7	4,6	20,0	5,3	0,2	39,0	390,0	
	8	2,6	26,0	3,4	0,2	25,0	230,0	
	9	2,3	23,0	2,0	0,2	19,0	145,0	
	5	1,9	20,0	2,4	-	28,0	160,0	
	7	1,8	18,0	2,0	-	30,0	120,0	
	8	2,8	46,0	3,4	0,3	34,0	150,0	
	9	2,7	50,0	3,7	0,2	19,0	110,0	
	Долина р.Горносток							
	Г	1	3,5	32,0	3,6	0,2	25,0	240,0
3		1,6	40,0	Сл.	-	17,0	70,0	
5		3,5	20,0	4,4	0,2	37,0	255,0	
6		3,9	45,0	4,4	0,4	27,5	245,0	
8		2,2	55,0	2,6	0,2	38,0	160,0	
Перигляциальная балка Пашальчый								
П ₁	1	2,3	36,0	2,6	0,1	14,0	170,0	
	2	1,8	24,0	2,5	0,2	26,0	175,0	
	4	3,4	45,0	4,3	0,35	36,0	210,0	
П ₂	1	3,5	80,0	4,7	0,35	31,0	210,0	
	2	1,5	32,0	2,0	-	28,0	90,0	
П ₃	2	2,2	25,5	2,6	0,15	35,0	160,0	
	4	4,8	35,0	4,2	0,2	30,0	170,0	

шишском плато, изучались перигляциальные отложения отрицательных форм рельефа различного генезиса.

На возвышенности в районе д.Юзапине анализу подверглись отложения сухой долины Кейпунай и долины р.Бене, а на плато — отложения перигляциальной балки Пашальчый и долины р.Горносток. Разрезы отложений, заполняющих указанные формы рельефа, представлены на рис. 4.

Для сухой долины Кейпунай (разрезы К₁, К₂, К₃) характерно чередование слоев тонкозернистого делювиального и грубозернистого материалов. В перигляциальной балке Пашальчый (разрезы П₁, П₂, П₃) прослежен слой лимногляциального песка, отложившегося в эстуарии приледникового водоема. В долинах перигляциальных рр.Бене (разрезы Б₁, Б₂, Б₃) и Горносток (разрез Г), кроме указанных делювиальных слоев, выделяются и слои аллювиального песка и гравия.

Результаты исследования отложений разных отрицательных форм рельефа позволили выявить различную геохимическую обстановку (табл. 2, 3, 4).

Таблица 3

Содержание радиоактивных элементов в перигляциальных отложениях Мядининской возвышенности и Эйшишского плато

Разрез	Образец	α -активность, ИМП/МИН	α -актив-ность, %-ЭКВ	δ -активность, ИМП/МИН	δ -активность, %-ЭКВ
Карьер Юзапине					
A	2	3,3	$4,9 \cdot 10^{-4}$		
	4	3,2	$4,8 \cdot 10^{-4}$		
	6	3,4	$5,1 \cdot 10^{-4}$		
	8	2,7	$4,1 \cdot 10^{-4}$		
II		3,5	$5,2 \cdot 10^{-4}$		
	I	3,8	$4,2 \cdot 10^{-4}$		
	3	4,6	$6,9 \cdot 10^{-4}$		
	4	4,9	$7,4 \cdot 10^{-4}$		
	9	5,4	$8,1 \cdot 10^{-4}$		
Карьер Видяний					
A	I	4,1	$6,2 \cdot 10^{-4}$		
	5	5,6	$8,4 \cdot 10^{-4}$		
	7	6,6	$9,9 \cdot 10^{-4}$		
	8	4,8	$7,2 \cdot 10^{-4}$		
	9	6,7	$1,01 \cdot 10^{-3}$		
B	4	7,7	$1,16 \cdot 10^{-3}$		
	5	3,1	$4,8 \cdot 10^{-4}$		
	6	4,7	$7,1 \cdot 10^{-4}$		
Долина р.Бене					
B ₁	I	4,2	$6,3 \cdot 10^{-4}$	21,2	$8,2 \cdot 10^{-4}$
	2	7,0	$1,05 \cdot 10^{-3}$	25,2	$9,8 \cdot 10^{-4}$
B ₂	I	5,2	$7,8 \cdot 10^{-4}$	17,9	$6,9 \cdot 10^{-4}$
	2	3,4	$5,3 \cdot 10^{-4}$	28,7	$1,11 \cdot 10^{-3}$
B ₃	3	3,2	$4,8 \cdot 10^{-4}$	30,7	$1,19 \cdot 10^{-3}$
	I	1,9	$2,9 \cdot 10^{-4}$	10,7	$4,2 \cdot 10^{-4}$
	3	2,0	$3,0 \cdot 10^{-4}$	16,2	$6,3 \cdot 10^{-4}$
Сухая долина Кейпунай					
K ₁	3	8,3	$1,25 \cdot 10^{-3}$	42,1	$1,64 \cdot 10^{-3}$
	4	6,5	$9,8 \cdot 10^{-4}$	25,0	$9,7 \cdot 10^{-4}$
	5	10,8	$1,63 \cdot 10^{-3}$	33,1	$1,29 \cdot 10^{-3}$
K ₂	I	6,7	$1,01 \cdot 10^{-3}$	19,1	$7,4 \cdot 10^{-4}$
	2	4,1	$6,2 \cdot 10^{-4}$	16,5	$6,4 \cdot 10^{-4}$
	3	2,0	$3,0 \cdot 10^{-4}$	27,2	$1,05 \cdot 10^{-3}$
K ₃	I	5,2	$7,8 \cdot 10^{-4}$	26,0	$1,01 \cdot 10^{-3}$

Разрез	Образец	α -активность, ИМП/МИН	α -актив- ность, %-ЭКВ	γ -активность, ИМП/МИН	δ -ак- тивность, %-ЭКВ
Перигляциальная балка Пашальчый					
П ₁	2	3,3	$4,9 \cdot 10^{-4}$	27,0	$1,05 \cdot 10^{-3}$
	4	1,6	$2,4 \cdot 10^{-4}$	10,7	$4,1 \cdot 10^{-4}$
П ₂	1	5,4	$8,1 \cdot 10^{-4}$	19,5	$7,6 \cdot 10^{-4}$
	3	1,6	$2,4 \cdot 10^{-4}$	4,9	$1,9 \cdot 10^{-4}$
П ₃	1	7,7	$1,2 \cdot 10^{-3}$	22,6	$8,8 \cdot 10^{-4}$
Долина р.Горностоюс					
Г	2	2,5	$3,8 \cdot 10^{-4}$	21,6	$8,4 \cdot 10^{-4}$
	6	3,5	$5,3 \cdot 10^{-4}$	12,6	$4,9 \cdot 10^{-4}$
	7	3,9	$5,9 \cdot 10^{-4}$	9,2	$3,6 \cdot 10^{-4}$
	9	4,8	$7,2 \cdot 10^{-4}$	5,2	$2,0 \cdot 10^{-4}$

Обращает на себя внимание тот факт, что в подстилающей выветрелой морене сухой долины Кейпунай и долины р.Бене имеется $S_{орг}$ (от следов до 0,02%), свидетельствующее о развитии древних почвенных горизонтов на Мядининской возвышенности. Однако в аналогичной ситуации на Эйшишском плато $S_{орг}$ отсутствует в подстилающих моренных отложениях, что, по-видимому, связано с развитием приледникового озера после отступления ледника.

Изучение особенностей $S_{орг}$ по разрезу отложений, заполняющих отрицательные формы рельефа, указывает на то, что в процессе накопления осадков имели место по крайней мере 2 цикла. Во многих разрезах отмечается увеличение $S_{орг}$ до 0,7% в средних их частях.

Указанные отложения часто перекрываются терригенными осадками без следов $S_{орг}$, выше которых залегают современные отложения с органическим веществом до 1,16%. В целом распределение $S_{орг}$ и органогенных пород указывает на 3 потепления, имевшие место в период образования осадков рассматриваемых отрицательных форм. Таким образом, периоды потеплений, фиксирующиеся показаниями $S_{орг}$, а также другими литогеохимическими показателями, отмечаются как в отложениях положительных, так и отрицательных форм рельефа.

Определение рН показало, что самые низкие величины (в пределах рН 4,91-4,94, Δ рН 0,86-0,89) отмечены в сухой долине Кейпунай (разрез K_2 , обр. 3 и разрез K_3 , обр. 1). Максимум рН равняется 6,85. По-видимому, это связывается с постоянным увлажнением делювиального материала и выщелачиванием карбонатов из выветрелых моренных отложений. Более высокие содержания рН (8,15-8,35) и Δ рН (0,36-0,48) отмечены в долине р.Бене (разрез Б, обр. 1, 2), что указывает на нейтральную и слабо щелочную среду осадко-накопления. Почти та же закономерность отмечена и в перигляциальной балке Пашальчый, а также в долине р.Горностоюс на Эйшишском плато.

Таблица 4

Содержания Fe^{2+} , Fe^{3+} , Fe^{2+}/Fe^{3+} , $C_{орг}$, pH_{H_2O} , ΔpH , $CaCO_3$,
 $CaMg(CO_3)_2$ в отложениях перигляциального покрова отрицательных
 форм рельефа Мидининской возвышенности и Эйшишского плато, %

Раз- рез	Обра- зец	Fe^{2+}	Fe^{3+}	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	$C_{орг}$	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	ΔpH	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
Долина р.Бене										
Б ₁	1	0,007	0,127	0,06	Сл.	6,85	6,11	0,74	0,0	0,0
	2	0,011	0,129	0,08	Нет	6,96	6,02	0,94	0,0	0,0
Б ₂	1	0,012	0,130	0,09	Сл.	7,15	6,78	0,37	0,0	0,0
	2	0,030	0,100	0,30	"	7,00	6,79	0,21	2,3	4,0
	3	0,040	0,100	0,40	"	7,90	6,51	1,39	6,8	4,2
Б ₃	1	0,012	0,030	0,40	Нет	8,15	7,67	0,48	2,3	2,0
	2	0,009	0,140	0,06	"	8,35	7,99	0,36	9,1	4,2
	3	0,013	0,125	0,10	"	8,11	6,76	0,35	2,5	2,0
Сухая долина Кейпунай										
К ₁	1	-	-	-	Нет	6,85	5,98	0,87	0,0	0,0
	2	0,030	0,100	0,30	"	6,42	5,91	0,51	Сл.	Сл.
	3	0,030	0,100	0,30	0,70	6,16	5,79	0,37	0,0	0,0
	4	0,009	0,170	0,05	Нет	6,02	5,40	0,62	0,0	0,0
	5	0,007	0,110	0,06	1,16	6,06	5,71	0,35	0,0	0,0
К ₂	1	0,020	0,090	0,20	Сл.	6,02	5,38	0,64	0,0	0,0
	2	0,018	0,102	0,10	0,04	6,60	5,29	1,31	Сл.	Сл.
	3	0,009	0,120	0,07	Нет	5,80	4,91	0,89	0,0	0,0
К ₃	1	0,011	0,160	0,07	0,02	5,80	4,94	0,86	Сл.	Сл.
	2	0,011	0,120	0,09	Нет	6,35	5,88	0,47	"	"
Перигляциальная балка Пашальчай										
П ₁	1	0,020	0,080	0,30	Нет	6,21	5,88	0,33	0,0	Сл.
	2	0,025	0,080	0,30	0,08	6,25	5,91	0,34	Сл.	"
	3	0,020	0,010	0,20	0,05	6,57	6,06	0,51	"	"
	4	-	-	-	Нет	6,50	6,14	0,36	"	"
П ₂	1	0,034	0,110	0,30	"	6,58	6,09	0,49	"	"
	2	0,030	0,090	0,10	0,02	6,99	6,21	0,78	"	"
	3	0,020	0,110	0,20	Нет	6,25	5,92	0,27	"	"
П ₃	1	0,015	0,110	0,10	"	6,25	5,92	0,33	"	"
	2	0,010	0,090	0,10	"	6,01	5,87	0,14	"	"
Долина р.Горностояк										
Г	1	0,080	0,050	1,60	Нет	-	-	-	2,3	4,2
	2	0,140	0,022	0,63	"	8,20	7,44	0,76	4,5	4,2

Раз- рез	Обра- зец	Fe ²⁺	Fe ³⁺	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	C _{орг}	pH _{H₂O}	pH _{HCl}	Δ pH	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂
Г	3	0,100	0,030	0,30	Нет	7,69	7,11	0,58	4,5	2,0
	4	0,080	0,080	1,00	"	7,21	6,99	0,22	1,6	4,5
	5	0,090	0,050	0,50	"	6,09	5,87	0,24	1,8	4,7
	6	0,090	0,070	0,80	"	6,05	5,84	0,21	4,5	4,2
	7	0,160	0,020	0,10	"	5,95	5,21	0,74	2,3	2,0
	8	0,140	0,030	0,20	"	7,45	7,02	0,43	1,1	4,2
	9	0,170	0,040	0,20	"	7,55	7,09	0,46	Сл.	Сл.

В сухой долине Кейцунай карбонаты чаще всего совсем отсутствуют, а в отдельных случаях отмечены только их следы. Зато в долине р. Бене их количество увеличивается до 6,3-11% (разрез Б, обр. 2,3), что связывается с присутствием тонкозернистого делювиального материала.

В перигляциальной балке Пашальчай карбонаты также не отмечены. Их отсутствие можно объяснить выщелачивающим действием грунтовых вод лимно-гляциальных песков, отложенных в эстуариях приледниковых водоемов. В долине р. Горностокс они достигают 6,5-8,7%.

Содержание суммарного железа в 3-процентной HCl вытяжке в отложениях всех изученных отрицательных форм варьирует в пределах 0,1-0,18%, а отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} — от 0,06 до 0,4. Как видно из приведенных данных, для всей делювиальной толщи характерна окислительная обстановка.

Наибольшие количества Mn (0,07-0,08%) перигляциальных покровных отложений отрицательных форм выявлены в сухой долине Кейцунай (разрез K₃, обр. 2 и разрез K₂, обр. 2), где отложения представлены делювиальными тонкозернистыми песками с алевритами и в сильно выветрелом моренном суглинке долины р. Бене (разрез Б, обр. 1) до 0,1%. Уменьшение содержания этого элемента до 0,01% отмечено в верхней части делювия сухой долины Кейцунай (разрез K₁, обр. 5), представленного песчано-алевритистой супесью. Указанная закономерность распределения марганца выявлена в отложениях перигляциальной балки Пашальчай и в образованиях долины р. Горностокс.

Данные естественной радиоактивности исследованных отложений приведены в табл. 4. Наибольшие ее величины характерны для глинистых пород, содержащих органическое вещество.

Проведенные литогеохимические исследования перигляциальных отложений в положительных и отрицательных формах рельефа Мядининской возвышенности и Эйшишского плато позволяют сделать некоторые выводы.

Особенности распределения органического вещества, смешанослойных минералов и в некоторых случаях величины pH, позволяют выделить несколько горизонтов почв или перерывов осадконакопления, связанных с усилением гипергенных процессов. Два (в некоторых разрезах три) погребенных горизонта и современная почва, развитые на моренном суглинке, разделяют перигля-

циальные отложения на три комплекса. Эти почвенные образования, по-видимому, соответствуют межстациям валдайского оледенения. Но более четко выделяются горизонт выветрелой морены и горизонт, залегающий между нижним и средним перигляциальными комплексами. Что касается выделения почвенного горизонта между средним и верхним перигляциальными комплексами, считаем, что к этому вопросу следует подойти со всей осторожностью, так как этот горизонт мог возникнуть под влиянием процессов современного почвообразования.

Почвенные образования на морене (обр. 8 и 9 из разреза Б в карьере Видняй), а также на алевритах (обр. 6 и 7 разреза В в карьере Юзапине) имеют гидроморфный характер, что, возможно, связано с промерзанием, сезонным оттаиванием и избыточным увлажнением грунтов. Низкое содержание органического вещества, наличие марганцевых новообразований, тонкодисперсного кварца, кальцита и оглеенный характер в значительной степени делают погребенную почву карьера Юзапине похожей на лессовые почвы паудорфского (брянского) типа /1/.

Изученная перигляциальная толща находится в субаэральных, преимущественно окислительных, условиях, что подтверждают данные изучения форм железа в 3-процентных HCl вытяжках. Величины pH показывают, что в толще преобладают слабощелочные и близкие к нейтральным условия среды.

В процессе формирования изученной перигляциальной толщи происходило значительное перераспределение карбонатов, изучение которых требует более детальных дальнейших исследований.

Глинистые минералы представлены хлоритом, гидрослюдой, монтмориллонитом и каолинитом. Гипергенные процессы оказали значительное влияние на их перераспределение, а также способствовали появлению смешанослойных образований. Во фракции менее 0,001 отмечается присутствие тонкодисперсного кварца и кальцита.

Результаты исследования отложений отрицательных форм рельефа позволили выявить различие в их геохимической обстановке. В качестве критерия использовались данные о воздействии гипергенных процессов на подстилающие породы. Среди отрицательных форм в этом плане наиболее характерна сухая долина Кейпунай, ложе которой покрыто сильно выветрелыми моренными отложениями. По-видимому, за все время существования этой сухой долины происходил эпизодическое ее заполнение переувлажненным материалом и водой, в том числе и во время современной эпохи. На более сильное выветривание пород указывают низкие величины pH, большие величины Δ pH, отсутствие или крайне малое количество карбонатов.

В отличие от сухих (периодически увлажняющихся) долин, долины с постоянным стоком характеризуются большими величинами pH (8,35-8,11), небольшой Δ pH (от 0,35 до 0,48) и более высоким содержанием карбонатов.

Во всех разрезах отрицательных форм были найдены прослой делювиальной супеси с явными признаками выветривания (переотложена из выветрелых моренных отложений). В ней отмечается наибольшая Δ pH (до 1,31) и более

низкие по сравнению с моренным суглинком величины рН. Выявленные геохимические показатели способствуют выделению различных по своему генезису слоев и их корреляции.

Некоторые перигляциальные долины Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато заполнены торфом, который следует выделять как самостоятельную литофацию. Накопленное в ней органическое вещество является поставщиком различных органических кислот, которые активно воздействуют на протекание геохимических процессов. Их воздействием, в частности, объясняется возникновение выветрелого подторфяного горизонта, который имеет низкие величины рН (5,2–5,9) и Δ рН (0,74) и следы выщелоченности (в частности, более низкое содержание карбонатов – 4,3%).

Некоторые особенности геохимической обстановки выявлены в различных частях склонового профиля. Как общую закономерность следует отметить то, что в материале средней части склона наблюдаются более низкие величины рН; большая выщелоченность и отсутствие карбонатов. Отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ здесь равняется 0,08–0,06. В нижней части склона это отношение увеличивается до 0,4, что указывает на восстановительные процессы среды осадконакопления. Величина рН изменяется в сторону щелочной среды и равняется 8,35, величина Δ рН небольшая. В большом количестве присутствуют карбонаты. Однако имеются и некоторые исключения, которые, по-видимому, связаны с гидрогеологическим режимом и литологическими особенностями (как, например, в перигляциальной балке Пашальчай, которая выполнена лимногляциальными песками и имеет хорошую водопроницаемость).

Особое внимание следует уделить отложениям подножий склонов. В переотложенном здесь материале (в основном это выщелоченная и переотложенная моренная супесь) вверх по склону отмечено увеличение карбонатности. В дальнейшем следовало бы изучить формы карбонатов, потому что они могут быть связаны с разгрузкой подземных вод и вторичным накоплением.

Сравнение геохимической обстановки отложений положительных и отрицательных форм рельефа показывает, что в положительных формах существуют более щелочные условия среды (рН 9,0–10,0), а в отрицательных — более кислые (рН 5,0–5,5). В положительных формах имеется и большее количество карбонатов. Полученные данные показывают, что на таких формах рельефа шло интенсивное выветривание, в процессе которого образовалось большое количество тонкозернистого материала, ныне покрывающего почти всю Мядининкскую возвышенность и Эйшишкское плато.

Эрозионные процессы содействовали удалению продуктов выветривания и заполнению отрицательных форм рельефа отложениями мощностью до 4 м и более. Отложения, залегающие в долинах (в другой геохимической обстановке), подвергались дальнейшему преобразованию.

Среди изученных химических элементов, большой интерес представляет марганец, который характеризуется большой подвижностью в обстановке перигляциального ландшафта. Следует, однако, подчеркнуть, что в перигляциальных отложениях имеется много геохимических барьеров для его осаждения

(окислительных, карбонатных и др.). Отмечены относительно высокие содержания марганца (до 0,1%) в нижних слоях перигляциальных покровных образований, заполнивших ложбины стока, который связывается с переотложенным тонкозернистым делювиальным материалом, образовавшимся в процессе интенсивного выветривания. Как нами отмечено выше, в погребенных почвах также много марганцевых новообразований.

Немаловажное значение имеет изучение радиоактивности. Полученные данные указывают на различия величин радиоактивности гляциогенного материала ложа отрицательных форм, а также их заполняющего делювиального материала.

В зависимости от степени выветрелости и интенсивности окислительно-восстановительных процессов, протекающих в ландшафте, отмечается большая вариация естественной радиоактивности различных по возрасту и генезису пород, слагающих осадочный покров.

Выявленные геохимические закономерности подтверждают, что климатические условия, существовавшие в перигляциальной зоне, способствовали довольно интенсивному выветриванию первичного ледникового материала. Наряду с процессами выветривания протекали склоновые процессы, которые содействовали заполнению отрицательных форм рельефа. В результате этих процессов образовавшийся материал сплошным слоем покрыл всю Мядининкскую возвышенность и Эйшишкское плато, тем самым в очень значительной степени изменив характер первичного гляциогенного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, 1970.
2. Basalykas A. Lietuvos paviršiaus reļiefas. Lietuvos TSR fizinė geografija, i d., Vilnius, 1958.
3. Basalykas A. Lietuvos TSR fizinė geografija, II d., Vilnius, 1965.
4. Thibault C. ΔpH et paleosols dans le Quaternaire des Sudquest de la France. Note de M. Claude Thibault, présentée par M. Jean Piveteau, D. 266, Nr. 23, 1968.

С.А.Тихонов

СОВРЕМЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ) ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ БССР

Изучение процессов гипергенного преобразования пород имеет существенное значение для развития общей теории континентального и морского седиментогенеза. По современным представлениям, "гипергенные процессы объединяют в себе выветривание и почвообразование, биогенез, осадконакопление и другие явления, связанные с миграцией, перемещением и аккумуляцией химических элементов и их соединений" /2/. Располагаясь в верхней части зоны гипергенеза, почва вместе с тем не является каким-либо горизонтом коры выветривания, а представляет самостоятельное естественно-историческое образование. Отличительная особенность процессов, формирующих почвен-

ную оболочку литосферы, заключается в огромной роли живого органического вещества, участвующего в этих процессах. Подчеркивая значение органического вещества для обособления почв, А.Е.Ферсман /7/ выделял среди гипергенных процессов собственно педогенез как процесс материкового почвообразования. По К.И.Лукашеву /2/, биохимическое выветривание — специфический тип выветривания, протекающий при непосредственном участии организмов и продуктов их жизнедеятельности и ведущий к аккумуляции органических и органо-минеральных продуктов.

Положение почвы в зоне взаимодействия литосферы, гидросферы и биосферы обуславливает наибольшую напряженность и активность биохимических и геохимических процессов, находящих свое выражение в интенсивном преобразовании минеральных и органических веществ.

Формирование почв как важнейшего компонента ландшафтной оболочки существенно зависит от конкретных ландшафтно-геохимических условий. Поэтому всестороннее изучение процессов почвообразования, характера и направленности минеральных трансформаций в почвах необходимо проводить в педоэкологическом ряду — почвенных катенах, представляющих "такие общности сопряженных почв, которые в данной местности заполняют весь ряд элементарных ландшафтов" /6/. Согласно Б.Б.Полынову /4/, этот ряд включает автономный элювиальный, трансэлювиальный, супераквальный и аквадный геохимически сопряженные ландшафты.

В результате многолетних почвенно-генетических исследований /5,6/ установлено, что в пределах территории республики зональными являются автоморфные и полугидроморфные почвы элювиальных и трансэлювиальных ландшафтов. Эти почвы формируются главным образом под влиянием атмосферного увлажнения (атмосферное автохтонное и аллохтонное) и только часть полугидроморфных почв испытывает воздействия как аллохтонных атмосферных, так и грунтовых вод.

В данной работе приводятся результаты почвенно-минералогических исследований, которые на примере перигляциальных отложений территории БССР вскрывают некоторые закономерности геохимической эволюции вещества пород в условиях современного внутрипочвенного выветривания. Перигляциальные отложения, коррелятные собственно ледниковым и водно-ледниковым образованиям последнего поозерского (валдайского) оледенения, занимают значительные площади центральных и южных районов Белоруссии, где они выходят на дневную поверхность и являются почвообразующими породами. Согласно классификации генетических типов антропогенных отложений /1/, формация перигляциальной зоны представлена криогенными образованиями — криоаллювиальными, криогенными делювиально-пролювиальными, эоловыми и озерными отложениями, среди которых доминируют озерно-аллювиальные и эоловые (лессовидные и песчаные) типы осадков. Поскольку существенное влияние на характер внутрипочвенного выветривания оказывает состав и сложение породы, то для рассмотрения направленности минеральных трансформаций при почвообразовании привлекаются данные двух почвенных катен, формирующихся на сутлинистых (лессовидные сутлинки) и супесчаных (аллювиальные и эоловые)

отложениях. В связи с тем, что химический состав и поведение отдельных макро- и микроэлементов при почвообразовании в отдельных почвенно-генетических разновидностях были рассмотрены ранее /3/, основное внимание в работе уделено исследованию тонкодисперсных фракций перигляциальных пород и тем изменениям, которые они претерпевают в процессе почвообразования.

В табл. I сведены важнейшие диагностические признаки автоморфных и полугидроморфных почв, развивающихся на 2 типах перигляциальных осадков — суглинистых и супесчаных. В основу таблицы положены как общие зональные признаки, характеризующие тип почвообразования (выветривания) в целом, так и специфические особенности, свойственные тем или иным почвенным разновидностям. Последние обуславливаются положением почвенной разности в педоэкологическом ряду (катене) и зависят как от состава и сложения материнских пород, так и от конкретных ландшафтно-геохимических условий. В настоящее время большинство исследователей признают, что количественные показатели, получаемые при анализе какого-либо определенного разреза в данных условиях, в значительной мере являются величинами случайными и лишь в незначительной степени отражают те признаки, которые свойственны в высоком обобщении типу в целом. Более существенным при решении педогенетических вопросов, главным образом при диагностике, считается характер профильного распределения элементов почвенного скелета, плазмы, подвижных компонентов. В таблице показаны характерные профили наиболее информативных диагностических показателей — подвижных R_2O_3 , $CaO + MgO$, валовых форм SiO_2 , R_2O_3 , $CaO + MgO$ и илистых фракций почв.

Основные различия между автоморфными и полугидроморфными почвами заключаются в наличии или отсутствии параллелизма между распределением в профиле почв илистых фракций, с одной стороны, и подвижных и валовых форм R_2O_3 , оснований — с другой. Абсолютный параллелизм всех перечисленных компонентов свойствен только двум полярным по характеру педогенеза типам — бурым лесным и подзолистым почвам с иллювиально-гумусовым горизонтом. Во-первых, это аккумулятивный тип профильного распределения, а во-вторых, — четко выраженный элювиально-иллювиальный. Дерново-палево-подзолистые почвы занимают промежуточное положение, поскольку их формирование происходит под влиянием как буроземного, так и подзолистого типа почвообразования. В дерново-подзолистых заболочиваемых почвах, развивающихся на суглинистых (лессовидных) породах, несоответствие между линиями вертикального распределения ила, подвижных и валовых форм полутораокисей, оснований обусловлено специфическим водным режимом — преобладающе застойным. Продукты деструкции и биохимического разложения минералов не удаляются в нижние горизонты или за пределы почвенного профиля, а накапливаются в подзолисто-глеевых A_{2g} горизонтах. Причем отмечаемое здесь расширение молекулярного отношения Al_2O_3 к Fe_2O_3 (сумме $FeO + Fe_2O_3$), видимо, происходит как за счет миграции подвижного закисного Fe^{2+} с боковым почвенным стоком, так и путем сегрегации Fe в форме различного рода конкреций и стяжений. В ряду дерново-подзолистых временно избыточно увлаж-

няемых, глееватых и глеевых разновидностей заболоченных почв максимальная сегрегация железа отмечается в глееватых почвах. Экспериментальные исследования, проведенные на большом (более 300 разрезов) количестве почвенно-генетических разновидностей, автоморфных и полугидроморфных почв территории республики, показали следующее.

Основные диагностические

Тип выветривания		Кислый		
Категории ландшафтов		Автономный элювиальный		
Водное питание		Атмосферное автохтонное		
Водный режим		Периодически промывной		
Почвы		Аutomорфные		
Разновидности		Бурые лесные	Дерново-палево-	
Порода		Супеси и пески		
Степень дифференцированности профиля		Слабо дифференцирован	Слабо дифференцирован	
Кислотность		Кислая до нейтральной	Кислая и слабо кислая	
Насыщенность основаниями		50% и > 50%	20-40% и > 50%	
Профильное распределение	Подвижные	R_2O_3	Аккумулятивное	Аккумулятивное
		CaO + MgO	"	Элювиально-иллювиальное
	Валовые	SiO_2	Слабо аккумулятивное	Аккумулятивное
		R_2O_3	Аккумулятивное	"
		CaO + MgO	"	"
		Фракция < 0,001 мм	"	Аккумулятивное

В составе илистых фракций изученных почв выявлена качественно сходная ассоциация глинистых минералов. Основными компонентами, наследуемыми почвами от материнских пород, являются гидрослюды и каолинит. В виде примеси, обычно весьма незначительной, могут присутствовать хлоритовый, вермикулитовый и реже монтмориллонитовый компоненты (последний чаще всего

Таблица I

показатели автоморфных и полугидроморфных почв /5,6/

сипалитно-глинистый			
		Трансэлювиальный	
		Атмосферное автохтонное и аллохтонное	
		Промывной застойный	
		Полугидроморфные	
подзолистые	Подзолистые		Дерново-подзолистые заболоченные
	Палево-подзолистые	С иллювиально-гумусовым горизонтом	
Суглинки	Супеси и пески		Суглинки
Хорошо дифференцирован	Слабо дифференцирован	Резко дифференцирован	Хорошо дифференцирован
Слабо кислая до кислой	Кислая и слабо кислая	Сильно кислая и кислая	Кислые и слабо-кислые
30-50% и 60-75%	Ненасыщены	Ненасыщены	> 50%
Аккумулятивное	Слабая аккумуляция	Резко элювиально-иллювиальное	Аккумуляция Al_2O_3 ; Fe_2O_3 -конкреции
Элювиально-иллювиальное	Элювиально-иллювиальное	То же	Слабое элювирование или аккумуляция
Аккумулятивное	Аккумуляция	"	Недифференцирован
Элювиально-иллювиальное	---	"	Слабо дифференцирован
Аккумулятивный	Элювирование	"	---
Элювиально-иллювиальный	Усложненно аккумулятивный	"	Элювирование

в горизонтах древнего отлеения или в карбонатных породах). Эти минералы, хотя и вторичные по отношению к основным глинистым минералам породы, однако не представляют собой продукта почвенных процессов. Их появление отражает геохимическую специфику формирования и постседиментационного преобразования материнских пород.

Рентгенодифрактометрический анализ тонкодисперсных фракций показал единое для всех изученных почвенно-генетических разновидностей территории республики направление преобразования унаследованных глинистых минералов — трансформацию слюдopodobных 2:1 пакетов в модификации с более низким зарядом. Иными словами, определяющим зональным процессом изменения минералогического состава илистого материала при выветривании и почвообразовании в наших условиях является лабилизация (вермикулитизация) слюдяных компонентов, наследуемых от материнских пород. Рентгенграфически указанные преобразования находят свое отражение в изменении облика рентгенодифрактограмм — появлении (либо существенном усилении) в почвенных горизонтах отражения $I4 \text{ \AA}$, природа которого носит сложный характер. Не вдаваясь в подробности диагностики, отметим лишь преобладание в фазе $I4 \text{ \AA}$ минерала с лабильной решеткой типа 2:1 (вермикулита или монтмориллонита).

Интегральная интенсивность отражения в области $I4 \text{ \AA}$ обычно существенно усиливается в почвенном профиле по сравнению с породой. Причем параллельно росту пика $I4 \text{ \AA}$ в подавляющем большинстве случаев наблюдается снижение интенсивности рефлекса 10 \AA (гидрослюдистый компонент). Интенсивности этих двух рефлексов связаны высокой обратной корреляцией, что дает основание считать их взаимосвязь генетической, а компонент $I4 \text{ \AA}$ почвенного ила новообразованным. К почвенным новообразованиям могут быть также отнесены смешанослойные минералы, представляющие либо продукт стадияльного изменения в ряду слюда — вермикулит (монтмориллонит), либо результат стабилизации (хлоритизации) лабильной 2:1 решетки жесткой бруситовой или гидраргиллитовой связкой. Наиболее часто в почвенном иле изученных почв встречаются хлорит-вермикулитовые, вермикулит-гидрослюдистые и некоторые другие смешанослойные минералы. Вообще же для почв автоморфного ряда, особенно для разновидностей легкого механического состава, характерна хлоритизация лабильного (вермикулитового) компонента, усиливающаяся в верхних частях почвенного профиля и идущая параллельно с вермикулитизацией слюдистого компонента.

Положение почвенной разности в педоэкологическом ряду, механический состав породы и особенности водного режима, обуславливающие своеобразное перераспределение минеральных компонентов внутри почвенной толщи, накладывают заметный отпечаток на общий зональный характер минеральных трансформаций. Поэтому в рассматриваемых почвенно-генетических разностях можно выделить ряд специфических черт, проявляющихся в количественных соотношениях минералов почвенного ила и их профильном распределении.

Автоморфные почвы (бурые лесные и дерново-палево-подзолистые). Для бу-

рых лесных почв, сформированных на перигляциальных отложениях, характерно прогрессивное накопление частичек менее 0,001 мм вверх по профилю (аккумулятивный тип профиля илистого материала). Прирост тонкодисперсных частичек, несомненно, связан с новообразованием глинистых минералов, однако не путем синтеза, а главным образом за счет деструкции и преобразования первичных минералов. Синтез глинистых минералов здесь затруднен вследствие вовлечения в биологический круговорот таких элементов, освобождающихся при разложении кластогенных минералов, как Ca, Mg, K, Fe и др.

Процессы выветривания, а следовательно, преобразования субстрата породы в бурых лесных почвах протекают более интенсивно, чем в дерново-палево-подзолистых на тех же супесчаных породах. Об этом вполне определенно свидетельствуют величины так называемого коэффициента выветривания (по Робинсону), отражающего соотношение содержания глинозема в илистой фракции и почве (табл.2).

Таблица 2
Значение коэффициента выветривания (K_R)

Горизонт	Бурые лесные			Дерново-палево-подзолистые		
	от	до	среднее	от	до	среднее
A ₁ A _п	5,2	9,1	6,6	3,4	5,0	4,2
A ₂ (A ₁ B ₁)	5,5	10,0	7,1	3,7	7,7	4,8
B	5,9	7,7	6,6	2,5	3,0	2,6
C	5,5	11,1	7,0	2,7	4,8	3,3

В бурых лесных почвах усредненные значения этого коэффициента в 1,5-2,0 раза выше, чем в дерново-палево-подзолистых. Следовательно, новообразование слоистых силикатов в этих почвах происходит более интенсивно, чем в палевых.

Рентгенодифрактограммы верхних горизонтов бурых почв (рис.1) характеризуются высокой и постепенно усиливающейся интенсивностью I4-I5 Å рефлексов с асимметричным спадом кривой в области больших углов 2θ, т.е. к пику 10 Å, постоянным присутствием жесткой хлоритоподобной фазы, фиксируемой в интервале 11-14 Å (после прокаливания объекта при 550°C). Связано это со специфической особенностью бурых почв накапливать несиликатные R₂O₃ в верхних частях профиля, где они "засоряют" вакантные после удаления K⁺ межслоевые лабильные промежутки, препятствуя их разбуханию.

Как уже отмечалось, дерново-палево-подзолистые почвы в генетическом плане занимают педоэкологические позиции, промежуточные между почвами бурыми лесными и подзолистыми с иллювиально-гумусовыми горизонтами. Поэтому вполне понятным становится двойственный характер их состава и свойств.

Дерново-палево-подзолистые почвы имеют много общих черт с бурыми лес-

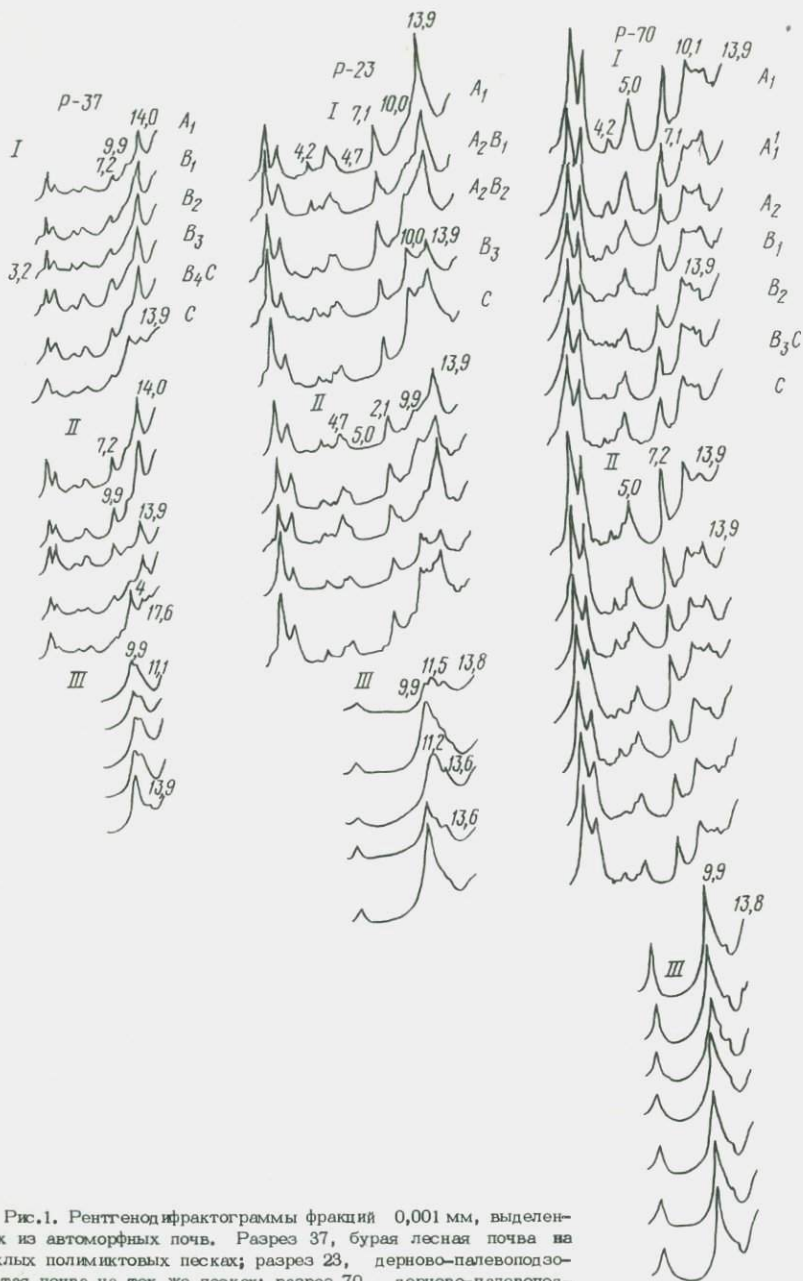


Рис.1. Рентгенодифрактограммы фракций 0,001 мм, выделенных из автоморфных почв. Разрез 37, бурая лесная почва на рыхлых полимиктовых песках; разрез 23, дерново-палевоподзолистая почва на тех же песках; разрез 70, дерново-палевоподзолистая почва на лессовидных суглинках: I — Mg — насыщенный образец, предварительно обработанный по Миру и Джексону; II — образец тот же, сольватированный этиленгликолем; III — образец тот же, прокален 550°C

ными. Особенно это относится к почвам на песчаных породах. Так, кривые распределения илистых фракций носят примерно тот же характер, что и в бурых лесных. Однако более высокая степень увлажнения нередко обуславливает усложнение аккумулятивного облика этих кривых за счет появляющегося внутривертикального перераспределения илистых частиц.

Примерно такое же, как в бурых лесных почвах, профилное распределение глинистых минералов, т.е. параллельно с ростом содержания вермикулита отмечается накопление в почвенных горизонтах хлоритового компонента, образующегося, по-видимому, за счет внедрения в лабильные межслоевые промежутки полутораокисей. Процесс организации межслоевого Al^{+} в гидрагиллитовые прослой усиливается частой сменой водно-воздушного и температурного режимов почв, ее физико-химического состояния. Однако несколько более высокое увлажнение приводит к миграции части K_2O_3 так, что явления стабилизации (хлоритизации) разбухающих пакетов здесь в целом меньше, а соотношение лабильного (новообразованного) и унаследованного компонентов шире, чем в бурых лесных почвах (табл. 3).

Таблица 3

Отношения важнейших глинистых минералов в осветленных горизонтах почв

Отношение	Бурные лесные почвы			Дерново-палево-подзолистые почвы		
	от	до	среднее	от	до	среднее
<u>Вермикулит</u>	0,29	0,32	0,31	0,32	1,26	0,69
<u>Гидрослюда</u>						
<u>Вермикулит</u> <u>Каолинит</u>	0,65	1,71	1,03	1,71	2,76	2,01
<u>Гидрослюда</u> <u>Каолинит</u>	2,24	5,39	3,34	2,7	5,39	3,54

Это отношение еще более возрастает в почвах с ярко выраженным промывным режимом — подзолистых с иллювиально-гумусовым горизонтом (табл. 4).

Основной особенностью дерново-палево-подзолистых почв, развивающихся на легкосуглинистых породах, является четкая дифференциация профиля. Кривая распределения илистых фракций имеет элювиально-иллювиальный облик, причем более чем с 3-кратным перепадом содержания частичек менее 0,001 мм в палево-подзолистом и иллювиальном горизонтах. Такой характер профиля илистого материала в подобных почвах весьма специфичен. Так же дифференцированы по профилю почвы и глинистые минералы. Проявляется тенденция к элювиально-иллювиальному перераспределению компонентов почвенного ила. Однако в отличие от типично подзолистых почв не наблюдается максимума стабилизации слюдяных 2:1 пакетов в горизонтах A_2 , что можно связать с флоритизацией части расширяющихся межслоевых промежутков либо с выносом наиболее дисперсной лабильной части ила (процессы лессиважа).

В почвах, развивающихся на двучленных породах, особенно характерных для криогенных делювиально-пролювиальных осадков, распределение глинистых

минералов отражает неоднородность строения и состава материнских пород. Верхняя, более легкая по механическому составу часть почвы в целом обогащается вермикулитом и каолинитом. Причем в ее пределах отчетливо проступает общая для автоморфных почв Белоруссии тенденция к усилению в вертикальном восходящем направлении I4 A рефлекса (вермикулита). Контакт-но осветленный горизонт этих почв характеризуется невысоким содержанием

Таблица 4
Отношения новообразованных (лабильных) минералов
к слюде в подзолистых почвах

Горизонт	Палево-подзолистые почвы	Подзолистые с илльциально-гумусовым горизонтом	
		глеватые	глеевые
A _I	1,33	-	2,0
A _{2г}	2,17	6,05	2,45
B	1,63	2,03	1,13
C	0,36	0,44	0,28

вермикулита при повышенном количестве каолинита. Периодически застойный характер водного режима, возникающий на контакте с подстилающей более плотной породой, не способствует вермикулитизации. Минеральные компоненты, высвободившиеся в результате преобразования неустойчивых минералов в период разгрузки контактного горизонта, выносятся с боковым или нисходящим током либо с капиллярным подъемом почвенных растворов (суспензий). В результате может происходить относительное обогащение этого горизонта более устойчивыми минералами — кварцем, каолинитом и т.д.

Таким образом, в почвах автоморфного ряда довольно отчетливо обнаруживается сопряженность профилей илистого материала и их глинистых минералов.

Основная направленность геохимической эволюции вещества материнских пород в условиях автоморфного почвообразования и ее специфика в зависимости от состава материнской породы проявляется в следующем.

Общим характером изменения материнских пород при почвообразовании является потеря абиогенных химических элементов, высвобождающихся при разрушении кластогенных минералов. Эта тенденция усиливается по мере нарастания увлажнения в ряду от бурых лесных почв к палево-подзолистым. Почвенные профили накапливают устойчивые к выветриванию минералы — кварц, калиевые полевые шпаты, каолинит и т.д. Отсутствие интенсивного промывного режима способствует удерживанию в осветленных (палевых) горизонтах не только кремнезема, титана, но и полутораокисей железа и алюминия. Последние закрепляются в почве как в виде коллоидных пленок на поверхности обломочных зерен минералов, так и кристаллохимически — внедряются в лабильные 2:1 пакеты вермикулитизированных участков гидрослюд, образуя жесткую хлоритоподобную связку.

Процесс разрушения глинистых минералов в условиях автоморфного почвенного выветривания территории республики ограничен. Важнейшие изменения илистого материала почв связаны с кристаллохимической трансформацией слюдистого минерала в направлении понижения суммарного заряда решетки, но с сохранением основного мотива кристаллической структуры — пакета с соотношением тетраэдрических и октаэдрических слоев как 2:1. В условиях интенсивного выветривания, при отсутствии полного удаления за пределы горизонта высвободившихся полутораоксицей происходит трансформация слюдopodobного 2:1 пакета не только в вермикулитовый, но и в хлоритоподобный 2:2, т.е. в направлении роста суммарного заряда решетки. Однако энергетическая сторона этого процесса остается не совсем ясной. Можно полагать, что процесс хлоритизации в определенной мере стимулируется энергетикой жизнедеятельности почвенных микроорганизмов, которая в этих почвах наиболее активна. Это в какой-то мере косвенно подтверждается и усилением процесса хлоритизации в верхних частях почвенного профиля.

Имеются и определенные отличия в геохимической эволюции субстрата пород при автоморфном почвообразовании, зависящие от их исходного состава и строения.

Так, почвообразование на породах легкого механического состава приводит к разрушению и механической диспергации неустойчивых в условиях гумидной зоны минералов к общему утяжелению механического состава породы, прогрессивно возрастающему в горизонтах интенсивного биохимического выветривания, т.е. в верхней части профиля почвы. Этому, в частности, способствует благоприятный водно-воздушный режим, активизирующий течение биохимических и микробиологических процессов. Накопление почвой глинистых минералов происходит главным образом за счет диспергации с параллельными кристаллохимическими трансформациями кластогенных чешуек слюд. Видимо, возможен и частично имеет место также неосинтез глинистых минералов по некоторым из неустойчивых первичных минералов — полевым шпатам (плагиоклазам), амфиболам, пироксенам и т.д.

Однако прямых доказательств синтеза глинистых минералов за счет кристаллохимической перестройки структур отличного типа для наших условий пока нет. Из вторичных минералов вполне доказанным считается только неосинтез кристаллических минералов полутораоксицей железа и алюминия, окисных минералов марганца, фитолитарий, опала и т.д.

Ряд гидрофильных тонкодисперсных минералов мобилизуется просачивающимися атмосферными водами и мигрирует в нижележащие горизонты (явления типа лессиважа).

Геохимическая эволюция суглинистых и глинистых пород в условиях автоморфного почвообразования связана с прогрессирующим облегчением механического состава верхних частей почвенного профиля, обусловленного потерей (или внутрипрофильным элювиально-иллювиальным перераспределением) глинистых минералов. Видимо, здесь имеет место (преобладает) процесс диспергации не только первичных, но и самих глинистых минералов, сопровождающийся явлениями гидратации, гидролиза, кристаллохимических трансфор-

маций. Высокодисперсная суспензия гидрофильных компонентов, мобилизованная почвенными водами, мигрирует в нижележащие горизонты либо теряется с боковым внутрипочвенным стоком. Относительное накопление в почве устойчивых минералов — кварца, каолинита и т.д. — происходит как за счет разрушения первичных, так и за счет диспергации и выноса глинистых (вермикулита, монтмориллонита) минералов. В этих почвах нередко отмечается уменьшение количества валового SiO_2 в верхних элювиальных горизонтах, особенно отчетливо видимое в пересчете данных химического анализа на обезлиненную навеску. Объясняется это тем, что в суглинистых и глинистых породах доля SiO_2 , связанного каркасной структурой кварца, значительно меньшая, чем в породах легкого механического состава. Поэтому потеря глинистых минералов — алюмосиликатов хотя и приводит к относительной концентрации кварца, вместе с тем обедняет валовой состав элювиальных горизонтов не только окислами Mg, Ca, Fe, Al, но и кремнеземом. Эта тенденция усиливается в направлении от почв легкого суглинистого к почвам более тяжелого механического состава.

Полугидроморфные почвы (подзолистые и дерново-подзолистые заболочиваемые). Характерной особенностью полугидроморфных почв является резкая смена периодов переувлажнения и иссушения, анаэробных и аэробных условий. Образующиеся в период застоя почвенных вод активные органические соединения и продукты анаэробного брожения (метан, сероводород, водород и др.) интенсивно воздействуют на субстрат материнской породы, вызывая разложение, трансформацию и новообразования различных почвенных минералов. При обязательном избыточном увлажнении формирование подзолистых и дерново-подзолистых почв обуславливается различием в сложении и механическом составе материнских пород и происходит в педогеохимических условиях трансэлювиальных ландшафтов.

Для развития подзолистого процесса необходима хорошая водопроницаемость материнских пород, определяющая нисходящий ток влаги и промывной водный режим. Разрушение субстрата породы происходит под действием кислых органических веществ гуматной природы и сопровождается перемещением продуктов разрушения в нижние части профиля и закреплением их там с образованием горизонтов вмывания — иллювиальных. По степени проявления подзолообразования выделяются палево-подзолистые (скрытоподзолистые) с начальной стадией проявления процесса и подзолистые с иллювиально-гумусовым горизонтом, которые в свою очередь подразделяются на временно избыточно увлажненные, глееватые и глеевые.

Палево-подзолистые почвы характеризуются усложненно-аккумулятивным обликом кривых распределения почвенного ила, где на фоне общего прогрессивного накопления фракций менее 0,001 мм уже заметно элювиально-иллювиальное перераспределение этих частичек в верхних частях профиля, хотя в целом профили этих почв еще морфологически слабо дифференцированы. Глубокое (глубже 2 м) стояние уровня грунтовых вод не способствует удержанию продуктов разрушения и формирования обособленного иллювиального горизонта.

характерной особенностью профильного распределения глинистых минералов палево-подзолистой почвы (рис. 2) в отличие от дерново-палево-подзолистых почв, сформированных на тех же песчаных породах, является уже заметно большая концентрация в палево-подзолистом горизонте лабильного 2:1 компонента. Отношение новообразованного (лабильного) компонента к унаследованному гидрослюдистому в горизонте A_{2E} здесь составляет 2,17 (табл. 4) против 0,69 в дерново-палево-подзолистых почвах (см. табл. 3).

Процессы иллювирирования дисперсных минеральных компонентов, глинисто-железисто-гумусовых органо-минеральных комплексов носят ограниченный характер, хотя степень дифференциации палево-подзолистых почв по глини минералам более отчетливая, чем в дерново-палево-подзолистых супесчаных почвах. Стабилизация (хлоритизация) лабильных 2:1 компонентов в этих почвах еще присутствует, но в весьма ограниченных масштабах.

Подзолистые с иллювиально-гумусовым горизонтом почвы развиваются в пониженных элементах рельефа при избыточном увлажнении и неглубоком (менее 1,5 м) стоянии уровня грунтовых вод. Капиллярная кайма над грунтовыми водами является своеобразным геохимическим барьером, который способствует аккумуляции продуктов элювирования. Эти почвы отличаются высокой кислотностью, низкой степенью насыщенности основаниями, большими количествами подвижного (по Соколову) алюминия, элювиально-иллювиальным распределением илистого материала, гумуса, полутораскисей Fe и Al, оснований. Своеобразно и профильное распределение глинистых минералов (рис. 2).

Наличие периодически промывного режима, кислый характер органики способствуют наряду с глееобразованием развитию подзолообразовательного процесса, наиболее интенсивно протекающего в горизонте A_{2E} . Из этого горизонта нисходящим током атмосферных вод в период разгрузки почвенного профиля удаляются продукты деструкции крупнодисперсных минералов. Илистая фракция также претерпевает здесь существенные изменения. Наблюдается максимальная для данного профиля лабилизация слюдистого компонента, доходящая до почти полной трансформации его в минерал с решеткой расширяющегося типа — монтмориллонит.

На рентгенодифрактограммах подзолистые горизонты дерново-подзолистых глеевых почв с иллювиально-гумусовым горизонтом четко выделяются высокой интенсивностью 14–15 Å рефлексов, нередким их смещением при сольватации этиленгликолем в области меньших углов (до 17–18 Å), отсутствием хлоритоподобного компонента (рис. 2).

Отношения новообразованного (лабильного) компонента к гидрослуде, так называемый коэффициент лабилизации K_1 , в этих почвах самые высокие (табл. 4). Наблюдается отчетливый рост величины этого коэффициента по мере нарастания степени увлажнения и увеличение в том же направлении дифференциации почвенного профиля по данному признаку. Несколько меньшие значения K_1 в A_{2E} горизонте подзолисто-глеевой почвы не связаны со снижением меры лабилизации. Наоборот, данные рентгенодифрактометрического анализа (рис. 2) показывают более высокую степень трансформации слюдистого компонента, его монтмориллонитизацию, т.е. образование по слюдисто-

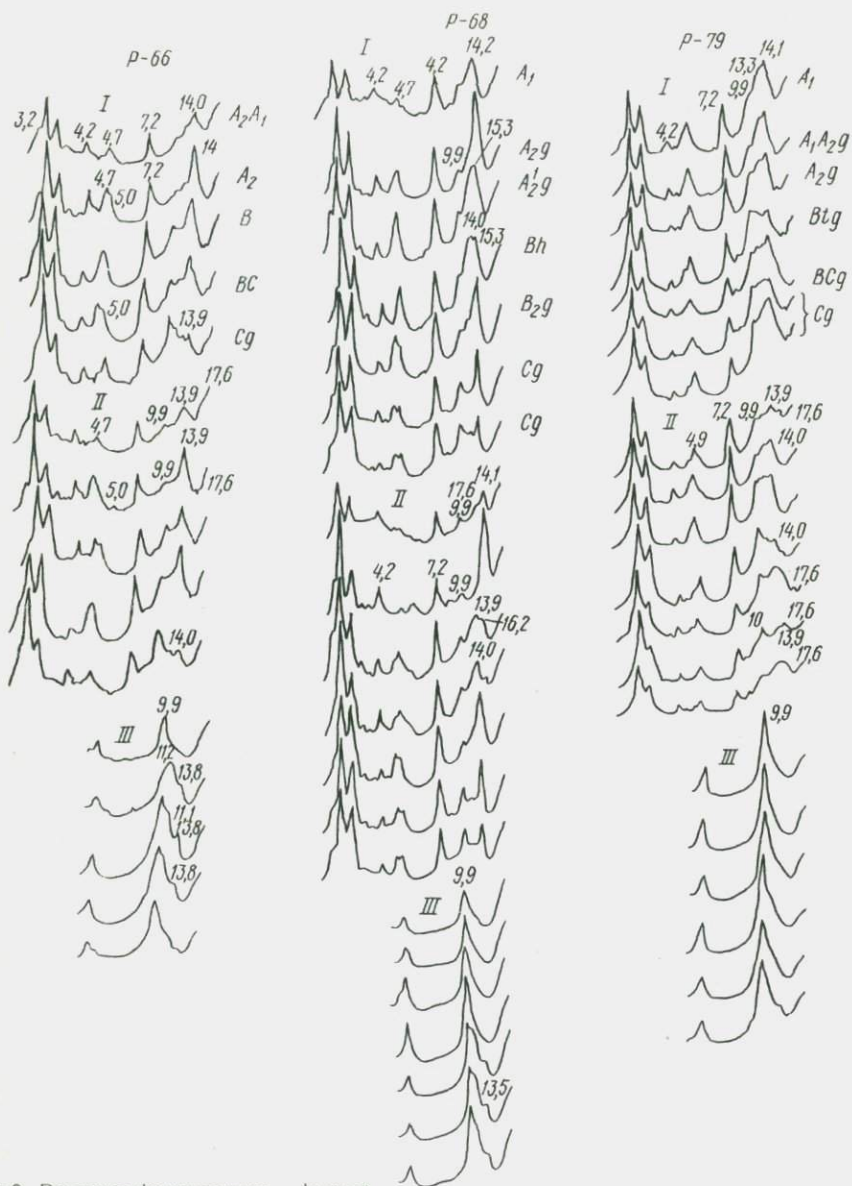


Рис.2. Рентгенодифрактограммы фракций 0,001 мм, выделенных из полугидроморфных почв. Разрез 66, палевая оподзоленная на рыхлых песках; разрез 68, дерново-подзолисто-глееватая на тех же песках; разрез 79, дерново-подзолисто-глеевая на лессовидных сугликах: I—III — то же, что и на рис.1

му 2:1 пакету более низкорядной по сравнению с вермикулитом модификации — монтмориллонитового пакета.

Дерново-подзолистые заболоченные почвы по принятой в Белоруссии классификации подразделяются на три группы — временно избыточно увлажняемые (слабо глееватые), глееватые и глеевые. Выделение этих групп основано на различной степени участия в их формировании болотного процесса. Благодаря утяжеленному механическому составу (лессовидные суглинки) промывной режим в подобных почвах, переувлажненных атмосферными автохтонными и аллохтонными водами, устанавливается сравнительно редко.

Кривые профильного распределения илистого материала четко фиксируют наличие элювиального горизонта при слабо выраженном (или отсутствии) иллювиальном.

В минералогическом составе тонкодисперсных фракций этих почв присутствуют каолинит — гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов, к которой в меняющихся соотношениях добавляется лабильный 2:1 компонент (рис.2). По всему профилю отмечаются в небольших количествах нерегулярные смешанослойные образования, главным образом слюдисто-вермикулитового типа, тонкораздробленный кварц и рентгеноаморфные вещества. Лабильзация слюдистого компонента существенно возрастает вверх по разрезу, однако без резко выраженного максимума в подзолисто-глеевом горизонте $A_{2\frac{3}{5}}$. Следует отметить, что глинистые минералы в профиле дерново-подзолистых заболоченных почв отличаются более высокой мерой вторичных изменений по сравнению с глинистыми минералами дерново-палево-подзолистых почв (рис.2). Характерной особенностью этих почв, отграничивающих их от сформированных на тех же породах автоморфных, является также почти полное отсутствие хлоритовых компонентов. Невыраженность иллювиального по тонкодисперсным минералам горизонта свидетельствует о весьма слабом проявлении вертикальной нисходящей миграции продуктов деструкции и преобразовании почвенных минералов.

Во время подсыхания почвы разгрузка горизонта $A_{2\frac{3}{5}}$ происходит либо путем бокового внутрипочвенного стока, либо капиллярным подъемом суспензий к дневной поверхности.

Таким образом, проведенные исследования показали, что процессы заболачивания существенно влияют на минералогический состав почв. Характер этих изменений свидетельствует о более высокой интенсивности минеральных трансформаций в почвах песчаного ряда по сравнению с почвами тяжелого механического состава. Эта особенность, видимо, вытекает из различия в гидродинамическом режиме тех и других почв — преобладающе застойном в почвах тяжелого механического состава и длительно избыточно переувлажненном, но с возможностью циркуляций и перемещения аллохтонных, а в отдельных позициях и гидрохимического их смешивания с водами грунтовыми. Поэтому иногда при заболачивании песчаных почв почвенные воды оказываются химически более агрессивными. Если же песчаные почвы попадают в головья, когда полное их насыщение влагой сменяется хотя бы кратковременным промывным режимом, то происходит своего рода "очистление" илистой фракции

осветленного A_{2g} горизонта от продуктов деструкции минералов (аморфные SiO_2 , P_2O_5 , органо-минеральные соединения), рентгенодифрактометрические кривые приобретают четкий облик с ясными симметричными очертаниями рефлексов. Сильная лабилизация гидрослюд, отсутствие хлоритоподобных компонентов в глееподзолистых горизонтах при элювиально-иллювиальном перераспределении илистого материала — вот характерные черты дерново-подзолисто-глеевых (глееватых, временно избыточно увлажняемых) почв с иллювиально-гумусовым горизонтом. Эти особенности могут служить уверенным диагностическим критерием подобных почв.

Засоленным почвам тяжелого механического состава свойственны:

1. Сходная ассоциация унаследованных и новообразованных минералов.
2. Одинаковое профилное распределение глинистых и кластогенных минералов — обеднение осветленных A_{2g} горизонтов неустойчивыми (слюды, хлориты, роговые обманки, эпидот и др.) при выветривании в гумидной зоне минералами.

3. Невысокое содержание лабильного 2:1 компонента (вермикулита) и почти полное отсутствие хлорита в осветленных горизонтах, что может служить весьма существенным признаком их отличия от типичных дерново-палево-подзолистых почв. В этих почвах повышенная степень лабилизации слюдистого компонента обычно приходится на оподзоленные горизонты и сопровождается постоянной хлоритизацией лабильных 2:1 пакетов. Такое различие, видимо, связано с особенностями гидротермического и физико-химического режимов формирования этих почв.

4. Отсутствие (или слабая выраженность) процессов иллювиования продуктов разложения и диспергации почвенных минералов. Характер материнской породы, положение в рельефе, климатические особенности территории обуславливают периодический застой почвенных вод, которые во время разгрузки почвы (ее иссушения) перемещаются по порам и капиллярам к дневной поверхности. В отдельных условиях внутрипочвенного микро рельефа может происходить боковой отток этих продуктов (химических элементов).

5. При отсутствии выноса полутораокисей MgO в принципе создаются условия для внедрения их в межслоевые промежутки лабильных 2:1 пакетов и стабилизации (хлоритизации) последних. Однако в большинстве случаев такого явления не наблюдается или оно носит весьма ограниченный характер. Видимо, одной из причин, препятствующих хлоритизации вермикулитового компонента, может быть внутрипочвенная сегрегация химических элементов, высвободившихся при разрушении минералов. Важно также, что происходящая в условиях длительного переувлажнения трансформация гуминовых кислот в фульвокислоты, возрастающее содержание аминокислот, полифенолов, низкомолекулярных органических соединений кислотной природы, т.е. химически активных соединений, ускоряющих превращение и разрушение почвенных минералов, приводит к образованию металлорганических комплексов железа и алюминия. Последние мобилизуются почвенным раствором и в определенной мере теряют способность к внедрению в межслоевые промежутки лабильных минералов.

Механический состав материнских пород существенно сказывается на интенсивности и направленности минеральных трансформаций, протекающих в почвах при их заболачивании.

Как уже отмечалось, в почвах легкого механического состава по мере нарастания переувлажнения происходит рост содержания лабильного 2:1 компонента (вермикулита или монтмориллонита), образующегося за счет диспергации, гидратации и кристаллохимических изменений слоистых минералов. Увеличивается также относительное количество окиси алюминия в илстом материале почв. Эти тенденции весьма отчетливо видны из табл. 5, в которой приведены данные расчетов коэффициента лабилизации K_L (отношение лабильного 2:1 компонента вермикулита или монтмориллонита к слюде) и коэффициента выветривания K_R (отношение содержания окиси Al в иле к его количеству в почве в целом).

Таблица 5

Значения коэффициентов лабилизации (K_L) и выветривания (K_R) в осветленных A_{2E} горизонтах полугидроморфных почв

Степень увлажнения почв	Подзолистые		Дерново-подзолистые заболоченные	
	K_L	K_R	K_L	K_R
Временно избыточно увлажняемая	2,17	8,5	0,18	3,62
Глееватая	6,05	10,7	0,30	2,72
Глеевая	2,45	38,2	0,17	1,87

В почвах тяжелого механического состава при возрастании степени заболачивания наблюдается обратная картина – снижение величины коэффициента выветривания и некоторое уменьшение лабилизации слоистого компонента.

Трансформационные преобразования кристаллохимической решетки слюды в значительной мере зависят от характера внутреннего дренажа почв. Чем хуже дренаж, тем меньше степень лабилизации (вермикулитизации) слоистых 2:1 пакетов /8/.

В отношении разнонаправленного поведения алюминия в почвах легкого и тяжелого механического состава можно сказать следующее. Геохимически эти явления могут быть объяснены миграционной способностью алюминия. Известно, что алюминий относится к слабым мигрантам /4/. Заболачивание усиливает процессы выветривания, а следовательно, разрушение и преобразование неустойчивых минералов почв. При кислотном разложении алюмосиликатов происходит высвобождение различных химических компонентов кристаллических структур, в том числе и Al. Эти элементы обладают различной миграционной способностью.

При наличии хотя бы кратковременных условий для разгрузки почвенного профиля, как это имеет место в заболоченных почвах легкого механического состава, подвижные элементы будут выноситься, а элементы со слабой мигра-

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология антропогена Белоруссии, Минск, "Наука и техника", 1973.
2. Лукашев К.И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.
3. Лукашев К.И., Петухова Н.Н. Химические элементы в почвах. Минск, "Наука и техника", 1970.
4. Полянов Б.Б. Учение о ландшафтах. Избр. тр. М., Изд-во АН СССР, 1956.
5. Почвы БССР. Минск, "Ураджай", 1974.
6. Романова Т.А. Почвенные катены Белоруссии. Почвоведение, №11, 1974.
7. Ферсман А.Е. Геохимия России. Избр. тр., т.2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
8. Mc Leese D.M., Mitchell W.A. Studies on the basaltic soils of Northern Ireland. *J. Soil Sci.*, v. 9, 1958, N 1.

И.А.Добровольская, Л.Л.Шкодина,
Я.И.Аношко

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТОВ ЛЕДНИКОВЫХ,
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ И МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ

Карбонатные минералы — основная часть вещественного состава ряда генетических типов четвертичных образований. Поэтому изучение карбонатов представляет большой научный интерес. Научный — с точки зрения генетической и возрастной корреляции отложений, с точки зрения познания эпигенетических процессов преобразования вещества и т.д. Практическое значение приобретает изучение карбонатов при исследовании инженерно-геологических свойств грунтов, при определении ценности ряда генетических типов четвертичных образований как сырья для производства кирпича, цемента и других строительных материалов, а также при использовании карбонатных пород для известкования почв.

В данном сообщении дается характеристика вещественного состава карбонатов в различных отложениях. Основное внимание уделяется перигляциальному типу осадков — лессовым породам.

Ледниковые образования на территории Белоруссии представлены различными генетическими типами отложений, среди которых преобладают морены. Наряду с кварцем и полевыми шпатами карбонаты являются их главными породообразующими минералами. В собственно ледниковых отложениях — моренах карбонатные минералы представлены главным образом кальцитом — CaCO_3 и доломитом — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, реже и в небольших количествах встречается сидерит — FeCO_3 . Соотношение доломита и кальцита в составе карбонатов подчинено пространственной дифференциации: в северных районах БССР преобладает доломит, удельный вес которого снижается в центральных и южных рай-

онах. Это находит свое объяснение в разной природе местного материала, с которым происходило смешивание фенноскандского материала при движении ледника. В пределах Белоруссии карбонаты неравномерно распределены и с запада на восток, что в большинстве случаев также связано с характером подстилающих пород (к примеру, содержание карбонатов в моренах Новогрудской возвышенности и вообще в бассейне Немана). Основная масса карбонатного материала в моренах терригенна и лишь небольшая часть связана с процессами гипергенного преобразования вещества.

Изучением карбонатов в моренах на территории Белоруссии занимались К.И. Лукашев, С.Д. Астапова /9/, В.К. Лукашев /7/, А.В. Матвеев /15/, А.И. Коптев /4/, Э.А. Левков, Э.Д. Мишагова /6/ и др.

К.И. Лукашев и С.Д. Астапова /9/ указывают, что источником карбонатного накопления в моренах Белоруссии послужили меловые и девонские карбонатные породы, подстилающие антропогенные образования в пределах республики и севернее, а также карбонатные отложения ордовика и силура, выходящие на антропогенную поверхность на северо-западе Русской платформы. Карбонатность морен не остается постоянной в процессе их гипергенного преобразования, особенно морен, находящихся в поверхностном залегании. Это свидетельствует о большой мобильности карбонатов в послеледниковое время. Указанные авторы выделяют в моренах на территории Белоруссии два района, отличающихся общей карбонатностью пород. Более карбонатные морены западных районов и менее — восточных.

А.И. Коптевым /4/ выделено 4 района, отличающихся по содержанию и соотношению карбонатных минералов в покровной морене: северо-запад, северо-восток, центральная часть и юг. Изменения карбонатности ледниковых отложений по стратиграфическому разрезу и в пределах одного стратиграфического горизонта объясняются прежде всего неравномерностью распределения карбонатных пород в областях питания, малой устойчивостью карбонатных минералов к воздействию агентов выветривания и явлениями новообразования (табл. I).

Несмотря на наличие целого ряда серьезных исследований ледниковых образований Белоруссии, особенности распределения карбонатов в них изучены недостаточно. Последующие исследования должны быть направлены на более детальное изучение геохимии карбонатов в моренных отложениях, являющихся исходным субстратом для образования других генетических типов, в частности лессовых пород. Лессы и лессовые породы служат объектом изучения многих исследователей /7, 8, 10, 11, 12, 19, 20/. Большинство ученых связывают накопление лессов с перигляциальной зоной, при этом вполне закономерно, что белорусские лессы карбонатны "как произошедшие за счет размытия карбонатных пород (морен)" /1/.

Вместе с тем необходимо отметить, что часть карбонатов явно постседиментационного происхождения (карбонатные конкреции, носящие название "дутиков", "журавчиков", "белоглазок" и пр.). В лессовых породах Белоруссии (район Оршанско-Могилевского плато, район г. Мозыря) из карбонатных минералов присутствует доломит и кальцит. Содержание доломита в породах Ор-

Таблица I

Содержание карбонатов в разновозрастных моренах
различных районов БССР, % *)

Возраст	Верховье р.Березины			Среднее течение р.Березины			Низовье р.Березины			Бассейн Днепра у г.п.Копысь		
	К	Д	Сумма	К	Д	Сумма	К	Д	Сумма	К	Д	Сумма
Ап ₃ ^I	6,7	3,4	10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ап ₂ ²	6,1	1,3	7,4	5,5	1,3	6,8	3,4	0,4	3,8	-	-	-
Ап ₂ ^I	4,7	1,0	5,7	5,8	3,4	9,2	5,3	2,1	7,4	8,1	2,2	10,3
Ап ₁ ²	4,8	0,3	5,1	4,3	3,5	7,8	5,2	1,4	6,6	7,8	2,0	9,8
Ап ₁ ^I	1,3	1,1	2,4	4,1	4,9	9,0	-	-	-	1,7	1,0	2,7

Возраст	Новогрудская возвышенность			Бассейн р. Неман		
	К	Д	Сумма	К	Д	Сумма
Ап ₃ ^I	-	-	-	-	-	-
Ап ₂ ²	10,4	14,0	24,4	7,0	4,2	11,2
Ап ₂ ^I	7,2	9,7	16,9	16,1	7,0	23,1
Ап ₁ ²	4,1	6,0	10,1	16,7	9,7	26,4
Ап ₁ ^I	-	-	-	-	-	-

*) Данные А.В.Матвеева, К.И.Лукашева, С.Д.Астаповой; К - кальцит, Д- доломит.

моренах северо-восточной и южной частях республики. Исследованиями Л.П.Шкодиной установлено следующее:

1. Основным карбонатным минералом лессовых пород Оршанско-Могилевского плато является доломит. В лессовых породах окрестностей Мозыря удельный вес кальцита и доломита одинаков.

3. Доломит в основном является терригенным. Исходя из фациальных условий лессообразования, можно ожидать отсутствие новообразованного доломита. Это объясняется не только приуроченностью данного минерала к крупным гранулометрическим фракциям, но и геохимической природой самого доломита.

Как следует из работы О.К.Янатьевой с соавторами /21/, Ю.П.Никольской, Г.И.Гордеевой /17/, наиболее оптимальными условиями образования доломита

Таблица 2

Содержание карбонатных минералов в лессовых породах БССР, %

Место отбора	Глубина залегания	Ca Mg (CO ₃) ₂	CaCO ₃	Ca Mg (CO ₃) ₂ /CaCO ₃
Мстиславль	2,47	6,54	3,90	1,68
	2,87	6,67	4,25	1,57
	3,24	6,86	4,38	1,56
	5,00	6,76	4,25	1,59
Сметанка Оршанского р-на Витебской обл.	3,00	4,98	3,08	1,62
	5,00	6,80	4,88	1,39
Кобеляки Оршанского р-на Витебской обл.	3,50	3,20	2,05	1,56
	5,00	3,20	2,05	1,56
Мозырь	0,65	2,38	2,54	0,94
	1,93	2,10	2,22	0,95
	2,36	2,15	2,46	0,87
	3,10	2,92	2,95	0,99
	3,50	3,15	3,08	1,02

пературным характеристикам к зоне современной тундры. Содержание углекислого газа в атмосфере плейстоцена почти совпадает с современным или чуть больше 23, т.е. величина порядка 0,3 объемных процента, что соответствует парциальному давлению CO₂ примерно в 0,001 атмосферы. Отношение активностей магния к активности кальция в водах, дренирующих лессовые породы, $\frac{a_{Mg^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}} = 1$. Таким образом, условия образования и существования лессовых пород характеризуются низкими температурами, малыми величинами парциального давления CO₂, незначительной концентрацией солей магния.

Есть еще один путь образования доломитов — это доломитизация исходного кальций-карбоната. Но этот процесс будет происходить лишь в том случае, когда отношение активностей магний-кальций в растворе будет превышать константу K_{dz} , определяемую условиями равновесия в системе CaCO₃ — MgCO₃ — H₂O ($K_{dz} = \frac{K_{dol}}{K_{cal}} = \frac{a_{Mg^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}} = \frac{2 \cdot 10^{-17}}{4,8 \cdot 10^{-9}} = 0,87$).

Нами была вычислена эта константа K_{dz} для вод из Оршанско-Могилевского и Мозырского районов распространения лессовых пород (табл. 3).

Приведенные значения K_{dz} теоретически подтверждают невозможность до-

ломитообразования в лессах на всем протяжении их существования. Весь доломит терригенный.

С карбонатом кальция дело обстоит несколько иначе. Несомненно, что наряду с терригенным и сингенетичным осадку кальцитом в изучаемых лессах присутствует какая-то часть кальцита постседиментационного аутигенного происхождения. Об этом свидетельствует наличие в толщах лессовых пород карбонатных новообразований, состоящих до 78% (47-78%) из CaCO_3 .

Таблица 3

Значения K_{dz} для природных вод из районов развития лессовых пород *)

Место отбора	$K_{dz} = \frac{a \text{ Mg}^{2+}}{a \text{ Ca}^{2+}}$
Озёры Толочинского р-на Витебской обл., ручей	0,50
Дубовно Витебской обл., источник	0,86
Горки Могилевской обл., р.Проня	0,44
Горки Могилевской обл., источник	0,66
Мстиславль Могилевской обл., колодец	0,46
Мозырь Гомельской обл., источник	0,33

*) Данные химического анализа природных вод взяты из работы /8/.

Теоретически карбонат кальция, предположительно кальцит, может образоваться из насыщенных растворов. В лессах возможно существование также таких кальций-карбонатов, как арагонит, дюблинит. Возникновение той или иной полиморфной разновидности CaCO_3 из насыщенных растворов, а также габитус или структура частиц карбонатного осадка будет зависеть в конечном итоге от скорости испарения, концентрации раствора, наличия центров кристаллизации и т.д. В процессе формирования карбонатно-кальциевых конкреций немалая роль отводится и биологическому фактору. Появление вторичного кальцита можно также ожидать в результате инконгруэнтного растворения доломита в процессе гипергенного выветривания. О.К.Янатьева экспериментально установила, что при 25°C и $P_{\text{CO}_2} \approx 0,0012$ атм соотношение кальция и магния в растворе, находящемся в равновесии с доломитом, составляет 2,6, т.е. магниевая составляющая уходит в раствор, а твердая фаза обогащается кальцитом /21/.

Говоря о преобразовании карбонатных минералов, их растворении, новообразовании, необходимо отметить разное отношение карбонатных минералов к действию уголекислоты и органических кислот. Соотношение величин растворимости отдельных карбонатных минералов в воде в гипергенных условиях

характеризуется величинами, приведенными в табл. 4.

Данные таблицы свидетельствуют о более активном растворении доломита. Действие органических кислот в этих же условиях обратное. Слабые растворы уксусной, лимонной и других кислот скорее растворяют кальцит, чем доломит /18/. Поэтому в случаях, когда лессовая толща затрагивается почвообразовательными процессами и почвенный раствор богат и углекислотой, и органическими кислотами, необходим учет этих двух факторов.

Авторы считают, что для наиболее объективной характеристики веществен-

Таблица 4

Растворимость карбонатных минералов в воде при

$$P_{CO_2} \approx 0,0012 \text{ атм и } t=25^\circ$$

Компонент	Кальцит	Доломит	Магнезит
I $M_2/HC0_3/2$	-	1,02	1,65
II $Ca/HC0_3/2$	0,85	0,40	-
I/II	-	2,61	-

ного состава карбонатов в лессовых породах необходимо использование комплекса методов: фазового химического, рентгеноструктурного и дифференциального термического.

Господствующими генетическими типами отложений, сформировавшимися в межледниковьях, включая современные условия, являются аллювиальные и озерные образования. Аллювиальные свиты мощностью до нескольких десятков метров нередко слагают целые межледниковые горизонты. Особенно значительные погребенные толщи аллювия приурочены к александрийскому и муравинскому межледниковьям. Толщи озерного генезиса в межледниковых горизонтах достигают значительных величин.

Необходимо отметить слабую изученность процесса карбонатонакопления в межледниковые эпохи. В литературе имеются скудные сведения о вещественном составе карбонатов и лишь несколько детальнее охарактеризованы литологические особенности межледниковых отложений, их мощность. Такие данные встречаются в работах Н.А.Махнач/16/, Б.П.Мандер /14/, Б.Н.Гурского /3/.

В первое в истории плейстоцена венедское (налибокское) межледниковье карбонатные породы присутствуют только в единичных разрезах. Гораздо шире встречаются они в разрезах (около 15) лихвинского (александрийского) межледниковья. Представлены они серыми мергелями, часто песчанистыми, слоистыми, с органическими остатками. Мощность этих пород, как правило, не превышает 3-5 м. Содержание $CaCO_3$ в породах порядка 10-15% /3/.

Озерные отложения шкловского (рославльского) межледниковья представлены супесями, суглинками и алевролитами, гумусированными, иногда карбонатными. Собственно карбонатные породы встречены только в пяти разрезах. Это

ковых отложений будет определять степень доломитизации лессовых пород, как производных ледниковых отложений (сравнивается район Оршанско-Могилевского плато и район г. Мозыря).

4. Весь доломит и значительная часть кальцита в лессовых породах Белоруссии терригенны и сингенетичны осадку; аутигенные карбонаты представлены CaCO_3 , предположительно кальцитом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Я.Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. Записки Горецкого с.-х. института, т.2, 1924.
2. Геохимические провинции покровных отложений БССР. Под ред. акад. АН БССР К.И. Лукашева. Минск, "Наука и техника", 1969.
3. Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1974.
4. Коптев А.И. О распределении карбонатов в покровных моренах Белоруссии. Бюллетень научно-технической информации, №2. М., 1966.
5. Костко А.А. Генетические типы пресноводных известковых отложений Белоруссии. В сб.: Геология и геохимия антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1974.
6. Левков Э.А., Мншагова Э.Д. О соотношении известняков и доломитов среди карбонатных обломков в антропогенных отложениях БССР. ДАН БССР, т.10, №4, 1966.
7. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1970.
8. Лукашев К.И. Проблема лессов в свете современных представлений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
9. Лукашев К.И., Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1971.
10. Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые петрографические особенности лессовых пород Белоруссии. ДАН БССР, т.4, №8, 1960.
11. Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые вопросы генезиса лессовых пород Белоруссии. Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
12. Лукашев К.И., Дромашко С.Г., Добровольская И.А. Формы миграции и концентрации карбонатов кальция в лессовых породах Белоруссии. ДАН БССР, т.5, №4, 1961.
13. Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1971.
14. Мандер Е.П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.
15. Матвеев А.В. Ледниковые отложения Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1971.
16. Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971.
17. Никольская Ю.П., Гордеева Г.И. Физико-химические исследования условий формирования доломитов в природе. I Международный геохимический конгресс, т.4. М., 1973.
18. Пельш Г.К., Власова И.В. К вопросу приближенно-количественной характеристики фазового состава карбонатов методом селективного растворения. В кн.: Фазовый химический анализ руд и минералов. Л., Изд-во ЛГУ, 1962.
19. Шкодина Л.И. Применение ионообменных смол для удаления карбонатных минералов. В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974.
20. Шкодина Л.П. Сравнительная характеристика растворимости глинистых минералов и лессовых пород в растворах соляной кислоты различной концентрации и на смоле КУ-2 в H^+ -форме. В кн.: Методы геохимических анализов горных пород и природных вод. Минск, 1974.
21. Янатьева О.К. Исследование растворимости систем Ca , Mg/CO_3 , SO_4 - H_2O при 25° и $P_{\text{CO}_2} \approx 0,0012$ атм. Журнал неорганич. химии АН СССР, т.2, вып.9. М., 1957.
22. Янатьева О.К., Понизовский А.М., Кийко Л.Д., Орлова В.Т. Физико-химическое исследование системы CaCO_3 - MgSO_4 - H_2O при различных условиях. I Международный геохимический конгресс, т.4, кн.1. М., 1973.
23. Eugster Hans P. Sodium carbonate - bicarbonate minerals as indicators of P_{CO_2} . J. Geophys. Res., 1966, 71, 14.

ковых отложений будет определять степень доломитизации лессовых пород, как производных ледниковых отложений (сравнивается район Оршанско-Могилевского плато и район г. Мозыря).

4. Весь доломит и значительная часть кальцита в лессовых породах Белоруссии терригенны и сингенетичны осадку; аутигенные карбонаты представлены CaCO_3 , предположительно кальцитом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Я.Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. Записки Горещкого с.-х. института, т.2, 1924.
2. Геохимические провинции покровных отложений БССР. Под ред. акад. АН БССР К.И. Лукашева. Минск, "Наука и техника", 1969.
3. Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1974.
4. Коптев А.И. О распределении карбонатов в покровных моренах Белоруссии. Бюллетень научно-технической информации, №2, М., 1966.
5. Костко А.А. Генетические типы пресноводных известковых отложений Белоруссии. В сб.: Геология и геохимия антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1974.
6. Левков Э.А., Мишагова Э.Д. О соотношении известняков и доломитов среди карбонатных обломков в антропогенных отложениях БССР. ДАН БССР, т.10, №4, 1966.
7. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1970.
8. Лукашев К.И. Проблема лессов в свете современных представлений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
9. Лукашев К.И., Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1971.
10. Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые петрографические особенности лессовых пород Белоруссии. ДАН БССР, т.4, №8, 1960.
11. Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые вопросы генезиса лессовых пород Белоруссии. Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
12. Лукашев К.И., Дромашко С.Г., Добровольская И.А. Формы миграции и концентрации карбонатов кальция в лессовых породах Белоруссии. ДАН БССР, т.5, №4, 1961.
13. Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1971.
14. Мандер Е.П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.
15. Матвеев А.В. Ледниковые отложения Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1971.
16. Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971.
17. Никольская Ю.П., Гордеева Г.И. Физико-химические исследования условий формирования доломитов в природе. I Международный геохимический конгресс, т.4, М., 1973.
18. Пельш Г.К., Власова И.В. К вопросу приближенно-количественной характеристики фазового состава карбонатов методом селективного растворения. В кн.: Фазовый химический анализ руд и минералов. Л., Изд-во ЛГУ, 1962.
19. Шкодина Л.П. Применение ионообменных смол для удаления карбонатных минералов. В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974.
20. Шкодина Л.П. Сравнительная характеристика растворимости глинистых минералов и лессовых пород в растворах соляной кислоты различной концентрации и на смоле КУ-2 в H^+ -форме. В кн.: Методы геохимических анализов горных пород и природных вод. Минск, 1974.
21. Янатьева О.К. Исследование растворимости систем Ca , Mg/CO_3 , SO_4 - H_2O при 25° и $\text{P}_{\text{CO}_2} \approx 0,0012$ атм. Журнал неорганической химии АН СССР, т.2, вып.9, М., 1957.
22. Янатьева О.К., Позизовский А.М., Кийко Л.Д., Орлова В.Т. Физико-химическое исследование системы CaCO_3 - MgSO_4 - H_2O при различных условиях. I Международный геохимический конгресс, т.4, кн.1, М., 1973.
23. Eugster H. and P. Sodium carbonate - bicarbonate minerals as indicators of P_{CO_2} . J. Geophys. Res., 1966, 71, 14.

К ВОПРОСУ ВТОРИЧНОГО КАРБОНАТНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЛЕССАХ

Растворимость кальцита и доломита лессовых пород в водных и органо-кислотных растворах явление чрезвычайно интересное и важное, так как именно благодаря такому растворению формируются гидрокарбонатно-кальциево-магниево-растворы, которые, попадая в зону перенасыщения, дают вторичные карбонатные минералы.

Вопрос растворения и вторичной кристаллизации карбонатных минералов интересен еще с точки зрения возможности аутигенного доломитообразования в лессах.

Основная цель поставленных нами модельных опытов состояла в том, чтобы выяснить, как под действием воды, насыщенной атмосферной CO_2 , и органо-кислотных растворов выносятся в жидкую фазу ионы, в результате синтеза которых образуются карбонаты, а также выяснить, какие карбонаты будут кристаллизоваться из жидкой фазы при ее испарении.

Схема проведения модельных опытов довольно проста. Основу ее составляет колоночный метод. В стеклянную колонку высотой 25 см и диаметром 4 см, заполненную в основании кварцевым стеклом и стекловатой, помещалась навеска породы в 200 г. Высота слоя лессовой породы в колонке составляла 14 см. Через колонку пропускали сначала дистиллированную воду до установления равновесного состояния в системе лессовая порода-вода, после чего пропускали раствор шавелевой кислоты. В течение опыта из колб-приемников отбирались порции растворов, в которых определялись рН, концентрации ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , а в модельном опыте II — концентрация иона $\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$. Растворению подвергались лессовые породы из разреза Мстиславль (обр. 6, содержащий 3,90% CaCO_3 и 6,54% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) и из разреза Ржавны (обр. I, содержащий 6,00% CaCO_3 и 18,14% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).

Оба указанных разреза располагаются на территории Оршанско-Могилевского плато. Если разрез Мстиславль сложен валдайскими лессовыми образованиями, то разрез Ржавны, описанный В.К. Лукашевым /6/, сложен более древними по возрасту лессовыми породами, залегающими под горизонтом днепровской морены.

Модельный опыт I

В модельном опыте I через колонки пропускалась дистиллированная вода, насыщенная атмосферной CO_2 . Для такого насыщения через баллон с водой в течение двух дней продувался воздух с помощью водоструйного насоса. На рис. I приведены кинетические кривые растворимости карбонатных минералов лессовых пород в воде при комнатной температуре и атмосферном давлении CO_2 . Независимо от общего содержания кальцита и доломита в породе, а также от их соотношения равновесные концентрации ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- в системе лессовая порода-вода одинаковые. Таков наш первый вывод:

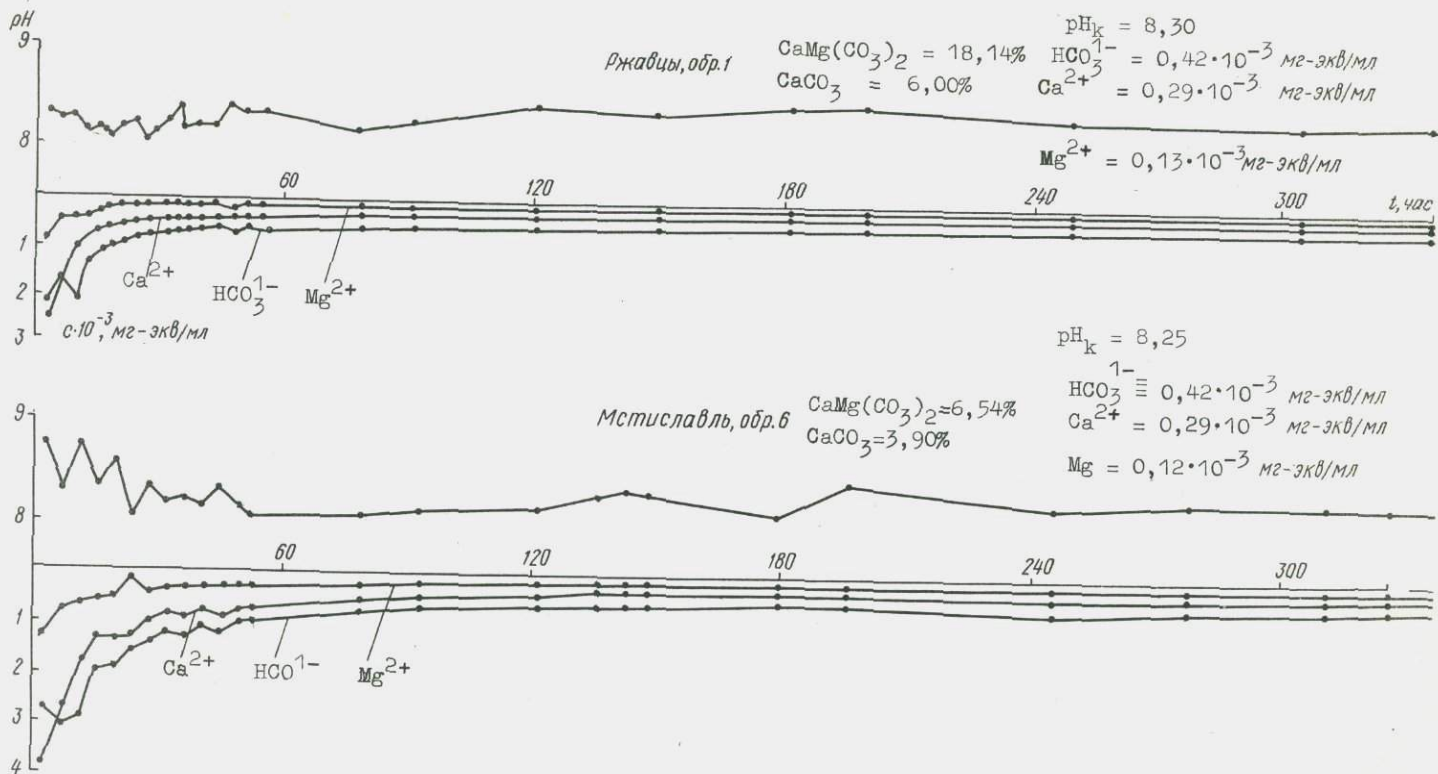


Рис.1. Кривые изменения pH и растворимости карбонатных минералов лессовых пород в воде при комнатной температуре и атмосферном CO_2

Место отбора	Равновесные концентрации ионов, $n \cdot 10^{-3}$, мг-экв/мл		
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^{-}
Мстиславль	0,29	0,12	0,42
Ржавы	0,29	0,13	0,42

Фактически одинаковыми (в пределах ошибки измерения) являются и конечные величины pH: 8,25 (Мстиславль) и 8,30 (Ржавы). Вполне очевидно, что концентрация ионов в растворе мала, для того чтобы началось образование карбонатов. Даже при длительном стоянии растворы в колбах-приемниках оставались прозрачными и самопроизвольно карбонаты не выпадали.

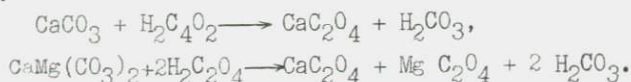
Вода, находящаяся в равновесии только с атмосферной CO_2 , не способна дать значительного количества гидрокарбонат-ионов. Для того чтобы вода обладала растворяющим действием на карбонатные минералы, необходим еще какой-либо источник, продуцирующий углекислый газ. Таким источником может быть и есть биологическая деятельность различного рода живых организмов (дыхание корней, грибов, бактерий и т.д.). Но в результате биохимических процессов происходит выделение не только углекислого газа, но и выделение некоторых органических кислот, которые оказывают растворяющее действие на карбонатные минералы.

Модельный опыт II

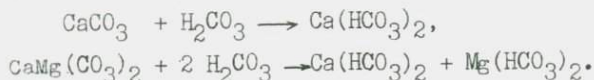
После установившегося равновесия в системе лессовая порода-вода (модельный опыт I) через колонки начали пропускать раствор щавелевой кислоты с концентрацией в 0,01н. Щавелевая кислота как двухосновная была выбрана нами ввиду того, что во всех вытяжках из хвои и листьев обнаруживается муравьиная, щавелевая и фумаровая кислоты. Водные вытяжки еловой, моховой (сфагнум) и смешанной (береза, хвоя ели и сосны) подстилок обнаруживают щавелевую, фумаровую, лимонную кислоты. Грибы продуцируют щавелевую или лимонную кислоты /8/.

Как и в модельном опыте I, отбирались порции раствора и анализировались на содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , $C_2O_4^{2-}$. Попутно определялось pH. Характерной особенностью этого модельного опыта является возникновение железистых затеков и каемок и образование светлого верхнего слоя. Особенно ярко это проявляется с образцом лессовой породы из разреза Ржавы.

Процесс, происходящий в колонке, по-видимому, можно представить следующим образом:



Высвободившаяся углекислая кислота действует на нижележащие карбонаты, растворяет их, переводя в подвижные гидрокарбонатные формы:



Именно в этой гидрокарбонатной форме карбонаты попадают в колбы-приемники. Подобный механизм подтверждается тем, что при анализе растворов оксалат-ион не найден, в то время как обнаруживается гидрокарбонат-ион. По мере накопления раствора в колбе-приемнике наблюдается довольно характерный и имеющий для нас особую важное значение процесс: выпадение осадка. Это выпадение спонтанное, самопроизвольное. Как показывает химический анализ этой твердой фазы, она целиком имеет кальциево-карбонатный состав. Можно предположить, что из пересыщенных растворов происходит кристаллизация кальций-карбоната по реакции:



Гидрокарбонат магния же по-прежнему остается в растворе. Заметим, что такое различие в поведении гидрокарбонатов, когда образуется твердая кальциево-карбонатная фаза, а гидрокарбонат Mg остается в растворе, напоминает нам механизм криогенной метаморфизации природных вод. Как считают Н.А. Власов, Л.И. Павлова и А.В. Ивансов [1], такого рода метаморфизация приводит к накоплению кальцита. Аккумуляции карбонатов Na, K, Mg не происходит. Так как мы рассматриваем такой генетический тип пород как лессовые, являющиеся в условиях Белоруссии холодными перигляциальными образованиями, то на основе данных модельных опытов и работы упомянутых авторов вполне ясно, почему вторичные карбонаты в лессах имеют глубокое кальций-карбонатный характер.

Если рассмотреть кривые растворения лессовых пород в щавелевой кислоте (рис. 2 и 3), то на них можно увидеть одну интересную особенность. С течением времени концентрация иона Ca^{2+} в растворе, находящемся в равновесии с твердой фазой кальций-карбоната, уменьшается, а концентрация иона магния растет. Это объясняется, по-видимому, усилением кальций-карбонатобразования, с одной стороны, и, с другой стороны, в процессе такого рода выветривания гидрокарбонат магния ввиду своей миграционной способности быстрее будет накапливаться в колбе-приемнике, чем гидрокарбонат кальция. По всей вероятности, оба этих процесса действуют одновременно и дают такой эффект увеличения концентрации ионов магния.

Но главное все-таки заключается в том, какой состав твердой фазы образуется в результате кристаллизации таких пересыщенных растворов, содержащих ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- . Нас интересовал вопрос, образуется ли доломит или какой-либо другой магниевый карбонатный минерал. Испарению подвергались следующие растворы (в $\text{н} \cdot 10^{-3}$ мг-экв/мл):

Место отбора	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Место отбора	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Ржавны	1,94	5,04	Мстиславль	4,71	2,38
	1,84	5,34		5,53	5,34

Карбонаты, кристаллизующиеся из растворов разреза Ржавны, представлены гидромагнезитом $\text{Mg}(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и арагонитом CaCO_3 . Подчеркиваем еще раз — гидромагнезит, а не доломит. Образование арагонита, а не кальцита связано с присутствием значительного количества иона Mg^{2+} в растворе,

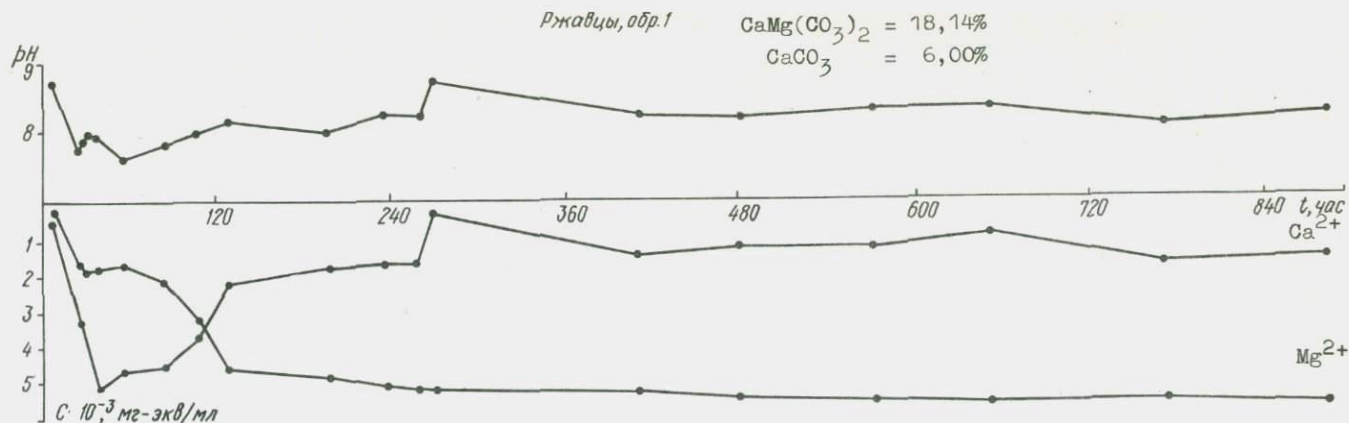


Рис.2. Кривые изменения pH и растворимости карбонатов лессовой породы в 0,01 $\text{n.H}_2\text{C}_2\text{O}_4$ при комнатной температуре. Дан состав жидкой фазы, находящейся в равновесии с твердой фазой кальций-карбоната, выпадающего из насыщенного раствора

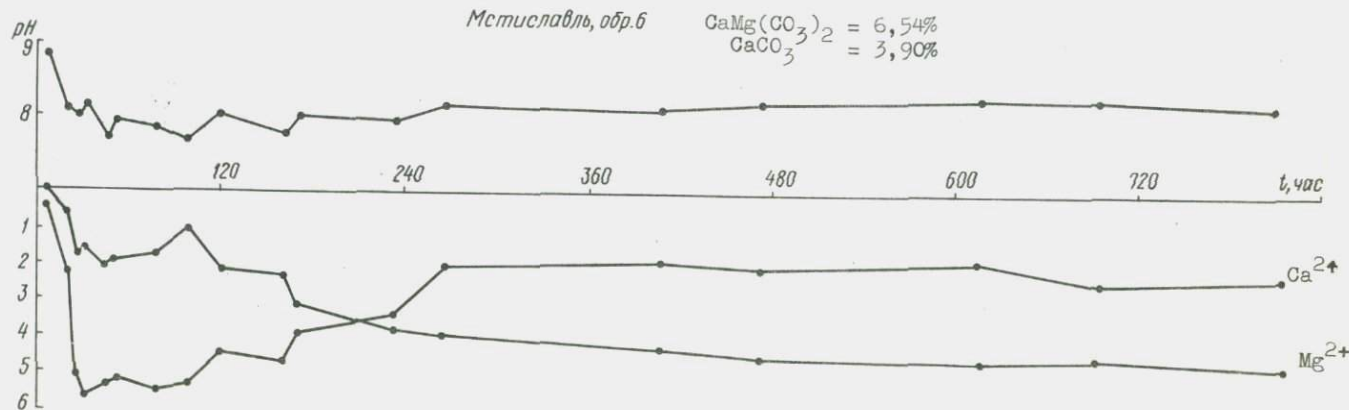


Рис.3. Кривые изменения pH и растворимости карбонатов лессовой породы в 0,01 $\text{n.H}_2\text{C}_2\text{O}_4$ при комнатной температуре. Дан состав жидкой фазы, находящейся в равновесии с твердой фазой кальций-карбоната, выпадающего из насыщенного раствора

благоприятствующего образованию именно арагонита/5/. Гидромагnezит - арагонитовая природа кристаллизующихся карбонатных минералов подтверждается рентгенографически (рис. 4) и отчасти термографически /9/.

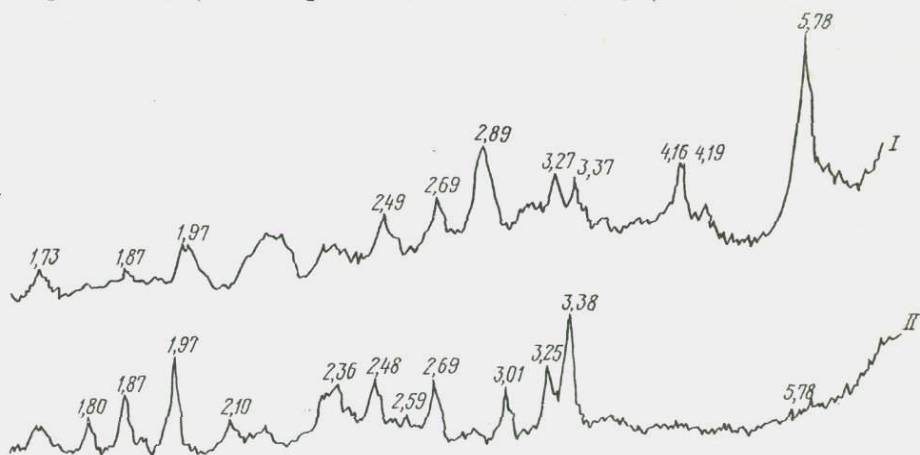


Рис.4. Рентгенограммы карбонатных минералов, выпадающих из растворов при испарении: I — гидромагnezит-арAGONитовая фаза (разрез Ржавцы); II — арагонит-кальцит-гидромагnezитовая фаза (разрез Мстиславль)

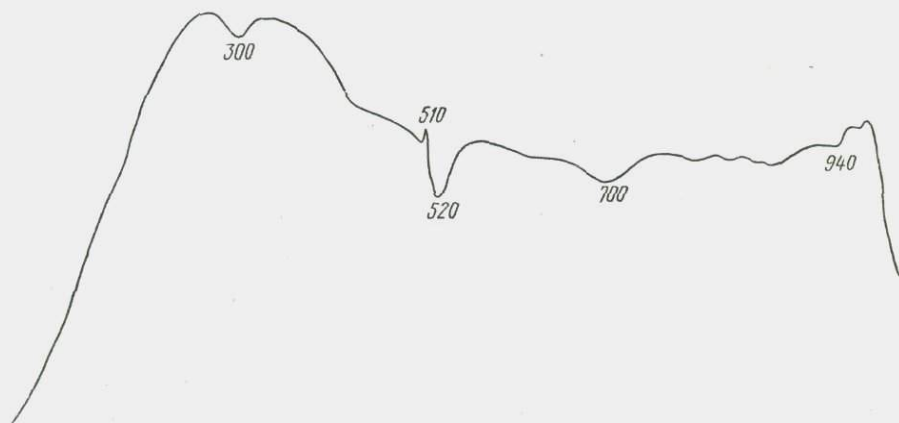


Рис.5. Термограмма карбонатов, кристаллизующихся из раствора при испарении. Концентрация ионов магния и кальция в растворе, находящемся в равновесии с твердой фазой, равна $5,04 \cdot 10^{-3}$ мг-экв/мл и $1,94 \cdot 10^{-3}$ мг-экв/мл соответственно (разрез Ржавцы)

На термограмме (рис. 5) обнаруживаются характерные эндо- и экзоэффекты гидромагnezита: (-) 300-400°C — дегидратация и частичная диссоциация, "сложный характер превращения гидромагnezита", (+) 480-520°C — образование $MgCO_3$, (-) 500-600°C — диссоциация магниезальной составляющей с образованием периклаза MgO . Для арагонита на термограмме мы не имеем хорошо выраженного (-) 420°C эффекта монотропного превращения арагонита

в кальцит. Наблюдается только (-) эффект диссоциации при 800-1000°C. Но на рентгенограммах мы имеем четко выраженный гидромагнезит-арагонитовый характер.

Несколько иной состав карбонатных минералов, образующихся при кристаллизации растворов их разреза Мстиславль. Их природу можно назвать как кальцит-арагонит-гидромагнезитовую. Опять-таки образуется гидромагнезит, а не доломит. Карбонат кальция же представлен двумя минеральными разновидностями: кальцитом и арагонитом.

Данные модельных опытов помогают нам понять, что доломит не может образоваться как вторичный карбонатный минерал в процессе геохимического преобразования лессовых пород. Если бы и образовывались карбонатные минералы магния, то они, как мы видим на основе модельных опытов, скорее бы были представлены гидромагнезитом, чем доломитом. Но, по-видимому, ввиду значительной миграционной подвижности гидрокарбоната магния и хорошей дренируемости лессовых пород он не накапливается.

Поскольку в процессе накопления лессов нет условий для образования ни хемогенного, ни метасоматического доломита /4/ и доломит не может возникнуть как вторичный минерал при геохимическом преобразовании лессовых пород, то правомерен вывод о терригенной природе доломита в лессовых породах Белоруссии.

Полевые исследования лессовых пород показывают на присутствие различных карбонатных стяжений, журавчиков, промазок, присыпок и других вторичных карбонатных форм в лессовой толще. Именно они являются вещественным доказательством вторичного карбонатного минералообразования, проходящего в породе на всем протяжении ее существования. По данным И.А.Добровольской /3/, вторичные образования карбонатов имеют следующий химический состав:

Место отбора	В % на абсолютно сухое вещество					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂
Мстиславль	8,1	0,61	0,70	50,73	0,49	38,87
Горки	18,31	3,11	1,50	37,47	1,66	28,65

Сугубо кальцитовый характер вторичного карбонатного минералообразования в лессовых породах Белоруссии подтверждается и нашими данными фазового химического и рентгеноструктурного анализа карбонатных журавчиков. Такой карбонатный минерал, как доломит, не дает вторичных образований:

Место отбора	В % на абсолютно сухое вещество		
	CaO	MgO	CO ₂
Мозырь	26,64	0,86	23,06
Кисели	29,03	1,37	Не опр.
Лебедево	31,13	1,15	"

Наличие пика 2,88 Å на рентгенограмме (рис. 6) объясняется тем, что кристаллизация вторичнообразованного кальцита происходит в пустотах, порах и других дефектных местах породы. При этом минералы вмещающей породы служат центрами кристаллизации и некоторая часть их механически захватыва

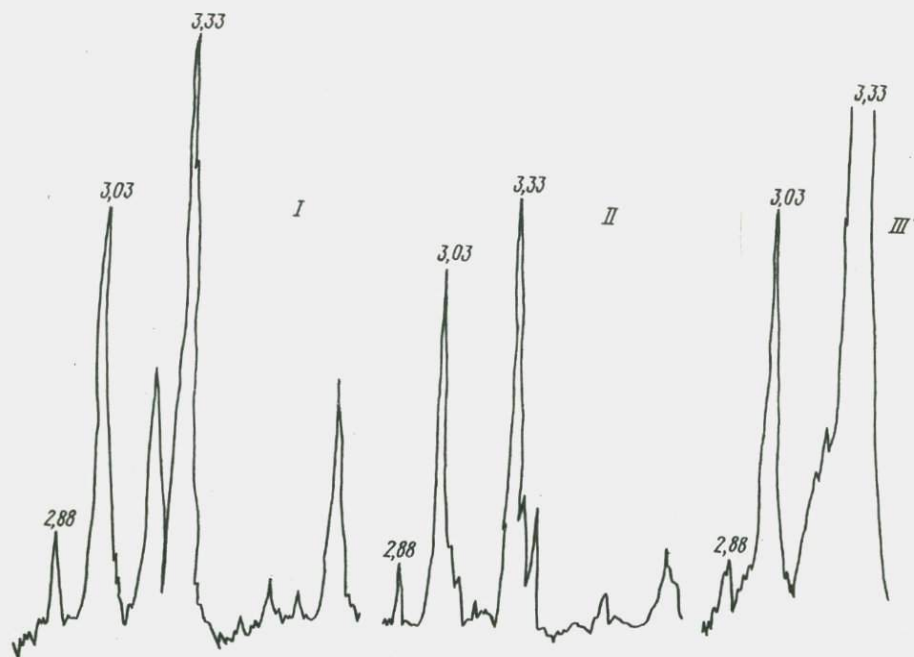


Рис. 6. Кальцитовый характер вторичных карбонатных образований в лессовых породах Белоруссии: I — Кисели; II — Лебедев; III — Мозырь

вается в процессе роста. При просмотре шлифов, сделанных с журавчиков, отчетливо видно, что зерна кварца и вместе с ними, по всей вероятности, зерна доломита вовлечены чисто механически в процессе роста карбонатных новообразований. Именно поэтому и проявляется доломитовый эффект на рентгенограмме.

Таким образом, проведенные нами модельные опыты позволяют нам говорить о терригенности доломита в лессовых породах Белоруссии. Новообразования карбонатов в них носят сугубо кальцитовый характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Н.А., Павлова Л.И., Иванов А.В. Роль криогенной метаморфизации в формировании химического состава природных вод. В кн.: I международный геохимический конгресс (тезисы докладов), т.2, кн.3. М., 1968.
2. Гиллер Я.Л. Таблицы межплоскостных расстояний. М., "Недра", 1965.
3. Добровольская И.А. Химическая характеристика лессовых пород Белоруссии. Канд. дис., Минск, 1963.
4. Добровольская И.А., Шкодина Л.П., Аношко Я.И. Вещественный состав карбонатов ледниковых, перигляциальных и межледниковых обстановок осадконакопления. Данный сборник, стр. 48.

5. Карбонатные породы, т.2. М., "Мир", 1971.
6. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1970.
7. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
8. Сашожинов Д.Г. О воздействии органических кислот на минералы. В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М., "Наука", 1968.
9. Термический анализ минералов и горных пород. Л., "Недра", 1974.

В.А. Вечер

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАЙНОЗОЙСКИХ АЛЕВРИТОВ БРЕСТСКОЙ ВПАДИНЫ

В центральной и особенно северной части Брестской впадины на мергельно-меловых породах, корах их выщелачивания, а также песчано-глинистых осадках полтавской серии залегают с четким стратиграфическим перерывом светло-серые, часто с зеленоватым или буроватым оттенком карбонатные алевриты, иногда с маломощными прослойками коричневатой глины /5, 8, 9/.

Эти карбонатные алевритово-глинистые образования, имеющие площадное распространение, большинство геологов вслед за С.С.Манькиным /8, 9/ считают среднеплиоценовыми. Пыльцевые комплексы, отнесенные С.С.Манькиным к этому возрасту, были встречены им в светло-сером алевритистом мергеле (скв. 15, Каменешкий р-н).

Л.Н.Вознячук и др. /2/ при характеристике нижнеантропогенных отложений Полесья отмечают, что в этой алевритово-глинистой толще П.И.Дорофеевым обнаружены как нижнеплейстоценовые перигляциальные флоры, так и верхнеплиоценовые (скв. 39, Ивацевичский р-н), причем литологически нижнеплейстоценовые и плиоценовые отложения не различаются.

Вообще следует отметить, что указанная толща в палеоботаническом отношении изучена слабо, а данные по вещественному составу ограничиваются лишь визуальным литологическим описанием. В то же время несомненно, что для установления принадлежности осадочных пород к антропогенным или неогеновым отложениям в условиях данного региона наряду с палеонтологическими методами нужно привлекать исследования по составу породообразующих минералов, тем более что в нижнечетвертичных отложениях, по данным Н.А.Махнач /10/, часто встречается переотложенная пыльца неогенового и палеогенового возраста.

Нами был изучен состав и распределение основных породообразующих минералов по жерну скв.385 и 391, расположенных к северо-западу от Пружан, и скв. 475 севернее Антополя, вскрывших алевритовую толщу по внешнему виду, стратиграфическому положению и условиям залегания очень сходную с отложениями, описанными указанными авторами (рис.1, 2).

Скв. 385 имеет следующее строение (сверху вниз под ледниковыми отложениями в м):

78,0-100,0 алеврит серый до светло-серого, однородный, карбонатный, скрытослоистой текстуры;

- 100,0–115,0 переслаивание алевролита серого, глинистого и глины алевролитистой, серой с коричневатым оттенком;
- 115,0–148,0 алевролит серый с палевым оттенком, тонкослоистый, в нижней части глинистый с прослоями до 3 см коричневатых глин.

Ниже залегает кора выветривания мела, представленная черными слоистыми глинами с включениями растительных остатков, вторичных фосфоритов и обломков кремней.

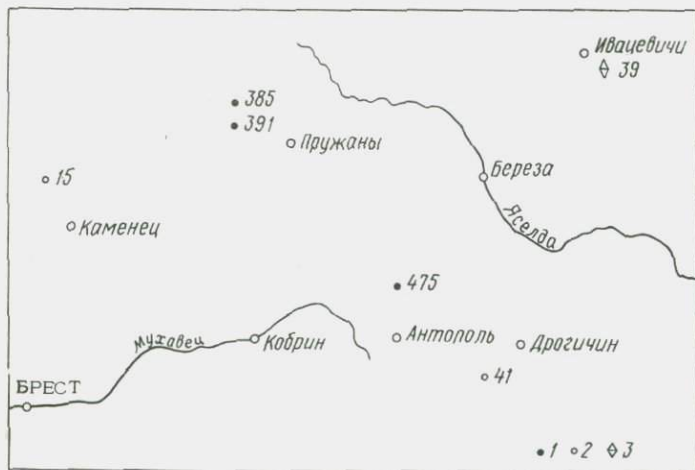


Рис. 1. Примерная схема расположения изученных скважин: 1 — скважины, где установлен минералогический состав; 2 — скважины, в которых обнаружены среднеплиоценовые спорово-пыльцевые комплексы; 3 — скважины, где обнаружены верхнеплиоценовые флоры

Скв. 39I вскрыла алевролитистую толщу в интервале (в м):

- 89,0–98,5 алевролит желтовато-серый с зеленоватым оттенком, карбонатный, однородный;
- 98,5–108,0 песок серый, мелкозернистый, алевролитистый;
- 108,0–111,5 алевролит коричневатобурый, карбонатный, слабоглинистый.

Ниже идут кварцевые светло-серые и углистые пески полтавской серии.

В скв. 487 похожие отложения залегают в интервале (в м):

- 25,0–37,0 алевролит палево-серый, скрытослоистый карбонатный, слабоглинистый;
- 37,0–42,0 алевролит серый, комковатой текстуры, глинистый;
- 42,0–44,0 алевролит серый с зеленоватым оттенком, скрытослоистый с прослойками песка алевролитистого, карбонатный;
- 44,0–64,0 песок тонкозернистый, алевролитистый желтовато-серый, карбонатный.

Ниже мел белый писчий.

Пробы отбирались из всех литологических разновидностей и вследствие однородности и высокой дисперсности последних с достаточной достоверностью характеризуют их состав. Для идентификации породобразующих минералов применялся порошковый рентгенодифрактометрический метод. Глинистые минералы изучались в ориентированных препаратах фракции < 0,002 мм.

Из приведенных дифрактограмм (рис. 2) видно, что во всех скважинах

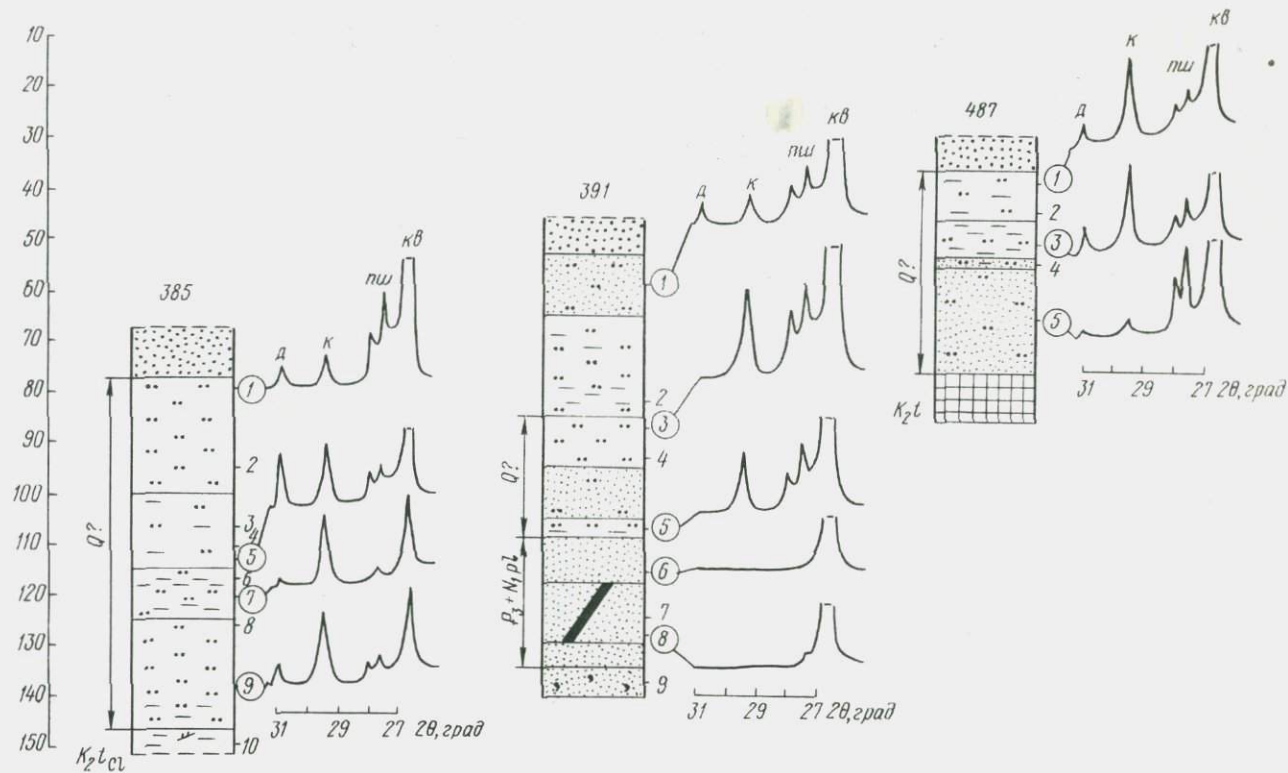


Рис.2. Литологические колонки и порошковые дифрактограммы алевролитистых пород: Д — доломит, К — кальцит, ПШ — полевые шпаты, КВ — кварц. Цифры в кружочках — номера образцов

терригенные минералы алевритовой толщи представлены кварцем, полевыми шпатами, кальцитом и в большинстве случаев доломитом. Эти минералы, достаточно дисперсны и равномерно распределены в породе (серии дифрактограмм из различных участков отдельных образцов, дают хорошо сходимые результаты).

Глинистые минералы (рис.3) состоят из диоктаэдрических гидрослюд с примесью каолинита и разбухающей фазы монтмориллонитового типа. Рефлексы с d/n 13,9; 4,87; 3,54, появляющиеся на дифрактограммах образцов из глинистых прослоев, по-видимому, принадлежат хлориту. Характерная особенность всех глинистых минералов — разупорядоченность их структур и очень малые размеры кристаллитов. Отмечается лишь некоторое различие в распределении глинистых минералов по основным литологическим типам. В алевритах глинистых, сильно карбонатных с зеленоватым оттенком, а также в остальных алевритовых разностях, слагающих основную часть изучаемых отложений, глинистые минералы сильно деградированы (рис. 3 — I,II), разбухающая фаза образует пологие и широкие диффузные рефлексы в области $II, 5-14,5 \text{ \AA}$. После насыщения глишерином интенсивности базальных отражений резко падают, а первый рефлекс разбухающей компоненты смещается до 18 \AA и далее в область малых углов. В глинистых прослоях все идентифицированные тонкодисперсные минералы: гидрослюда, каолинит, монтмориллонит и хлорит на дифрактограммах дают более четкие самостоятельные рефлексы (рис. 3— III, обр.9), свидетельствующие о меньшей степени их деградации по сравнению с минералами основной алевритовой толщи. В алевритистых прослойках, чередующихся с глинистыми лентами, отмечается лишь гидрослюда с весьма незначительной примесью разбухающей фазы и каолинит (рис.3 — III, обр.7).

Наблюдающаяся дифференциация глинистых минералов по гранулометрическим разностям, по всей вероятности, связана с механическим перераспределением исходного терригенного глинистого материала на стадии седиментации. А их состав и дифракционные особенности полностью соответствуют характеристике минералов тонкодисперсных фракций антропогенных пород юга Белоруссии /6/, озерно-аллювиальных отложений перигляциальных формаций /1, 3/, а также озерно-ледниковых ленточных глин /4/.

Таким образом, минералогический состав песчано-алевритовых фракций, а также состав и особенности глинистых минералов алевритистой толщи Брестской впадины по существу аналогичен четвертичным отложениям Белоруссии достаточно широкого генетического и возрастного диапазонов. В связи с этим предположение Э.А.Левкова, С.С.Манькина /5/ о том, что формирование указанных осадочных отложений происходило в результате разгрузки гидрокарбонатно-кальциевых вод из мергельно-меловой толщи в водоемы озерного типа либо при непосредственном перетолжении верхнемеловых пород не согласуется с очевидным различием их вещественного состава. Коры выщелачивания мергельно-меловых пород, залегающие в основании алевритовой толщи (скв. 385), сложены тонкодисперсными монтмориллонитовыми глинами с обломками кремней и включениями вторичных фосфоритов. Палеоген-неогеновые породы также не могли служить основным источником терригенного материала

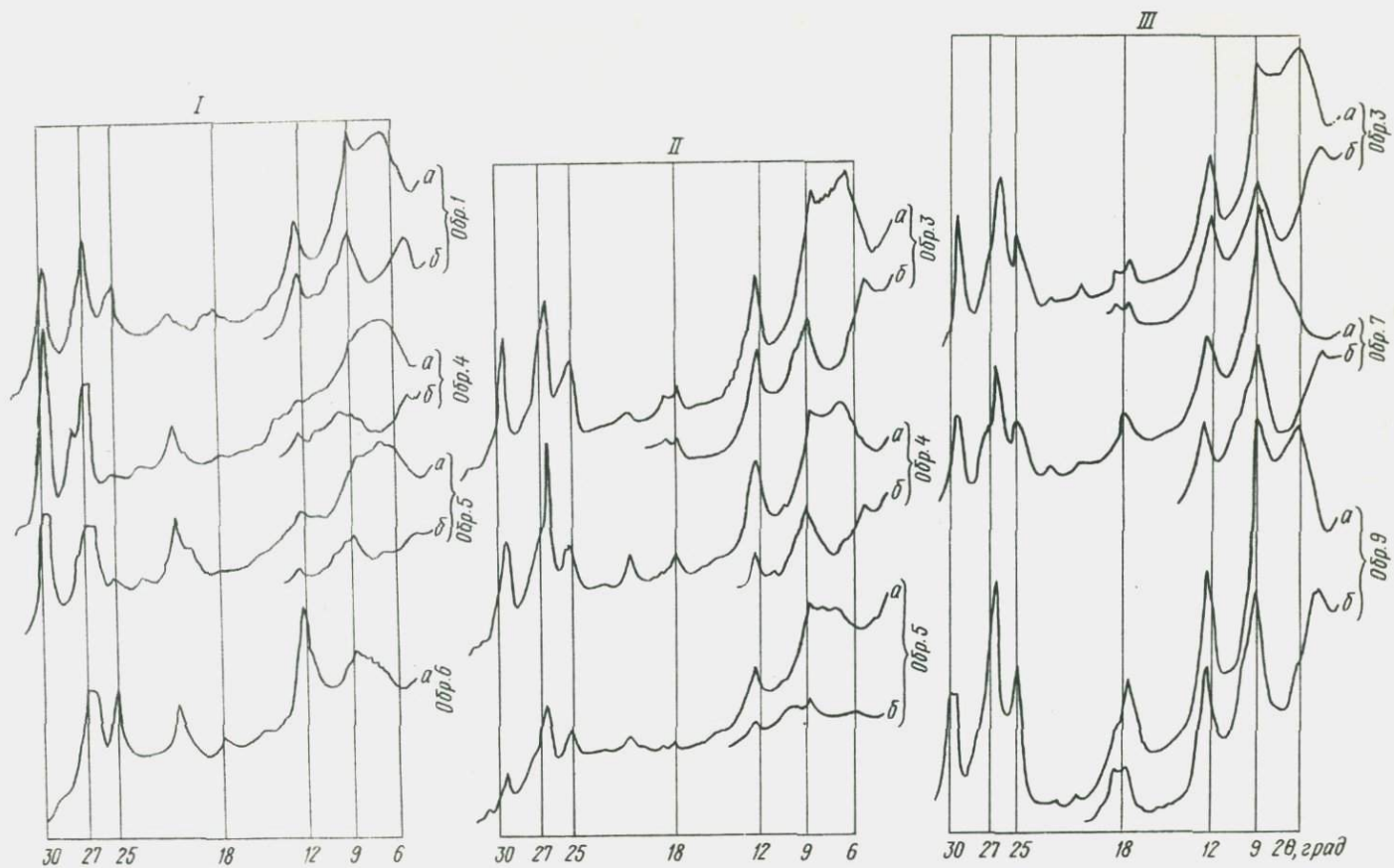


Рис.3. Дифрактограммы ориентированных образцов фракции 0,002 мм: I — скв.391, II — скв.487, III — скв.385; а — исходный, б — насыщенный глицерином

карбонатных алевроитов, так как они содержат очень мало полевых шпатов (по этому признаку С.С.Маныкин /9/ предлагает различать сходные по виду четвертичные и неогеновые пески), карбонаты кальция встречаются очень редко и только в виде конкреции кальцита, а глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом и каолинитом /6, 7/.

В ы в о д ы

1. Установленная аналогия - вещественного состава сероцветных алевроито-во-глинистых пород и четвертичных отложений требует дополнительных исследований для установления стратиграфической и формационной принадлежности всего объема пограничных континентальных отложений Брестской впадины, а также для всесторонне обоснованного проведения неоген-четвертичной границы на территории Белоруссии.

2. Изученные нами отложения, по всей вероятности, следует относить к древнечетвертичной перигляциальной формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винокуров В.Ф., Лукашев В.К., Чикилевский Л.И. Глинистые минералы в кайнозойских отложениях юга БССР. Вестн АН БССР, серия хим.наук, №4, 1970.
2. Вознячук Л.Н., Копысов Ю.Г., Кононов А.И., Махнач А.С. Геологическое строение, рельеф и полезные ископаемые. В кн.: Проблемы Полесья, вып.1. Минск, 1972.
3. Вознячук Л.Н., Тихонов С.А. Глинистые минералы и генетическая взаимосвязь валдайских алевроито-глинистых отложений Белоруссии. В кн.: Изучение и использование глин. Минск, 1971.
4. Зайцева Н.В., Чикилевский Л.И. О составе тонкодисперсной фракции ленточных глин Белоруссии. В кн.: Изучение и использование глин. Минск, 1971.
5. Левков Э.А., Маныкин С.С. Основные особенности литологического состава верхнеолигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии. В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1970.
6. Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1970.
7. Лукашев В.К., Кузнецов В.А., Матрунич Л.И. Литогеохимические фации кайнозоя Западной Русской платформы. Минск, "Наука и техника", 1974.
8. Маныкин С.С. Адаптация пляжну у раёне Антопаля. Вестн АН БССР, серия физ.-техн., наук, №1, 1960.
9. Маныкин С.С. Пыльца верхнеолигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение. В кн.: Палеонтология и стратиграфия БССР, сб.5. Минск, 1966.
10. Махнач Н.А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Б.Н.Гурский

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ БАССЕЙНА р.СОЖ

Г.И.Горечким /1/ выделены следующие основные типы отложений перигляциальной формации: собственно перигляциальные (с явными следами мерзлотного воздействия), просхозогляциальные (половодно-ледниковые), озерные, делювиальные, пролювиальные, элювиальные и эоловые. Возраст перигляциальной формации Русской равнины определен между концом днепровского оледенения и началом днепровско-валдайского межледниковья.

Обширная территория бассейна р. Сож может быть подразделена на два крупных района: область сожского оледенения и область днепровского оледенения. Граница между этими районами совпадает с положением славгородской полосы краевых образований, которая протягивается южнее Рославля, на Шумячи, Славгород, Быхов и далее в направлении Любани, Березы, Каменца /2/. Если в пределах области сожского оледенения более широко развита перигляциальная формация последнего оледенения, то в более южных районах распространены перигляциальные отложения второй половины среднего плейстоцена, характеристика которых дана в работах /3,4/. В процессе исследований в долине р. Сож южнее Славгорода (дд. Гайшин, Луночарск, Почтовая Глинка) было обращено внимание на следы перигляциальных явлений еще более древнего возраста, связанных, вероятно, с воздействием днепровского оледенения. В целом ряде обнажений правого коренного берега р. Сож этих районов в кровле мела прослеживаются прекрасно выраженные морозобойные клинья, заполненные в большинстве случаев черной или зеленовато-серой вязкой, пластичной глиной (элювий мела), реже днепровскими моренными или водно-ледниковыми отложениями (см. рисунок). Такие клинья проникают на глубину до 2-3 м в толщу мела, ширина их в верхней части иногда достигает 1,0-1,5 м. Прекрасно выражены следы динамического воздействия днепровского ледника на меловые отложения. Отдельные валуны, комья черной глины вдавлены в толщу мела на 2-3 м ниже его кровли.

В данной работе мы остановимся на характеристике перигляциальных отложений области сожского оледенения.

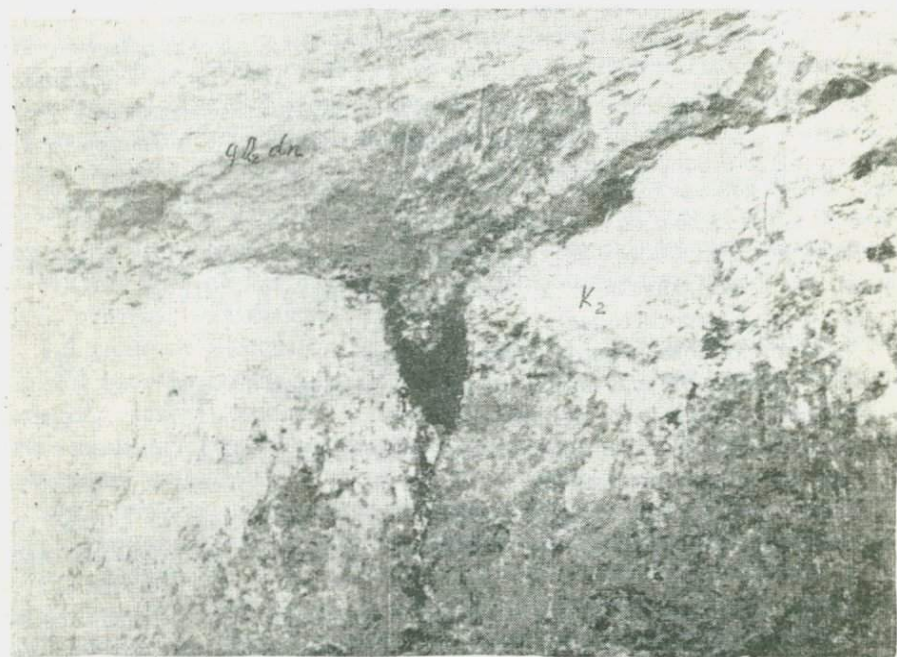
Просхозогляциальные (?) отложения в этом районе развиты в основном в пределах крупных сухих долин и денудационных ложбин, опирающихся на вторую надпойменную террасу или днища древних долин, соответствующих по уровню второй надпойменной террасе. Следует подчеркнуть, что перигляциальные отложения, развитые в южном районе, слагают обширные, вытянутые в широтном направлении понижения, не обнаруживающие непосредственной связи с долиной Сожа /3/. Это обстоятельство и позволяет допускать различный возраст перигляциальных (просхозогляциальных ?) отложений северного и южного районов. Следует подчеркнуть и еще одно обстоятельство: в ряде пунктов (дд. Хуторьянка, Нов. Жизнь) удается проследить налегание описываемых отложений на гумусированные пески, супеси, иногда торфянистые гиттии предположительно муравинского возраста.

Просхозогляциальные (?) отложения представлены преимущественно песками желтыми, желтовато- и голубовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, полевшатово-кварцевыми, слюдястыми, с редкими зернами гравия и единичными гальками преимущественно гранитоидных пород и кварца, мощность от 1-2 до 6-7 м. Важно подчеркнуть, что даже в тех разрезах, где мощность песков максимальна, признаки слоистости отсутствуют, вся толща удивительно однообразна.

Озерные отложения выполняют изолированные западины в большинстве случаев термокарстового происхождения, которые отчетливо выделяются в современном рельефе моренной и водно-ледниковой равнин. Во многих разрезах

(дд. Поколюбичи, Чериков и др.) перигляциальные озерные отложения постепенно, без видимых перерывов в осадконакоплении переходят в межледниковые муравинские, что свидетельствует о длительной истории развития подобных озерных водоемов.

Представлены озерные отложения суглинками и супесями желтовато-серыми, буроватыми, часто вязкими, пластичными, иногда с нечеткой горизонтальной слоистостью, которая подчеркивается тонкими (2 - 3 мм) прослойка-



Морозобойный клин в кровле меловых отложений у д. Гайшии Славгородского района

ми и линзочками светло-серого мелкозернистого кварцевого песка или алеврита. Содержание фракции мельче 0,01 мм в этих породах изменяется от 37 до 48%, фракция мельче 0,002 мм составляет 29-32%, число пластичности достигает 15-17. В верхней части разреза суглинки и супеси иногда постепенно переходят в алевриты и пылеватые пески, суммарная мощность отложений данного типа изменяется от 1-2 до 6 м, а в отдельных разрезах достигает 15 м.

Типичные лессовые породы распространены в пределах Оршанско-Могилевской равнины и Смоленско-Московской возвышенности. Лессовидные породы встречаются на водораздельных пространствах почти повсеместно. Распространение лессовых и лессовидных пород довольно четко контролируется гипсометрическими особенностями территории: породы первого типа развиты в основном на абсолютных высотах 190-220 м, лессовидные породы занимают более низкий уровень (145-180 м) и шире распространены в бассейне нижне-

го Сожа. Данный комплекс отложений залегает трансгрессивно на породах различного возраста — от днепровских моренных и водно-ледниковых до валдайских озерных. Максимальные мощности лессовых пород (до 15–18 м) установлены в Горешком, Дубровенском, Мстиславском районах.

Лессовые отложения представлены супесями и суглинками желтовато-бурыми, красновато-бурыми, тонкими, пылеватыми, слюдястыми, пористыми, очень часто тонкослоистыми, с гнездами и прослоями мощностью до 0,5 м алевроитов песчаных, песков мелкозернистых, редко разномзернистых. В обнажениях эти породы имеют четкую вертикальную отдельность. В основании лессовых толщ нередко наблюдается своеобразный базальный горизонт, представленный крупным псаммитовым материалом или гравием и галькой. В ряде случаев можно наблюдать, как вниз по разрезу суглинка и супеси постепенно переходят в мелкозернистые пески. Интересный разрез лессовых пород записан в пределах Мозырской гряды в 0,7 км на северо-восток от д. Бобры. Здесь в стенке оврага можно было наблюдать (в м):

- | | |
|--|-----------------------|
| 1. Алевроит палево-желтый, глинистый, с глубины 3,2 м с тонкими (до 1 см) линзочками и прослойками желтого и светло-го мелко-тонкозернистого песка | 0,0–5,2 |
| 2. Супесь голубовато-серая, тонкослоистая | 5,2–5,3 |
| 3. Суглинок темно-коричневый, вязкий, пластичный, с тонкими прослойками суглинка светло-серого | 5,3–5,7 |
| 4. Супесь серая, тонкая, пластичная, в нижележащий слой переходит совершенно постепенно | 5,7–6,8 |
| 5. Супесь серая, ниже буровато-серая, грубая, моренная | 6,8–7,9 |
| 6. Глина красно-бурая, плотная, моренная, с гравием и галькой. | Видимая мощность 5,2. |

По данным гранулометрических анализов в составе лессовых пород преобладают алевроитовые частицы (0,1–0,01 мм), которые составляют 42–70%. Содержание фракции мельче 0,01 мм — 10–29%, песчаной фракции (крупнее 0,1 мм) — 17–40%.

И.А.Добровольская /5/ на основании изучения лессовых пород различных районов Белоруссии пришла к выводу, что их химический состав в общем сходен. Для района Мстиславля установлено два горизонта лессов, из которых верхний (до глубины 6,9–7,0 м) содержит меньше глинистых частиц и соответственно меньше Al_2O_3 и больше SiO_2 .

Пределы колебаний основных химических компонентов следующие (в %): SiO_2 от 74,49–84,79; Al_2O_3 — 5,92–12,00; Fe_2O_3 — 1,82–4,00; FeO — 0,11–0,26; TiO_2 — 0,3–0,53; MgO — 0,49–2,37; CaO силикатный — 0,00–0,85; K_2O — 1,26–2,56; Na_2O — 0,74–1,55; SO_3 — следы — 2,22; $CaCO_3$ — 0,52–11,39.

В минералогическом составе тяжелой фракции песчаной (0,25–0,1 мм) фракции лессовых пород преобладают неустойчивые минералы, среди которых основное место занимают амфиболы (табл. I). Содержание этого минерала изменяется от 17 до 51%, составляя в среднем 33,2%. Очень характерно высокое содержание эпидота (от 2 до 20%, среднее 10,8%), которое является максимальным для всей четвертичной толщи данного района. Значение коэф-

коэффициента выветрелости изменяется от 0,2 до 0,9 и составляет в среднем 0,4. В легкой фракции основное место занимает кварц (68-93%). Полевые шпаты составляют 5-29%.

Для сравнения приведем некоторые данные по минералогическому составу поозерской (валдайской) морены смежной территории правобережья Днепра (табл. 2).

В табл. 3 для большей наглядности приведены средние содержания основных минералов песчаной (0,25-0,1 мм) фракции лессовых пород и поозерской морены.

Из рассмотрения данных по минералогическому составу лессовых и моренных отложений можно сделать следующие выводы:

1. В общем виде минералогический состав моренных отложений сходен с составом лессовых пород, что, вероятнее всего, свидетельствует об едином источнике терригенного материала. Самыми характерными признаками являются близкие по значению содержания наиболее устойчивых минералов: ставролита, дистена, силлиманита, турмалина.

2. В процессе лессового диагенеза исходный мелкозем претерпел значительное преобразование, что особенно наглядно проявляется в резком увеличении эпидота, меньшем количестве гранатов. Интересно отметить, что сумма ильменит+лейкоксен одинакова, однако в лессовых породах содержание лейкоксена увеличивается почти в полтора раза.

Таким образом, особенности минералогического состава лессовых пород с учетом других черт их литологии (признаки слоистости, постепенный переход вниз по разрезу в пески или морену, наличие базального горизонта в основании лессовых толщ, линзы и прослои разнородных, часто гравелистых песков в толще супесей) позволяют предполагать преимущественно водную (вернее водно-ледниковую) среду, в которой происходило накопление мелкозема, послужившего исходным материалом для формирования лессовых пород.

Лессовидные породы имеют сравнительно небольшую (как правило, не свыше 1,5-2,0 м) мощность и как по составу, так и по литологическим особенностям существенно отличаются от лессовых пород. Лессовидные отложения представлены супесями, суглинками, редко глинами желтовато-бурыми, бурыми, серовато-бурыми, часто пористыми, несколько слюдистыми, почти повсеместно с линзочками и тонкими (1 - 3 мм) прослойками песка светло-серого, мелкозернистого, пылеватого, полевощатово-кварцевого, с единичными зернами мелкого гравия. Иногда супеси сменяются песком тонкозернистым, пылеватым, слюдистым полевощатово-кварцевым. Взаимные переходы между супесями и песками постепенные. Обычно к подошве разреза лессовидных отложений глинистость увеличивается. Это хорошо видно на примере скважины, пробуренной в центральной части пос. Ломоносовский Добрянского района. Разрез скважины следующий (в м):

1. Растительный слой

0,0-0,3

2. Суглинок бурый, прослоями желтый, пористый, несколько слюдистый, с гнездами и прослойками мощностью 1-2 мм песка

светло-серого, пылеватого, полевошпатово-кваршевого. По данным гранулометрического анализа содержание размерных фракций в породе следующее (в %): крупнее 1 мм - 0,2; 1-0,5 мм - 0,6; 0,5-0,25 мм - 2,6; 0,25-0,1 мм - 7,0; 0,1-0,01 мм - 54,2; мельче 0,01 мм - 35,4

3. Глина серовато-желтая, гнездами бурая, плотная, вязкая, с редкими гнездами песка серого, серовато-желтого, тонкозернистого, пылеватого. Данные гранулометрического анализа (в %): крупнее 1 мм - 0,1; 1-0,5 мм - 0,4; 0,5-0,25 мм - 1,8; 0,25-0,1 мм - 3,0; 0,1-0,01 мм - 26,1; мельче 0,01 мм - 68,6

4. Песок желтый, мелкозернистый, несколько глинистый, полевошпатово-кваршевый

Лессовидные породы, по нашему мнению, образовались за счет склоновых процессов.

Основными фактами, позволяющими сделать такой вывод, являются следующие:

1. Плащеобразное, облекающее залегание лессовидных отложений, перекры-

0,3-1,2

1,2-1,7

1,7-3,0

вающих различные формы рельефа водоразделов.

2. Небольшая мощность и довольно заметное ее увеличение от вершин к склонам.

3. Постоянное присутствие небольшой примеси псаммитового материала и наличие разноориентированных гнезд и прослоек песка в преимущественно алевритовой породе.

4. Частые случаи постепенного контакта лессовидных отложений с подстилающими, особенно моренными образованиями.

5. Отсутствие признаков, указывающих на перерывы в осадконакоплении.

Вероятно, формирование маломощных делювиальных лессовидных пород происходило уже после отложения водно-ледниковых лессов.

Эоловые отложения развиты на отдельных участках флювиогляциальных равнин водоразделов. Обычно они слагают холмы или гряды, которые часто сливаются своими основаниями и образуют массивы довольно значительной (до 3-5 км²) площади. Высота эоловых холмов и гряд, а следовательно, и мощность эоловых отложений достигает 7-8 м. Они представлены песками желтыми, серовато-желтыми, мелкозернистыми с небольшой примесью среднезер-

Таблица I

Минералогический состав

Номер образ-ца	Глубина м	Легкая фракция									
		кварц	поле-вые шпаты	глау-конит	сло-ды	карбо-наты	вывет-релые	бодер-жание фрак-ции	иль-ме-нит	лейко-ксен	рутил
1	0,3-2,0	81,0	17,0	-	1,3	0,7	-	0,6	14,3	2,7	0,9
2	0,3-4,0	79,0	18,6	-	2,4	-	-	0,4	25,3	1,7	3,7
3	4,0-8,0	86,7	13,3	-	-	-	-	0,8	13,7	1,8	0,1
4	0,3-8,3	38,7	11,0	-	0,3	-	-	0,4	14,6	2,1	0,5
5	0,3-7,8	74,4	23,3	0,5	0,8	0,8	0,2	0,2	13,2	3,3	5,4
6	0,3-3,0	68,2	28,9	0,5	0,5	-	-	0,8	23,2	1,0	4,8
7	0,2-1,6	86,5	9,4	-	-	-	0,5	0,6	15,2	-	-
8	0,0-3,5	74,1	25,9	-	-	-	-	0,8	20,3	3,1	3,3
9	0,3-1,5	84,9	12,4	-	2,7	-	-	0,6	11,7	1,1	0,2
10	0,2-0,9	82,6	14,4	-	0,4	1,2	1,4	0,6	18,4	2,9	0,7
11	0,9-1,2	89,8	10,2	-	-	-	-	0,8	9,5	4,0	1,2
12	0,20	92,9	5,3	0,4	1,4	-	-	0,53	7,0	0,5	0,2
Среднее значение		82,4	15,8						13,9	2,0	1,7

фракции 0,25-0,1 мм лессовых отложений, %

стан-дарт	Тяжелая фракция											коэффи-циент вывет-релос-ти
	сил-лима-нит	дир-кон	турма-лин	гра-нат	амфи-болы	пирок-сены	груп-па эпи-дота	гидро-окис-лы желе-за	апа-тит	кар-бонаты	прочие	
2,1	-	5,7	1,7	10,2	21,3	2,5	7,4	3,7	2,1	1,1	24,0	0,6
0,2	0,2	4,0	1,0	14,6	23,8	0,7	20,6	0,9	0,4	-	2,0	0,6
0,3	-	2,4	0,2	6,8	51,2	-	14,4	8,0	0,2	0,2	0,7	0,3
2,8	0,2	1,2	2,1	21,7	34,7	0,5	7,4	8,1	0,7	-	3,4	0,3
0,7	-	7,9	0,8	6,6	39,6	0,7	11,4	3,2	1,3	4,3	1,6	0,5
0,7	-	9,0	1,3	2,2	28,0	-	11,0	1,6	2,0	-	14,4	0,9
4,9	-	4,8	2,4	12,3	38,0	2,6	3,3	8,2	1,7	1,3	5,3	0,4
1,9	0,2	5,0	0,6	6,3	30,5	0,7	18,4	5,0	1,3	1,7	1,7	0,5
2,0	-	2,0	1,6	27,2	36,7	1,1	4,8	9,5	0,2	-	1,9	0,2
1,6	-	4,6	1,8	14,1	35,0	1,1	16,7	4,0	1,6	1,0	-	0,4
0,6	0,2	0,3	1,7	21,7	42,2	2,0	10,9	3,5	0,3	1,3	0,7	0,2
0,5	-	0,2	0,6	12,3	17,2	2,2	2,0	25,0	0,8	10,3	27,2	0,3
1,5		3,9	1,3	13,0	33,2	1,2	10,8					0,4

нистой и пылевой фракции, кварцевыми, со значительным содержанием полевого шпата и темноцветных минералов.

В разрезе эолового холма, обычно на глубине 1-2 м, можно наблюдать один, реже несколько горизонтов песков серых, темно-серых, мелко-тонкозернистых, гумусированных с растительным детритом. Такие горизонты, соответствующие перерывам в эоловом осадконакоплении и почвообразованию, как правило, имеют небольшую (10-25 см) мощность и четкие контакты с основной массой песков. Довольно часто наблюдается слоистость, отличаю-

Минералогический состав фракции

Номер образца	Глубина, м	Легкая фракция									
		кварц	полевые шпаты	глаукоконит	слюда	карбонаты	выветрелые	содержание фракции	ильменит	лейкоксен	рутил
1	4,8-7,0	93,1	6,6	-	0,3	-	-	0,5	18,8	0,5	0,9
2	7,0-9,1	91,0	8,1	0,3	0,6	-	-	1,2	22,9	2,2	0,4
3	8,0-14,0	81,9	11,6	-	1,3	5,2	-	0,9	15,9	0,9	0,7
4	16,0-26,0	85,6	9,8	-	-	4,6	-	0,8	19,3	0,7	0,3
5	9,1-10,0	92,8	6,0	-	0,9	0,3	-	0,5	10,8	1,2	-
6	0,2-6,8	78,5	17,9	-	0,2	3,4	-	0,6	16,1	0,7	0,5
7	6,8-8,5	73,5	11,7	-	-	14,8	-	2,0	17,2	0,8	0,6
8	9,5-12,5	81,1	13,9	-	-	5,0	-	0,8	17,1	0,5	0,2
9	0,8-22,0	78,8	14,8	-	-	6,4	-	-	14,4	0,5	0,2
10	2,0-6,0	79,8	12,9	0,2	0,5	6,4	0,4	1,0	10,9	0,5	0,1
11	6,0-12,5	80,1	10,6	-	-	9,3	-	0,8	11,1	1,6	0,6
12	21,0-27,0	79,9	14,0	-	-	7,1	-	0,4	17,0	0,4	0,2
13	6,0-10,0	80,5	14,5	-	0,3	-	-	0,7	11,0	0,3	-
14	0,2-14,0	88,0	10,0	-	-	2,0	-	0,64	8,8	0,9	-
15	8,3-9,3	85,5	9,4	-	0,9	4,2	-	0,1	9,0	2,7	0,2
16	7,8-8,9	87,3	10,7	-	0,3	-	-	0,4	17,9	4,3	0,3
17	6,0-7,4	85,2	13,6	-	1,2	-	-	1,0	12,3	2,3	0,4
18	5,0-6,0	83,2	14,7	-	2,1	-	-	1,04	14,4	3,7	0,2
19	6,0-10,0	80,4	5,2	0,6	0,6	10,3	2,9	0,4	10,0	1,8	0,5
Среднее значение		83,5	11,4						14,5	1,4	0,3

щаяся волнистыми линиями, невыдержанными по простиранию слойками и сменой углов падения.

По разрезу наблюдается значительная изменчивость гранулометрического состава песков, связанная с особенностями литогенеза (эоловой сортировки, аккумуляции и транспорта). В верхней части разрезов несколько повышено содержание пылеватых частиц, а к подошве увеличивается количество среднезернистой фракции и встречаются отдельные крупные зерна. Такие же вариации гранулометрического состава песков наблюдаются и от вершин холмов

Таблица 2

0,25-0,1 мм прозерских моренных отложений, %

Тяжелая фракция													
ставролит	силлиманит	пирокон	турмалин	гранат	амфиболы	пироксены	группа эпидота	гидрокислы железа	анатит	карбонаты	прочие	коэффициент выветрелости	
1,8	-	4,5	0,7	19,1	35,4	5,4	2,0	2,9	1,6	0,7	5,7	0,4	
2,4	-	2,0	3,5	25,7	25,5	5,8	2,1	0,7	1,1	0,2	5,5	0,6	
0,9	0,1	1,9	2,7	20,9	28,8	1,1	3,6	2,8	1,9	0,1	27,0	0,4	
0,9	-	3,4	1,9	11,9	32,6	0,9	6,6	1,9	3,0	0,9	15,7	0,5	
1,5	-	2,9	1,9	12,4	36,8	2,3	3,3	6,4	1,9	-	18,6	0,3	
1,7	-	2,9	0,9	20,7	28,3	1,1	5,8	4,6	2,8	0,9	12,8	0,4	
2,4	-	2,6	1,6	28,6	20,6	1,4	2,4	4,8	1,8	3,6	11,6	0,5	
1,3	0,4	3,5	1,5	19,4	28,9	-	4,0	2,1	-	-	21,0	0,5	
0,7	0,2	3,1	0,7	14,7	22,3	1,5	4,5	5,4	16,0	10,3	5,0	0,5	
1,1	0,1	1,9	2,9	16,2	37,1	2,1	4,3	4,0	2,9	2,7	13,2	0,3	
1,2	0,2	3,8	1,4	18,6	32,6	2,4	2,8	4,7	3,1	2,0	13,9	0,4	
0,7	-	3,5	1,3	25,9	25,3	-	4,5	3,7	2,2	3,1	12,2	0,4	
1,9	-	4,0	1,5	16,5	33,7	2,4	4,0	9,9	3,4	-	11,0	0,3	
1,2	-	1,3	1,8	15,3	26,2	3,6	4,3	3,0	2,0	6,2	25,4	0,3	
0,3	-	1,9	1,4	11,2	27,8	0,3	2,4	11,0	0,3	6,5	25,0	0,4	
3,3	0,1	1,4	3,6	12,4	41,2	0,7	8,6	3,8	0,3	0,7	1,4	0,5	
4,4	-	2,8	2,3	26,6	35,1	4,3	3,2	0,9	0,5	0,4	4,5	0,4	
2,0	-	1,6	1,4	27,1	32,8	-	2,8	7,1	-	-	6,0	0,4	
1,3	-	1,2	1,2	10,3	31,8	2,2	5,1	5,9	1,0	1,8	25,9	0,3	
1,6		2,6	1,7	18,6	26,4	1,9	4,0					0,4	

и гряд по склонам. Так, у д. Почтовая Глинка Славгородского района на водоразделе можно было наблюдать следующий разрез эолового холма (в м):

- | | |
|---|-----------------------|
| 1. Растительный слой | 0,0-0,05 |
| 2. Песок серовато-желтый, мелкозернистый, полевшпатово-кварцевый | 0,05-1,45 |
| 3. Песок черный, мелкозернистый, гумусированный, с массой растительных остатков | 1,45-1,65 |
| 4. Песок желтовато-серый, мелко-среднезернистый, полевшпатово-кварцевый | Видимая мощность 0,6. |

Таблица 3

Минералогический состав фракции 0,25-0,1мм
лессовых пород и поозерской морены, %

М и н е р а л ы												коэф-фициент выветрелости	Генезис
легкая фракция	тяжелая фракция												
кварц	поле-вые шпаты	ильменит	лейкоксен	рутил	ставролит	циркон	турмалин	гранаты	амфиболы	пироксены	группа эпидота		
82,4	15,8	13,9	2,0	1,7	1,5	3,9	1,3	13,0	33,2	1,2	10,8	0,4	Лессовые отложения
83,5	11,4	14,5	1,4	0,3	1,6	2,6	1,7	18,6	26,4	1,9	4,0	0,4	Моренные отложения

По данным шлиховых анализов в эоловых песках наблюдается некоторое увеличение содержания рудных минералов (ильменит, лейкоксен, рутил) по сравнению с другими геологическими типами антропогенных отложений. Содержание этих минералов колеблется по ряду образцов от 1,4 до 5,94 кг/м³.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горецкий Г.И. О перигляциальной формации. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, №22, 1958.
2. Гурский Б.Н. Положение краевой зоны сожского (московского) оледенения на территории Белоруссии. В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972.
3. Гурский Б.Н. О перигляциальных отложениях среднего антропогена юго-восточной Белоруссии. Биология, Химия, География. Сб. научных трудов. Минск, 1973.
4. Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, 1974.
5. Добровольская И.А. Химическая характеристика лессовых пород Белоруссии. Автореферат канд. дис. Минск, 1964.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРЕН ПЛЕЙСТОЦЕНА
ВОСТОЧНОЙ ЛИТВЫ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БЕЛОРУССИИ

Четвертичные отложения осредельных районов Литвы и Белоруссии характеризуются аналогичным строением и литологическим составом. Литостратиграфическую корреляцию плейстоценовых морен на смежных территориях этих двух соседних республик вполне возможно проводить по одним и тем же характерным показателям.

На территории Литвы корреляция плейстоценовых морен проводилась по данным петрографического изучения крупнообломочного материала фракций размером 30-10, 10-7, 7-5, 5-3 мм /2, 4/. Выделенные петрогенетические группы обломков кристаллических пород, доломитов, известняков нижнего палеозоя и силура, других палеозойских и мезозойских известняков, мезозойских мергелей в разновозрастных моренах содержатся в разных количествах. По количественному содержанию петрогенетических групп пород в крупнообломочных фракциях увязываются горизонты морен в отдаленных разрезах скважин. Кроме того, разновозрастные морены отличаются по содержанию разных парагенетических ассоциаций руководящих кристаллических валунов /I, 3, 5/.

С целью литостратиграфической корреляции моренных горизонтов соседних республик по петрографическим показателям нами изучены разрезы около 20 скважин, расположенных западнее Белоруссии, и около 20 скважин, пробуренных в пограничных районах на территории Литвы.

В изученных районах Литвы и Белоруссии в плейстоценовой толще прослеживается от четырех до шести моренных горизонтов. По два из выделенных горизонтов относятся к нижнему, среднему и верхнему плейстоцену.

В Ошмянском, Ивьевском, Вороновском и Лидском районах в изученных скважинах отсутствовали горизонты основных морен верхнего плейстоцена. В этих районах Белоруссии максимальное число прослеженных моренных горизонтов достигало четырех. В разрезах скважин здесь отмечены два нижнеплейстоценовых и два среднеплейстоценовых моренных горизонта.

На территории юго-восточной Литвы не обнаружены морены второго горизонта верхнего плейстоцена. Основные морены первого горизонта верхнего плейстоцена выделены в северной части юго-восточной Литвы в Тракайском и Алитусском районах, а также в южной части в Варенском районе (рис. I).

Такое распространение разновозрастных основных морен дает основание полагать, что ледниковые покровы верхнего плейстоцена не покрывали территории перечисленных районов Белорусской ССР. Во время верхнего плейстоцена поверхности этих районов находились под влиянием перигляциальных процессов, и в них происходило накопление перигляциальных отложений.

Юго-восточная Литва (Шальчининкский и Варенский районы) во время образования второго моренного горизонта верхнего плейстоцена находилась почти полностью в зоне перигляциального осадкообразования.

В обнажениях р.Нямунас в окрестности гг.Бирштонас, Друскининкай и Алитус наблюдается древняя кора межледникового и перигляциального выветривания, перекрытая верхнеплейстоценовыми отложениями. Она хорошо коррелируется с аналогичными корами выветривания, непокрытыми верхнеплейстоценовыми отложениями, которые отмечены на самой крайней части территории юго-восточной Литвы и соседних районов Белорусской ССР.

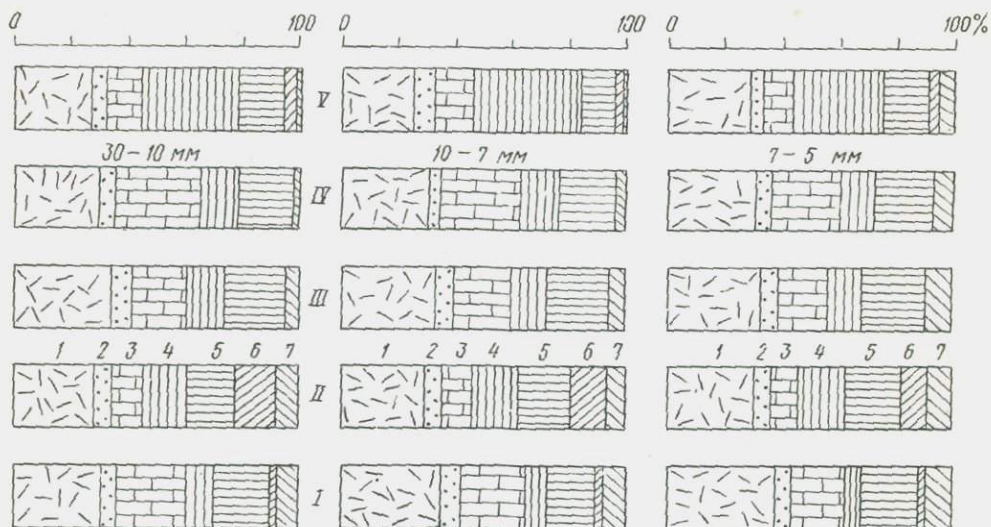


Рис.1. Петрографический состав крупнообломочного материала (фракции 30-10, 10-7, 7-5 мм) разновозрастных моренных горизонтов плейстоцена юго-восточной Литвы и сопредельных районов Белоруссии (средние значения). Моренные горизонты: I — первый нижнего плейстоцена; II — второй нижнего плейстоцена; III — первый среднего плейстоцена; IV — второй среднего плейстоцена; V — первый верхнего плейстоцена. Петрографические группы обломков: 1 — кристаллических пород; 2 — песчаников и алевролитов; 3 — доломитов; 4 — известняков нижнего палеозоя и силура; 5 — других известняков палеозоя и мезозоя; 6 — мергелей мезозоя; 7 — других пород

В северо-восточной Литве (Зарасайский и Игналинский районы) и северо-западной Белоруссии (Браславский и Поставский районы) обнаружен полный разрез плейстоценовых отложений. В плейстоценовой толще здесь прослежено шесть моренных горизонтов, относящихся к нижнему, среднему и верхнему плейстоцену (рис. 2). Таким образом, следует вывод, что на этом участке происходило ледниковое осадкообразование как во время нижнего и среднего плейстоцена, так и в верхнем плейстоцене.

Различия содержания петрогенетических групп пород в крупнообломочных фракциях размерами 30-10, 10-7, 7-5, 5-3 мм, использованные для литостратиграфической корреляции разновозрастных морен, значительно ярче выражены на территории юго-восточной Литвы и сопредельных районов (Ошмянский, Ивьевский, Вороновский, Щучинский, Гродненский) Белорусской ССР (рис. 3).

Наиболее показательным признаком морен первого горизонта нижнего плейстоцена и второго горизонта среднего плейстоцена является повышенное

содержание обломков девонских доломитовых пород. Морены первого горизонта верхнего плейстоцена отличаются повышенным содержанием известняков нижнего палеозоя и силура. Второй моренный горизонт нижнего плейстоцена обогащен обломками мезозойских мергелей. Первый горизонт морен среднего плейстоцена отличается максимальным количеством обломков палеозойских и мезозойских известняков (рис. 3).

Аналогичные признаки разновозрастных морен на территории северо-восточной Литвы и северо-западной Белоруссии (рис. 4).

На этом участке распространенные морены второго горизонта верхнего плейстоцена содержат повышенное количество доломитовых обломков, но не-

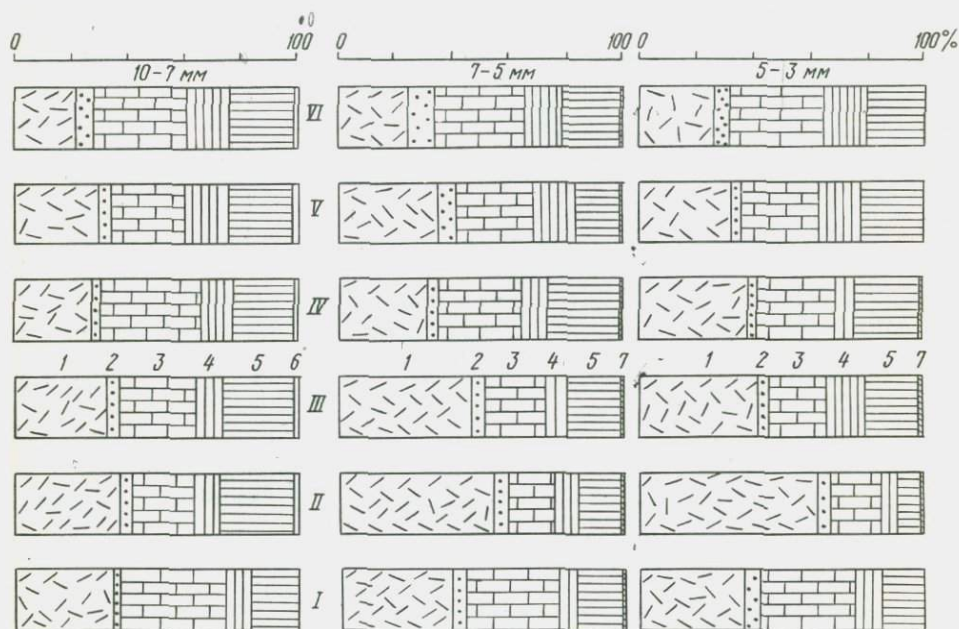


Рис.2. Петрографический состав крупнообломочного материала (фракции 10-7, 7-5, 5-3 мм) разновозрастных моренных горизонтов плейстоцена северо-восточной Литвы и сопредельных районов Белоруссии (средние значения). Моренные горизонты: I-U — те же, что и на рис. 1, У1 — второй верхнего плейстоцена. Петрографические группы обломков те же, что и на рис. 1

сколько меньше, чем в моренах первого горизонта нижнего плейстоцена и второго горизонта среднего плейстоцена. Вообще в северо-восточных районах (Зарасайский и Игналинский) Литовской ССР и северо-западных (Браславский и Поставский) Белорусской ССР все моренные горизонты значительно богаче обломками доломитов. Среднее содержание обломков доломитов в моренах этих районов достигает 29,9%, а в моренах юго-восточной Литвы и в смежных с ней районах Белорусской ССР — только 18,9%.

Морены северной части Литвы и Белоруссии приурочены к девонскому доломитовому полю. В юго-восточной Литве и в соседних с ней районах Бело-

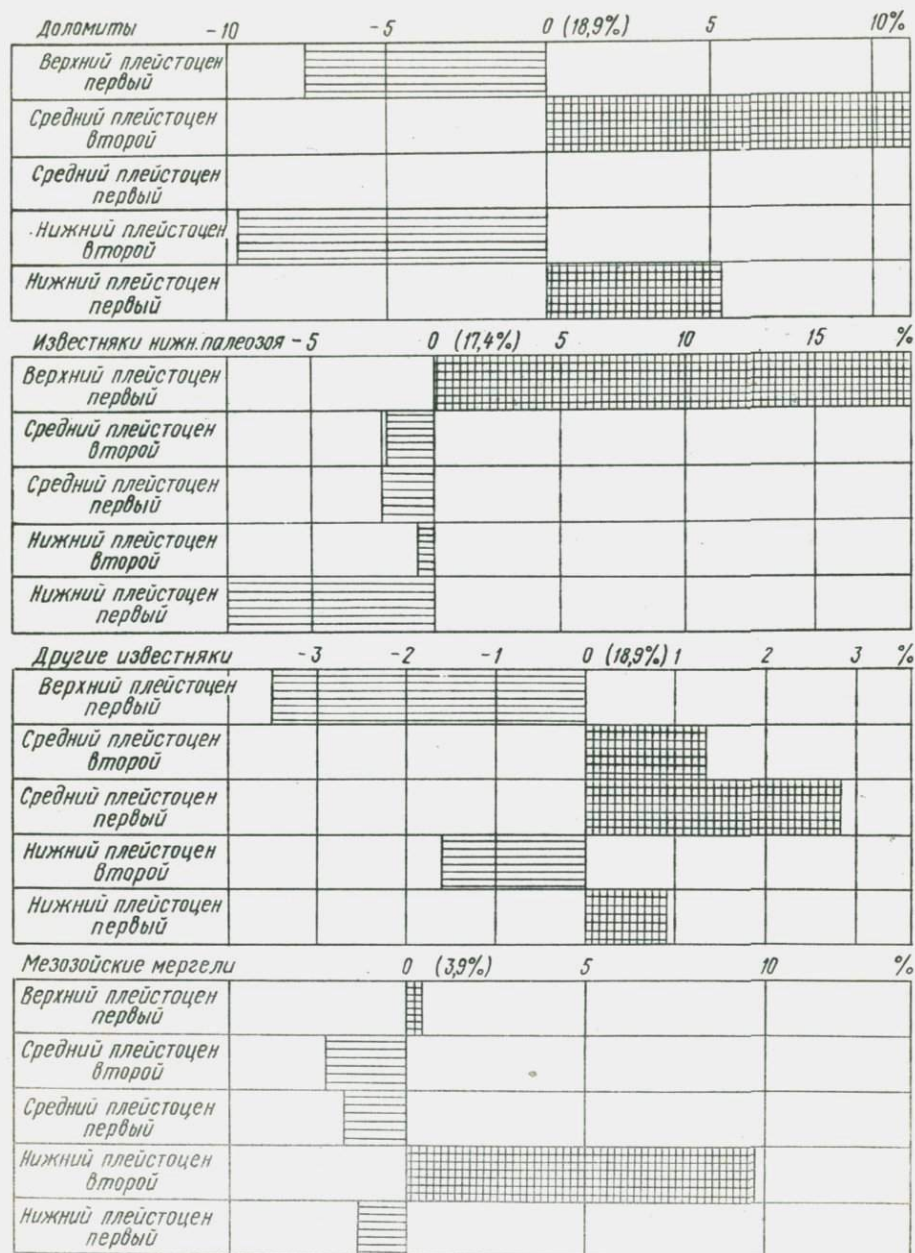


Рис.3. Отклонения содержания обломков (размером 30—10 мм) доломитов, известняков нижнего палеозоя и силура, других палеозойских и мезозойских известняков, мезозойских мергелей в разновозрастных моренных горизонтах от среднего их количества в моренах плейстоцена юго-восточной Литвы и сопредельных районов Белоруссии

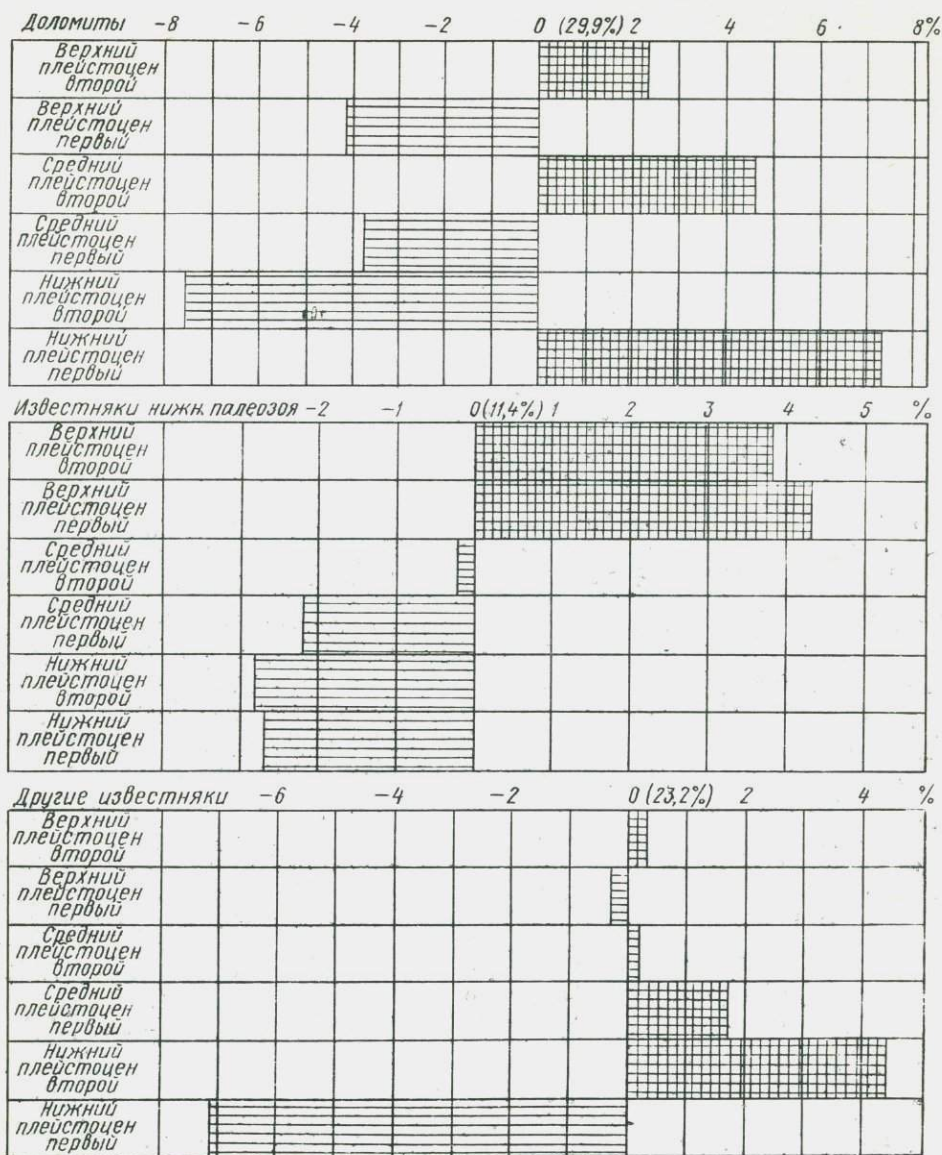


Рис.4. Отклонения содержания обломков (размером 10—7 мм) доломитов, известняков нижнего палеозоя и ситюра, других палеозойских и мезозойских известняков в разновозрастных моренных горизонтах от среднего их количества в моренах плейстоцена северо-восточной Литвы и сопредельных районов Белоруссии

руссии плейстоценовая толща залегает в основном на мезозойских меловых, мергелистых, песчаных и глинистых породах. В данном случае региональные различия петрографического состава морен обусловлены главным образом породами подстилающего субстрата.

Различия петрографического состава разновозрастных морен, дающие возможность произвести корреляцию разрезов, появились благодаря разным направлениям движения плейстоценовых ледниковых покровов по разнотипным породам подледникового ложа.

Обогащенные обломками доломитовых пород морены (первого горизонта нижнего, второго горизонта среднего и второго горизонта верхнего плейстоцена) отложены ледниками, следовавшими с севера на юг через районы Прибалтики, богатые слоями доломитов. Обогащенные мезозойскими мергелями и известняками нижнего палеозоя и силура морены (второго горизонта нижнего и первого горизонта верхнего плейстоцена) формировались ледниками, двигавшимися с северо-запада на юго-восток через депрессию Балтийского моря и западную Литву, где развиты материнские слои этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г а й г а л а с А.И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. Вопросы геологии Литвы, Вильнюс, 1963.
2. Г а й г а л а с А.И. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена юго-восточной Литвы (различия содержания обломков горных пород и минералов в некоторых разновозрастных моренных горизонтах). Труды АН Литовской ССР, серия Б, 4(39), 1964.
3. Г а й г а л а с А. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии. В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
4. Г а й г а л а с А. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс, 1971.
5. В и д д и н г Х., Г а й г а л а с А., Г у д е л и с В., Р а у к а с А., Т а р в и л а с Р. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс, 1971.

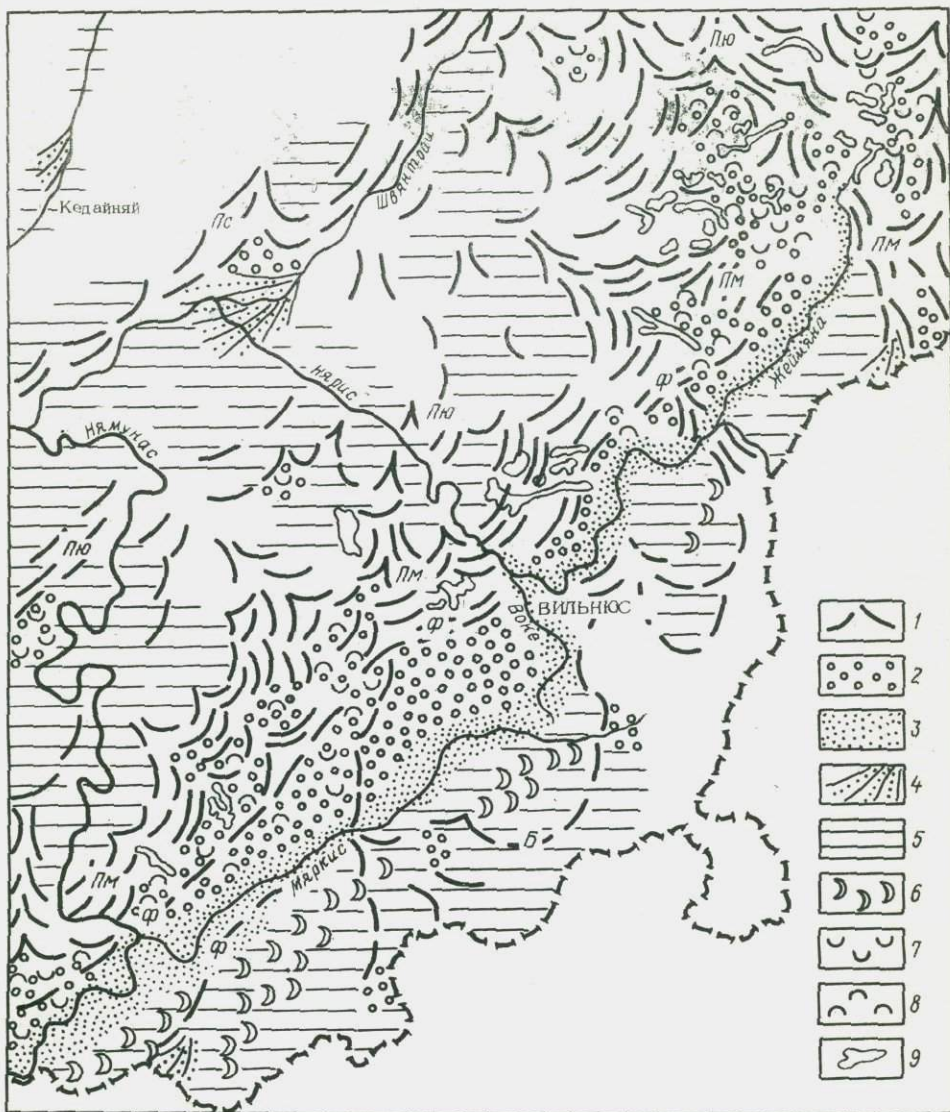
А.П.Микалаускас

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РАВНИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЛИТВЫ И ИХ СВЯЗЬ С КРАЕВЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Флювиогляциальные равнины на территории Литвы наиболее широко развиты в ее восточной и южной частях. Здесь концентрируется свыше 95% всех зандровых, около 80% флювиогляциальных террасовых образований и приблизительно около 10% флювиогляциальных дельт. Неслучайно поэтому, что данный район и привлек самое пристальное внимание исследователей-флювиогляциалистов.

Накопившиеся за последние годы сведения о геоморфологическом и геологическом строении четвертичных образований позволяют с большой достоверностью расчленять водно-ледниковые покровы юго-восточной Литвы, а вместе с тем и увязывать их с конечно-моренными грядами, обозначающими остановки края ледника неоплейстоценового времени.

В первую очередь хотелось бы обратить внимание на полигенетический характер юго-восточной песчаной равнины Литвы /7/, простирающейся с северо-востока на юго-запад между возвышенностями моренной Балтийской гряды и возвышенностями Литовско-Белорусской гряды (см. рисунок). Отметим, что северная часть равнины в восточном направлении переходит в Нарочано-



Гляциоморфологическая картосхема юго-восточной Литвы: 1 — краевые образования (Б — бранденбургские, Ф — франкфуртские, Пм — померанские максимальной фазы, Пю — померанские южнолитовской фазы, Пс — померанские среднелитовской фазы); 2 — заандры; 3 — флювиогляциальные долинные образования; 4 — флювиогляциальные дельты; 5 — озерно-ледниковые равнины; 6 — золовый рельеф; 7 — котловинный рельеф; 8 — моренно-холмистый рельеф; 9 — озера

Вилейскую низменность, а продолжение ее южной части составляет Верхне-Неманскую низменность (БССР). Следуя с северо-востока на юго-запад, отдельные участки именуемой равнины носят свои названия (Жеймянская равнина, равнина среднего течения рр. Нярис и Вильня, равнина р. Воке и среднего течения р. Мяркис и равнина р. Катра и нижнего течения р. Мяркис), заимствованные от наименований рек, протекающих по их поверхности.

Следует отметить, что все эти части юго-восточной песчаной равнины Литвы долгое время, а некоторые вплоть до померанского времени формировались самостоятельно. Поэтому на каждой из них имеются и несколько различные сочетания водно-ледниковых образований как в пространственном их распределении, так и в самой толще отложений. В целом же в строении этой равнины наряду с флювиогляциальными широко распространены озерно-ледниковые, эоловые и даже моренные образования. Что касается озерно-ледниковых отложений, то они нередко главным образом к югу и юго-западу от Вильнюса переслаиваются с флювиогляциальными, указывая на локальность, а значит, и проточность некогда там простиравшихся приледниковых водоемов. Восстановление циклов разнотипной аккумуляции позволило выделить здесь два разновозрастных интерфазияльных водно-ледниковых осадочных покрова, разделенных на уровне II5 мНН валунным суглинком одной из ранних репесий бранденбургской стадии /6/.

В водно-ледниковом комплексе бассейна р. Жеймяна и в придолинных участках р. Вильня и среднего течения р. Нярис ни аналогичного многократного переслаивания флювиогляциальных отложений с лимногляциальными, ни тем более их разграничивающего моренного слоя нами не было отмечено. Единый озерно-ледниковый алевритисто-песчано-глинистый горизонт там почти повсюду прикрыт 2-10-метровой флювиогляциальной толщей. Это свидетельствует, что во весь раннеплейстоценовый период это понижение, унаследовавшее общие черты рельефа еще от дочетвертичного субстрата /6/, было до максимальной фазы померанской стадии оледенения бессточным.

Если корреляция погребенных лимногляциальных слоев имеет некоторые сложности, то привязка флювиогляциальных залегающих на поверхности образований к соответствующим стадиям и фазам оледенения не вызывает сомнений.

Впервые эти связи выяснились нами на примере Дайнавской задровой равнины и краевыми образованиями Дзукской возвышенности десять лет тому назад /4/. Но уже и тогда была отмечена их приуроченность к бранденбургским, франкфуртским и померанским конечно-моренным грядам. В дальнейшем такая соподчиненность способствовала не только выявлению парагенетических взаимосвязей между водно-ледниковыми и моренными образованиями на определенных участках, но и содействовала корреляции разновозрастных флювиогляциальных покровов на территории всей республики.

Выяснилось, что во время максимальной фазы бранденбургской стадии край ледника отдельными лопастями (верхнемяркийской, нижнемяркийской и др.) окаймлял северо-западные склоны Мядининкской возвышенности, преградив тем

самым путем свободному блужданию потоков талых вод в прикраевой полосе ледника. Их сток происходил через межхолмовые понижения в окрестностях пос. Калеснинкай, Яшнаи, Паажуле и других примерно на уровне 150–170 м абс. высоты в южном и юго-восточном направлениях.

Из-за неровностей подстилающей поверхности задровые участки бранденбургской зоны на территории Литвы приобрели облик западинно-холмистого рельефа. Общая мощность этих отложений варьирует от нескольких до десяти с лишним метров. Для них характерно последовательное в седиментационном отношении чередование мощных слоев (до 2–3 м) и многочисленные следы воздействия перигляциальных процессов.

На основе изучения литолого-структурных особенностей и условий залегания установлено, что задровы только что названных окрестностей, которые раньше относились к образованиям предпоследнего оледенения, на самом деле сформированы в вюрмскую эпоху / 5 /.

Что же касается самих спорадически разбросанных фрагментов раннебранденбургских краевых образований, к которым приурочены эти задровые поля, то они представляют собой останцы конечных морен свалочно-насыпного типа, которые сложены из песчано-гравийно-галечным и моренно-суглинистым материалом.

Особого внимания заслуживают конечно-моренные гряды франкфуртской фазы бранденбургской стадии последнего оледенения, простирающиеся с северо-востока на юго-запад по линии Пабраде — Вильнюс — Лянтварис, Мяркине — Вайсейяй. Прямолинейной конфигурацией этих насыпных конечных морен и ровной поверхностью подстилающего рельефа обусловлено широкое развитие задровых полей вдоль бывшего края франкфуртского ледника. Следует отметить, что выделяемые нами две конечно-моренные гряды этого времени не имеют ясно выраженной рельефности и кроме того у поверхности, особенно в межхолмовых понижениях, прикрыты флювиогляциальными насосами, из-за чего небольшие их неровности, особенно в I гряде, получили еще более сглаженные контуры, а тем самым и дряхлый вид. В результате стока талых вод морфологические оси этих форм в обеих грядах ориентированы в юго-восточном направлении. Схожий в них и вещественный состав. Отличаются средние по высоте и крупности холмы II франкфуртской конечно-моренной гряды от I, может быть, лишь некоторой повышенной валунностью.

Говоря о задровых покровах франкфуртской фазы оледенения, напомним, что они наиболее отчетливо выделяются в междуречье рр. Воке и Спянгла, т.е. на участке сочленения обеих конечно-моренных гряд. Двучленное строение задровой толщи здесь, как нигде в другом месте, ярко отображает два цикла осадконакопления. Нижний осадочный покров, отвечающий I франкфуртской субфазе, имеет мощность 6–7 м, а верхний — в три раза меньше, т.е. около 2 м.

Неоднородна задровая равнина рр. Воке и Спянгла и в морфологическом отношении. На ней выделяются два несколько различных уровня.

Высший задровый уровень — это слабо-, а в близости конечных морен и сильноволнистая равнина, расположена на 150–160 м уровне абс. высоты. Для

нижнего террасированного заандрового уровня (145–150 м абс. высоты) характерен слабоволнистый, с преобладанием крупных волн рельеф. Имеются и очень пологоволнистые, а местами и совершенно плоские поверхности.

На других заандровых равнинах франкфуртской зоны также преобладает волнистый рельеф. Правда по мере удаления от конечных морен степень волнистости заметно уменьшается, причем мелкие волны все чаще заменяются более крупными.

Вся франкфуртская заандровая полоса, кроме того, характеризуется густой сетью ложбин стока талых ледниковых вод, а придолинная ее часть еще и свраго-эрозионными формами рельефа.

Исходя из структурно-текстурных особенностей, следует отметить маломощность (в среднем 0,4–0,8 м) франкфуртских заандровых слоев. По минералого-петрографическому составу они очень близки к бранденбургским /2/, хотя по чередованию отдельных фаз седиментации и менее выдержаны.

Флювиогляциальные равнины померанского возраста на разбираемой территории сопряжены с максимальной, южно- и среднелитовой фазияльными останковками ледника. Конечно-моренные гряды данного возраста отличаются свежестью форм рельефа. Их крутые холмы и гряды имеют довольно большие относительные высоты. В межхолмовых понижениях здесь много озер и заболоченных котловин. На всем протяжении их пересекают рывтины, а также латеральные и дистальные ложбины. Особенно ярко ложбины стока талых ледниковых вод видны в наружной стороне краевых образований, т.е. на поверхности заандровых полей.

Мелколопастные (фестончатые) конечно-моренные гряды ранней (максимального продвижения ледника) фазы померанской стадии (они почти целиком напорного и напорно-насыпного характера) лишены типичных заандров, за исключением линейно-растянутого заандрового поля к юго-востоку от г. Швянченис и отдельных, заандровыми отложениями высланных участков в юго-восточной латеральной придолине Литвы (см. рисунок). В основном мы имеем дело с недоразвитыми, т.е. зачаточными флювиогляциальными конусами выноса, а еще чаще — с практически нерасчленяемой смешанной моренно-заандровой разновидностью рельефа. В раннепомеранское время были сформированы и первые настоящие флювиогляциальные дельты (Скроблас, Куна, Мера, Стрюна и др.) на территории Литвы. Флювиогляциальные дельты долин стока все-таки обширнее в придолинных участках рр. Нярис и Швянтайи, но они уже сопоставимы с более поздними останковками деградирующего ледника.

Сопоставляя между собой все фазияльные конечные морены померанской стадии, можно сказать, что наиболее значительным все-таки заандрообразованием отличилось таяние ледника на выпрямленной линии (гг. Приенай, Кайшядорис, Молетай) напорно-насыпных конечных морен южнолитовской фазы оледенения. Заандровыми отложениями здесь были заполнены обширные площади лопастных гляциодепрессий в окрестностях Лабанорас и Казитишкис, не считая уж отдельных заандровых конусов выноса к западу от г. Приенай, в окрестностях пос. Жасляй и Катлярй. Из-за неровной поверхности подстилающего рельефа гляциодепрессий, а также присутствия отдельных моренно-холмистых

поднятий, зандровый рельеф этой зоны приобрел вид сильно волнистой поверхности с многочисленными термокарстовыми впадинами и просадками. Большинство этих впадин здесь заняты озерами и болотами. Особенно богата озерами гляциодепрессия между гг. Молетай, Игналина и Швянченис.

Мощность зандровых толщ в померанской области, так же как и в зоне бранденбургских краевых образований, колеблется по указанным причинам от нескольких до десяти с лишним метров. Мощность отдельных слоев достигает в среднем 1,5–2 м. Однако по яркости следов воздействия перигляциальных протессов они явно уступают зандровым отложениям предыдущих зон.

Отметим и то обстоятельство, что в литологическом отношении больше всего схожи между собой раннебранденбургские и франкфуртские зандры. Особенно ярко эта закономерность выступает в количественном распределении кристаллических пород, карбонатов, кварца и полевых шпатов / 8 /. Увеличению доломитов в нижних слоях песчано-гравийных карьеров бранденбургской зандровой зоны способствовали, по всей вероятности, более богатые обломками доломитов мезоплейстоценовые отложения. Ко всему сказанному добавим, что в минералого-петрографическом отношении и зандры померанской зоны почти не отличаются от зандров выше охарактеризованных зон.

Кроме зандров и флювиогляциальных дельт не менее важна нам и увязка флювиогляциальных террас с соответствующими этапами отступления ледника с территории Литвы. В юго-восточной Литве долины стока талых ледниковых вод, по бортам которых и развиты флювиогляциальные террасы, имеют особенно широкое распространение. В основных дренажных артериях — прадоллинах урштрмов Швянтойи-Нярис-Нямунас и Жиймяна-Нярис-Воке-Мяркис-Нямунас отчетливо выделяются два уровня флювиогляциальных террас, в долинах их притоков — один, а во многих плоскодонных ложбинах стока они и вовсе отсутствуют.

Формирование флювиогляциальных террас в прадолине рек Жиймяна-Нярис-Воке-Мяркис-Нямунас связано с деградацией ледника от краевых образований максимальной фазы померанской стадии, т.е. со временем зарождения самого урштрама / 3 /. Флювиогляциальные же террасы р. Швянтойи, Нярис, Нямунас на несколько тысяч лет моложе. Они образовались в среднелитовскую фазу последнего оледенения в латеральной прадолине, опоясывающей конечноморенный вал того времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вонсавичюс В. Связь позднеплейстоценовых префронтальных ледниковых образований Юго-Восточной Литвы с дочетвертичным рельефом. В кн.: Префронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974.
2. Гайгалас А.И., Микалаускас А.П., Юргайтис А.А. Седиментационные циклы и минералого-петрографический состав Рудийского зандра (франкфуртской стадии) по обнажению Вайкштаняй. Труды АН ЛитССР, серия Б, т.3(42), 1965.
3. Микалаускас А.П. Геоморфолого-структурные особенности флювиогляциальной террасы Гарунай и зандра, граничащего с долиной р. Воке. Труды АН ЛитССР, серия Б, т.4(47), 1964.
4. Микалаускас А. О связи флювиогляциальных покровов Дайнавской равнины с краевыми образованиями Дзукской возвышенности. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.
5. Микалаускас А.П., Гайгалас А.И., Юргайтис А.А. Геоморфолого-структурные особенности Яшюнайского зандра. Труды АН ЛитССР, серия Б, т.4(47), 1966.

8. Микалаускас А.П., Юргайтис А.А. Осадочные покровы Дайнявской песчаной равнины по обнажениям р.Ула. Труды АН ЛитССР, серия Б, т.5 (90), 1975.

7. Basalukas A. Lietuvos TSR Pietryčių smėlėtoji lyguma (geomorfologinė apybraiža). Vilniaus Valst. V.Kapsuko v. universiteto Moksl. darbai, VI, 1955.

8. Mikalauskas A., Gaigalas A., Jurgaitis. Pietryčių Lietuvos žandrių zonos. Geografinis metraštis, IX. Vilnius, 1968.

К. Швядас

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПOKPOBНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЛИТВЫ

Рельеф юго-восточной Литвы имеет давнюю и сложную историю своего развития. В 1958 г. А.Басаликас /4/ высказал мнение, что ядро Мядининкских высот было сформировано ледниками предпоследнего оледенения. Это мнение ученый подтвердил и в последующих своих работах /1, 5/.

Детальные исследования последних лет уточнили и дополнили картину рельефообразования Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато /6/. Оказалось, что максимальная фаза валдайского ледника прикленила свои краевые образования к основанию Мядининкской возвышенности, сформированному ледниками московской стадии, но не перекрывала его. Эйшишкское плато содержит в себе и краевые образования последующих фаз валдайского оледенения. Таким образом, Мядининкская возвышенность и некоторые моренные массивы Эйшишкского плато имеют среднеплейстоценовый возраст, а остальная платообразная часть относится к раннему неоплейстоцену.

Изменение морфоклиматических условий в плейстоценовое время сопровождалось различными постгенетическими процессами, преобразовавшими до неузнаваемости первичный облик гляциогенного рельефа.

Особенно большие изменения рельеф потерпел в перигляциальных условиях. Главными рельефоперерабатывающими агентами того времени многие советские и зарубежные исследователи считают выветривание, перемещение продуктов разрушения (действие склоновых процессов), сток воды и эоловые процессы. Под длительным действием этих процессов образовался слой перигляциальных покровных образований, покрывающий в настоящее время почти всю поверхность Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато.

В 1973, 1974 гг. автором исследовались морфологические и структурные особенности, а также распространение покровных образований Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато. Морфологические различия между возвышенностью и плато определялись на эталонах с различным гляциальным рельефом. На них же шурфованием (10 шурфов на 1 км²) определялась и мощность делювиальных отложений.

По полученному полевому материалу произведена литогенетическая классификация покровных образований (табл. I). В первую очередь были выделены четыре разнотипных вида исходного материала: моренный суглинок,

Таблица I

Литогенетическая классификация перигляциальных покровных отложений
Мядининкской возвышенности и Эйшишского плато

Генетический тип отложений	Исходный материал покровных образований	Разновидности покровных образований						
		по почвообразующим процессам	автохтонные (материал выветривания)	аллохтонные (солифлюкционный материал)	аллохтонные (материал плоскостного смыва)			
Гляциогенный	1 Моренный суглинок	Элювиальные Иллювиальные	5э 5и	Моренная супесь	9э 9и	Моренная супесь	13э 13и	Алевритисто-глинистая супесь
	2 Моренные кластические отложения (валуны, галька, гравий, песок)	Элювиальные Иллювиальные	6э 6и	Скелетная супесь	10э 10и	Скелетная супесь	14э 14и	Слоистая скелетная супесь
Флювиогляциальный	3 Галька, гравий, песок	Элювиальные Иллювиальные	7э 7и	Супесь	11э 11и	Супесь	15э 15и	Слоистая супесь
Лимногляциальный	4 Разнозернистые "боровые" пески	Элювиальные Иллювиальные	8э 8и	Песок	12э 12и	Песок	16э 16и	Слоистый песок

моренные кластические отложения, флювиогляциальный гравий и песок и лимногляциальные "боровые" пески. Подвергаясь выветриванию, часть этих отложений приобрела иную, чем исходный материал, структуру и несколько другой литологический состав.

На каждую из разновидностей исходного материала процессы выветривания повлияли неодинаково, поэтому образовались и различные покровные отложения, обозначенные в таблице соответствующими индексами. Например, из моренного суглинки (индекс I) образовалась моренная супесь (5), а флювиогляциальные гравий и песок (3) превратился в ферритизированную супесь выветривания (8) и т.д. Во всех разновидностях покровных образований выделяются, кроме того, элювиальные и иллювиальные горизонты, обозначенные в таблице буквами "э" и "и".

Образовавшийся на вершинах и склонах холмов материал выветривания передвигался вниз, закономерно наращивая свою мощность. Самые большие скопления делювия, иногда превышающие 6-7-метровую мощность, неслучайно поэтому отмечены нами в межхолмовых понижениях Эйшишского плато, поверхность которого претерпела наиболее значительное выравнивание. На платообразных участках рельефа Мядининской возвышенности также прослеживается эта закономерность.

Продукты выветривания в первую очередь сползали под действием солифлюкции. На это указывают и их структурные особенности в виде различных инволюций. Это свойственно как для свободной, так и для связанной солифлюкции.

Кроме солифлюкционных процессов широко распространялся и плоскостной смыв. Самыми выразительными осадками этого процесса являются образования, которые А. Кайо во Франции назвал "éboulis ordonnés" /7/а Я. Дыликом в Польше они были описаны как ритмично слоистые образования /8/.

Исходя из этого все разновидности покровных образований нами подразделяются на автохтонные (выветривания) и аллохтонные (солифлюкционные и плоскостного смыва), которые в свою очередь еще делятся на элювиальные и иллювиальные. В таблице помещено всего 16 разновидностей перигляциальных покровных образований.

На исследованных эталонах обычно встречаются сочетания из 2 или 3 (а иногда и более) выделенных разновидностей. С целью выяснения общего количества имеющихся комбинаций нами были подсчитаны все возможные варианты покровных отложений, которые представлены в табл. 2. Общая сумма комбинаций равняется 234. Это число не окончательное, ибо в таблице представлены только варианты элювиальных образований с иллювиальными. Учитывая, что возможны комбинации элювиальных разновидностей с иллювиальными, общее число их должно увеличиться в два раза. На практике такое большое количество разновидностей не обнаруживается, да и само их выделение в полевых условиях было бы невозможно. На Мядининской возвышенности и Эйшишском плато, например, нами определено только 30 комбинаций. Все они отличаются своей структурой, морфологией, литологическим составом, окраской и другими признаками, поэтому и легко опознаются при их картировании.

Наряду с определением структур и генезиса перигляциальных покровных образований следует выявить и закономерности их распространения на отдельных морфологических поверхностях. Несомненный интерес в первую очередь представляет само распределение выветрелого материала по склону. Неравномерные мощности делювиального материала на склонах обуславливаются самим профилем склона: вогнутым, выпуклым или сложным. Существует также зависимость накопления делювия и от положения области сноса исходного материала на склоне. А.М.Трофимов /3/ выделяет следующие случаи области сноса: у основания склона и в сторону основания склона, а также в области вершины и в сторону вершины склона. В первом случае происходит процесс постепенного наложения материала у основания склона. С этим связывается и сама слоистость делювиального материала. Во втором случае делювий откладывается в средней и в нижней частях склона. Изменение интенсивности денудации сопровождается наращиванием делювиального шлейфа, частично перекрывающего более древний. Этим объясняется некоторая слоистость делювиальных шлейфов.

Из наших наблюдений, кроме уже сказанного, выяснилось, что на вершинах холмов и при наклоне поверхности $1-2^{\circ}$ размещаются разновидности автохтонных покровных отложений мощностью до 0,5 м (см. рисунок), литологический состав которых зависит от состава исходного материала. Например, моренные супеси представлены более мелкозернистой фракцией, чем супесь из флювиогляциального песка и гравия.

Размещение материала в средней части склона, как правило, зависит от формы склона и мелких отрицательных форм типа коррозионных ложбин, нивационных и суфозионных пирков и др.

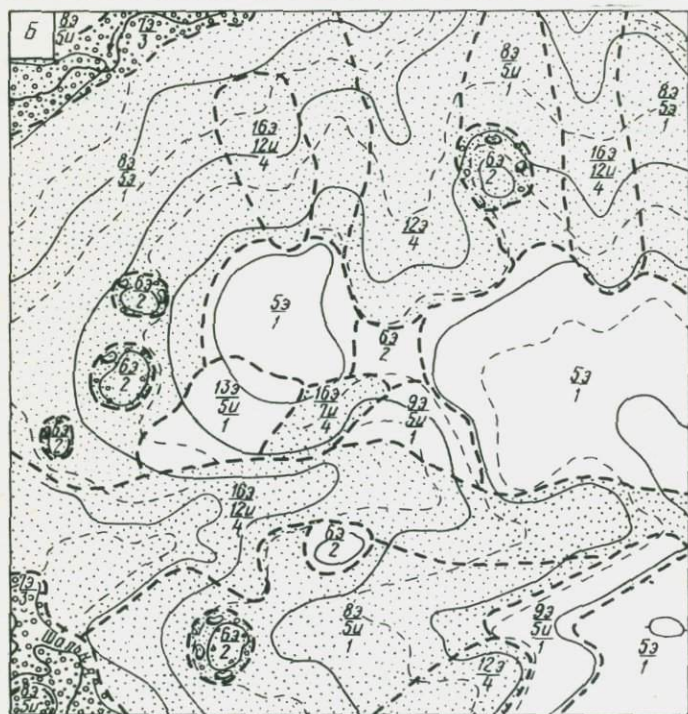
На склоне с вогнутым профилем при уменьшении угла наклона отмечено увеличение мощности делювия. Литологический состав покровных образований также зависит от исходного материала, а мощность их достигает в среднем до 1,0 м.

На склоне с выпуклым профилем в зависимости от местоположения области сноса замечено увеличение делювия мощностью 1,0-1,5 м в нижней части склона.

Разрез склона, имеющий сложный профиль, показывает увеличение делювия на вогнутых частях и в небольших отрицательных формах. Мощность делювия на таких склонах меняется от 0,5 до 2,0 м. Состав покровных образований зависит от процессов, удалявших продукты выветривания и от литологического состава исходного материала. В понижениях здесь появляются двух- или трехчленные наложения.

Отмечены некоторые различия накопления делювия и в отрицательных формах рельефа, который здесь определен прежде всего временным или постоянным стоком текучих вод. В этих формах залегают крупнозернистые аллювиальные отложения, образовавшиеся из перестолженного водными потоками делювиального материала. Их мощность составляет 2-3 м и более.

Имеющиеся различия перигляциальных покровных образований на возвышен-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7 $\frac{163}{12U}$ 4

Распространение перигляциальных покровных образований: А - на Мадынницкой возвышенности, Б - на Жышском плато: 1 - моренный суглинок, 2 - гляциогенные валуны, галька, гравий и песок, 3 - флювиогляциальный гравий и песок, 4 - лимногляциальные разнозернистые "боровые" пески, 5 - делювиальные отложения, 6 - границы контуров, 7 - индексы комплексов перигляциальных отложений (согласно табл. 1, 2)

ности и на плато прежде всего выявляются в исходном материале.

Часть территории Эйшишкского плато в раннеплейстоценовое время покрывалась озерно-приледниковыми водоемами /2/, поэтому лимногляциальными и флювиогляциальными песками были покрыты обширные площади плато. Лимногляциальные "боровые" пески обнаруживаются и в долинах рек, служивших эстуариями приледниковых водоемов. Покровные образования этого генезиса обозначены индексами 4, 8, 12, 16 (см. табл. 1), а их комбинации с другими разновидностями отложений указаны в табл. 2. Кроме того, рельеф возвышенности выражен большими пересечениями высот, более интенсивной холмистостью, а также густой сетью эрозионных форм, поэтому покровные образования здесь характеризуются многочисленными сочетаниями разновидностей и более сложным их внутренним строением, чем на плато.

Определение генезиса и структур отдельных серий склоновых отложений на различных орографических единицах юго-восточной Литвы позволяет в некоторой степени восстановить ход развития рельефа.

Со времени среднего плейстоцена исследуемая территория находилась под влиянием смен климатических условий. Самое интенсивное выветривание моренного материала и преобразование рельефа происходило в перигляциальных условиях. Солифлюкционные процессы (плоскостной смыв и движение материала под воздействием гравитационных процессов) перетранспортировали большое количество продуктов выветривания к подножиям склонов, где они заполнили межхолмовые понижения. В связи с этим склоны снижались и удлинялись. Шло интенсивное выравнивание рельефа.

Цикличность смен климатических условий сопровождалась соответствующими разрушительными процессами и их неодинаковой интенсивностью. Эти изменения отражаются в структуре покровных образований. Среди них преобладает несколько разновидностей солифлюкционных осадков. Наиболее распространены аморфные конгелифлюкционные отложения, сформировавшиеся на относительно пологих склонах и из литологически однородного исходного материала. Эти отложения не имеют ясных текстурных признаков и распознаются по плоской сортировке и скатанности материала. На крутых склонах с разнообразными по литологии породами конгелифлюкционные образования имеют слабо выраженную слоистость. В отдельных случаях выступают скопления перелотложенного моренного суглинка. Процессами плоскостного смыва были отложены разнотельные нечеткослоистые пески с ритмичным чередованием прослоев песка, алевритов и глин.

В заключение добавим, что часто в одном и том же перигляциальном цикле нижняя часть делювия солифлюкционного происхождения, а для верхних прослоев характерны признаки процессов плоскостного смыва, что в свою очередь свидетельствует о неодинаковых климатических условиях. Известны случаи повторной или нескольких смен литофаций.

Выявленные закономерности распространения перигляциальных покровных образований на различных геоморфологических поверхностях Мядининской возвышенности и Эйшишкского плато способствуют более полному воссозданию первичного облика рельефа и перигляциальной среды осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б а с а л и к а с А. Основные черты рельефа Литовской ССР. Институт геологии и географии АН Литовской ССР, научные сообщения, 1У, 1957.
2. Б а с а л и к а с А., М и к а л а у с к а с А., Ш в я д а с К. Приледниковые водоемы юго-восточной Литвы в ранне-неоплейстоценовое время. Материалы 1У Всесоюзного симпозиума по истории озер, Л., 1975.
3. Т р о ф и м о в А.М. Основные закономерности развития склонов под действием силы тяжести. Автореферат канд. дис. Казань, 1965.
4. Б а с а л у к а с А. Lietuvos paviršiaus reljefas. Lietuvos TSR fizinė geografija, I, Vilnius, 1958.
5. Б а с а л у к а с А. Lietuvos TSR fizine geografija, II, Vilnius, 1965.
6. Б а с а л у к а с А., Ј у р г а и л и с А., М и к а л а у с к а с А., Ш в е д а с К. Medininkų aukštuma ir Eišiškių plynaukštė glaciomorfologiniu ir struktūriniu atžvilgiais. Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai, Geografija ir geologija, XII, 1975.
7. С а и л л е у х А. Cryopédologie. Centre de Doc. Univ. Sorbonne, Paris, 1948.
8. D y l i k J. Periglacialne osady stokowe rytmiczne warstwowane. Biul. periglacialny, 2, 1955.

А.Т.Логойко

МИКРОЗАПАДИНЫ В РЕЛЬЕФЕ БЕЛОРУССИИ И ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИХ КАРТИРОВАНИЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕРИАЛОВ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Современный рельеф Белоруссии, изобилующий всевозможными микроформами, формировался на протяжении всей геологической истории и в тесной взаимосвязи эндогенных и экзогенных факторов. Многие его макро- и микроформы определялись деятельностью покровных оледенений, которые периодически сменялись перигляциальными условиями и межледниковыми эпохами. Своеобразие рельефа отдельных этапов развития проявляется в особенностях строения антропогенной толщи. Детальное изучение антропогенных отложений, стратиграфическое расчленение их с помощью различных методов и прослеживание закономерностей пространственного размещения позволили М.М.Цапенко и др. /7/ выделить основные черты развития рельефа в антропогене.

Ранее проведенными исследованиями установлено, что на особенности продвижения различных ледниковых покровов и аккумуляцию обломочного материала большое влияние оказывали структурные условия территории, неотектонические движения земной коры, дочетвертичный рельеф и многие экзогенные факторы. Геологическое строение доантропогенных отложений и основные геоструктурные элементы Белоруссии также находят отражение в особенностях аккумуляции ледниковых отложений и проявляются в современной их поверхности. Кроме того, этими работами доказано, что структурные особенности территории республики контролируют не только распределение гидрографической сети и характер строения речных долин, но также и закономерности распределения многочисленных микроформ на отдельных участках. Так, в центральной части Припятской впадины расположено русло р. Припяти, а

рр. Днепр и Сож текут в пределах Жлобинской седловины в понижении кровли кристаллического фундамента / 4 /. В юго-восточной части Припятской впадины неотектонической активностью брахиантиклинальных соляных структур обусловлены закономерности распределения на дневной поверхности песчаных гряд и холмов, а также микрозападин / 2, 3 /.

Особенности неотектонических движений, протекавших на территории Белоруссии за неоген-антропогенное время, и их роль в формировании рельефа еще не достаточно выяснены. На основе анализа глубин вреза гидрографической сети на протяжении различных межледниковий, изменения мощностей моренных и межморенных толщ и их литолого-фациальных особенностей, условий залегания и распространения отдельных моренных и межледниковых отложений, характера рельефа уже сейчас получены сведения о величине и направленности неотектонических движений. Эти материалы в некоторой степени подчеркивают тесную связь пространственного размещения микроформ с характером интенсивности и направленности неотектонических движений. Так, наиболее активно воздымающейся в неотектоническое время поверхности Оршан-Могилевского плато с развитым покровом лессовидных пород присуще наличие многочисленных суффозионно-просадочных западин.

Микрозападины в рельефе Белоруссии занимают значительное место и довольно различны по своему происхождению. Интерес к их изучению постоянно возрастает, так как без тщательного изучения причин образования микрозападин невозможно успешно их ликвидировать. В решении этих задач большую роль может сыграть аэрофотометод в сочетании с геологическими, геоморфологическими, геохимическими и другими исследованиями / I, 5 /. Исследованиями установлены возможности дешифрирования и доказана высокая эффективность картирования микрозападин по средне- и крупномасштабным материалам аэрофотосъемки.

Микрозападины и "блюдца" на территории Белоруссии различны по своему происхождению и с генетической стороны изучены не повсеместно. Эти микроформы здесь так же, как и на смежных территориях, разделяются на криогенные, получившие развитие в постгляциальное и перигляциальное время, термокарстовые, суффозионные, просадочные, суффозионно-просадочные, аллювиальные, техногенные и др.

Формирование микрозападин криогенного генезиса происходило в перигляциальных областях днепровского, московского и ваддайского оледенений под воздействием режеляционных и солифлюкционных процессов. В этих же условиях зарождались термокарстовые западины, которые появлялись на поверхности в результате вытаивания из моренного материала погребенных ("мертвых") глыб льда. Карстовые западины (воронки, провалы) — это проявление подземного выщелачивания карбонатных пород. Суффозионные западины ("блюдца") образовались путем химического растворения микроагрегатных частиц инфильтрационными водами. Просадочные западины появились в результате выноса этими водами в подстилающие слои глинистых и пылеватых частиц. Суффозионно-просадочные западины в отличие от суффозионных развивались

под одновременным воздействием химических и физических процессов. Аллювиальные отрицательные микроформы возникли под влиянием бифуркации русла, а техногенные — в результате хозяйственной деятельности человека.

Все перечисленные микроформы рельефа имеют одну общую черту, заключающуюся в отрицательном проявлении на местности и заболоченности днища. Как показали геохимические исследования, выполняющие днища болотные отложения представляют собой специфические геохимические системы в ландшафте, где миграция и аккумуляция химических элементов тесно связаны с приростом органического вещества за счет растений-торфообразователей, состоянием его разложения и преобразования. Торфяники в Белоруссии отражают региональные особенности покровных образований; в них по сравнению с кларковыми величинами более низкие концентрации Cr, Ni, Ti, V, Zr, Be. В то же время отдельные территории имеют свои закономерности распределения микроэлементов, связанные с различными геолого-географическими особенностями ландшафтов и процессов болотного осадконакопления. Болотная среда в свою очередь оказывает существенное влияние на геохимические особенности в их пределах /6/.

Проведенными аэрогеологическими исследованиями устанавливается, что пространственное размещение и приуроченность описываемых микрозападин обуславливается не только структурными и геолого-географическими особенностями, но и их генезисом. Так, термокарстовые западины наиболее часто встречаются на площадях распространения собственноледниковых моренных образований. Их можно наблюдать в различных районах республики, но наиболее многочисленно они представлены на севере, в области молодого рельефа вадайского оледенения. Благодаря хорошей морфометрической выраженности в рельефе, специфической овальной форме и слабо заболоченному днищу эти западины легко распознаются и дешифрируются на крупномасштабных аэроснимках (рис. I). Размеры их небольшие. В диаметре они обычно не превышают 0,5–1,0 км. Склоны этих западин пологие, а днище их располагается ниже окружающей поверхности на 1,0–1,5 м. Используя прямые признаки дешифрирования: темно-серый равномерно-уплотненный тон аэрофотоизображения, имеющий в случае залесенности днища мелкоточечный рисунок, а также овальную форму, представляется возможным относительно легко выделить термокарстовые западины на аэрофотоснимках и учесть их при геологическом обосновании различных объектов. Применение для этих целей топографических карт оказывается обычно менее успешным.

В отличие от термокарстовых западин типично карстовые микроформы на территории Белоруссии распространены менее широко, так как карбонатные девонские и меловые породы, способные к подземному выщелачиванию, занимают на юге и востоке республики сравнительно небольшие пространства. В классическом выражении свежие карстовые воронки и провалы довольно однозначно устанавливаются на аэрофотоснимках. Для них характерна весьма правильная округлая форма небольшого диаметра (20–30 м) с довольно крутыми склонами к центру воронки. Подобного рода микрозападины изредка наблюдаются на крайнем юго-востоке республики и на смежной территории

Брянской области. Что же касается более древних карстовых форм, то они, как правило, плохо отличаются от западин иного происхождения, и для уверенного их картирования с применением аэрофотометода необходимо дальнейшее совершенствование приемов дешифрирования.

Суффозионные, пресадочные и суффозионно-пресадочные западины и "блюдца" в пространственном размещении тяготеют к площадям развития лессовид-

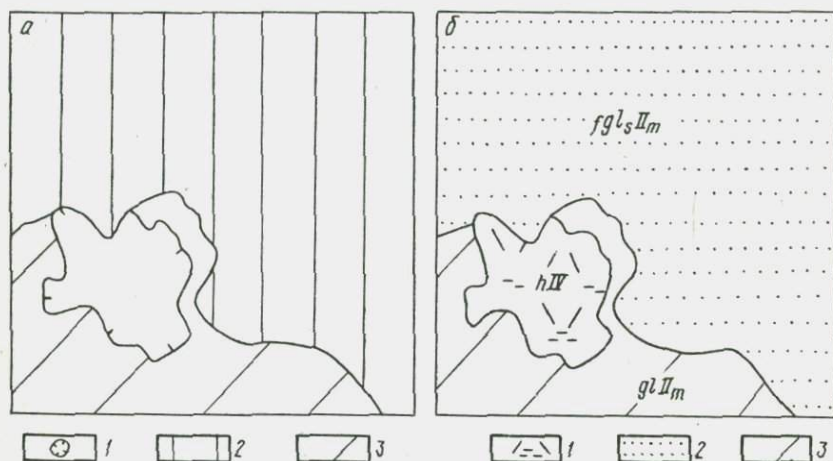


Рис.1. Картосхемы: геоморфологическая (а) и четвертичных отложений (б), составленные по результатам дешифрирования аэрофотоснимка масштаба 1:17500: а — 1 — термокарстовая западина; 2 — полого-волнистая водно-ледниковая равнина; 3 — полого-волнистая моренная равнина (Минская обл., БССР); б — 1 — современные болотные отложения: торф, гиттии; 2 — среднечетвертичные водно-ледниковые отложения времени отступания московского оледенения: пески; 3 — среднечетвертичные собственноледниковые отложения московского оледенения

ных и мелкопесчаных пород. Последние наиболее широко представлены на юге и востоке Белоруссии, реже — на севере, в области валдайского оледенения. В отличие от термокарстовых и карстовых микроформ эти блюдца имеют значительно меньшие размеры и сравнительно высокую плотность распределения на местности (рис. 2). Анализ приведенных фрагментов карт, составленных по результатам дешифрирования, свидетельствует о больших возможностях картирования этих микроразпадин по аэроснимкам.

Довольно многочисленны на территории республики микроразпадины аллювиального происхождения. Встречаются они почти повсеместно в долинах рек и ручьев. Следы бифуркации русел рек отчетливо устанавливаются на материалах аэрофотосъемки по своей четкой морфометрической выраженности, заключающейся в чередовании отрицательных и положительных элементов на поверхности пойм. Различные старицы, старичные озера и заболоченные понижения уверенно и однозначно выделяются на аэроснимках и могут быть легко закартированы.

Значителен круг отрицательных микроформ, появляющихся в результате антропогенной деятельности. Техногенные микроразпадины, нарушающие как бы

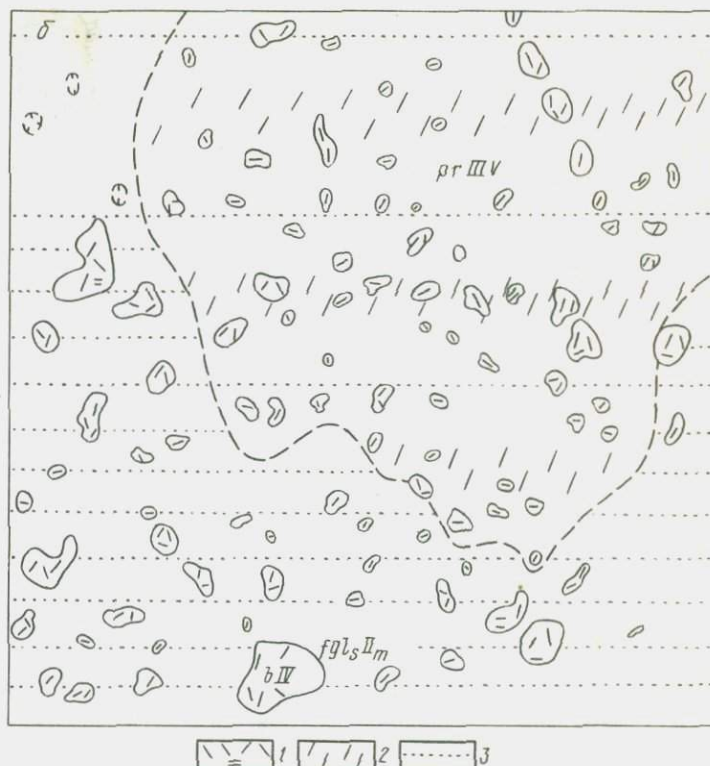


Рис.2. Картошемы: геоморфологическая (а) и четвертичных отложений (б), составленные по результатам дешифрирования аэроснимка масштаба 1:17500; а — 1 — просадочные и суффозионные западины; 2 — плоскозападинная равнина проблематичных (лессовидных) отложений; 3 — пологоволнистая водно-ледниковая равнина (Могилевская обл., БССР); б — 1 — современные болотные отложения: торф, гиттии; 2 — верхнечетвертичные проблематичные (лессовидные) отложения: пески, супеси пылеватые; 3 — среднечетвертичные водно-ледниковые отложения времени отступления московского оледенения, пески

целостность ландшафта, далеко не всегда являются существенным препятствием для последующего освоения территории. Четкая связь этих микроформ с определенной сферой человеческой деятельности служит хорошим косвенным признаком для их дешифрирования. Так, всевозможные выемки, приспособленные для хранения сельскохозяйственных продуктов либо отходов промышленного производства, легко узнаются и картируются на крупномасштабных аэро-снимках.

Кратко оценив возможности аэрофотометода в картировании микрозападин, рассмотрим особенности методики его применения. Наиболее важным моментом здесь остается рациональное комплексирование этого метода с наземными геологическими, геоморфологическими и геохимическими исследованиями. Изучение микрозападин с применением аэрофотометода целесообразно производить поэтапно.

На первом этапе (предполетной камеральной обработки) подбирается необходимая информация о развитии микрозападин в районе предстоящих исследований, приобретаются нужные материалы аэрофотосъемки и осуществляется их предварительное дешифрирование. Результаты дешифрирования переносятся с помощью приборов редуцирования (УП-1) на предполетную карту и намечаются участки, а также объемы полевых работ. На втором этапе (полевых работ) посещаются ключевые участки, на которых уточняются предварительные (предполетные) данные, проверяются выделенные признаки дешифрирования и генезис микрозападин. На заключительном этапе (окончательной камеральной обработки) обобщаются все собранные материалы, окончательно уточняются карты и составляется отчет.

Таким образом, в решении проблем, связанных с ликвидацией микрозападин, большое значение может принадлежать аэрофотометоду. Дальнейшее совершенствование методики его применения будет способствовать развитию более эффективных приемов изучения и учета микроформ в различных сферах антропогенной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарэцкі Г.І. Пра асноўныя напрамкі вывучэння антрапагену Беларусі ў бліжэйшыя гады. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, "Навука і тэхніка", 1971.
2. Гридин В.И. Некоторые вопросы теоретического обоснования аэрогеологического и морфометрического методов. В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника", 1966.
3. Гридин В.И., Гирилович Л.С., Логойко А.Т. Особенности картирования четвертичных отложений в условиях БССР на базе всестороннего применения материалов аэрофотосъемки. В кн.: Вопросы геологии антропогена. Минск, "Наука и техника", 1969.
4. Горелик З.А. Основные тектонические структуры БССР и их влияние на формирование современного рельефа. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, №8, 1959.
5. Лукашоу К.І. Некаторыя праблемы і метады вывучэння чвэрцічных адкладаў. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, "Навука і тэхніка", 1971.
6. Лукашев К.И., Кузнецов В.А. Геохимические исследования отложений антропогена Белоруссии и их палеогеографическое значение. В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.
7. Цапенко М.М., Мандер Е.П., Логойко А.Т. Основные факторы формирования и этапы развития рельефа в антропогене на территории Белоруссии. В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИКРОФОРМ
РЕЛЬЕФА НА ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СОЛИГОРСКОГО РАЙОНА

Детальные структурно-геоморфологические исследования (масштаба 1:50 000) в Солигорском районе в помощь поисковым работам на бурье угли неогена проведены лабораторией аэрогеологического и морфометрического методов БелНИГРИ (ныне Минским отделом ЛАЭМ). Были построены и проинтерпретированы карты явного остаточного рельефа, порядков долин, базисной поверхности III порядка, относительной горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа, произведено структурное и геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, изготовленных по материалам как специализированных залетов, так и обычных разномасштабных аэроснимков.

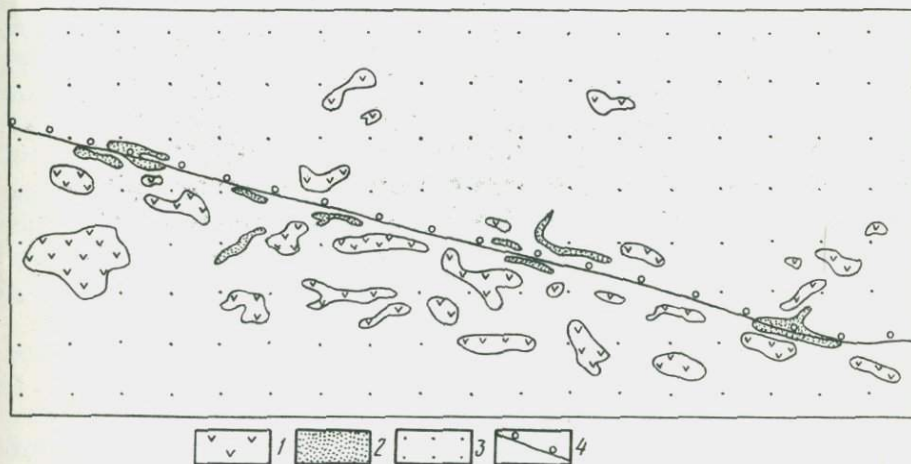
В основе методики и технологии структурно-геоморфологических исследований лежат представления о закономерной связи рельефа с особенностями глубинного геологического строения. Глубинные процессы и явления, воздействуя на рельеф, создают различные его структурные формы. Тектонические движения определяют интенсивность и направленность экзогенных рельефообразующих процессов.

Четвертичные отложения и современный рельеф Солигорского района изучались многими исследователями /1, 4, 5, 7/. В результате исследований, проведенных нами, установлена закономерная ориентировка и распределение микроформ рельефа, связанная с условиями залегания верхнесоленосных отложений. На карте явного остаточного рельефа, построенной по методике В.П.Философова /6/, выделены положительные и отрицательные формы. Установлено, что отрицательные формы остаточного рельефа приурочены в основном к районам выклинивания верхнесоленосных отложений северо-западной части Припятского прогиба.

Многими исследователями (Л.Ф.Ажгиревич, Д.М.Ерошиной, Н.Н.Кочкалда, Э.А.Левковым, С.С.Манькиным и др.) отмечалось, что на границе распространения верхнесоленосных отложений происходит процесс их активного выщелачивания. Д.М.Ерошиной /3/ установлено, что процессы выщелачивания и просадок над соленосной толщей протекают от конца девона до настоящего времени. Процессы выщелачивания образуют характерные просадочные формы (мульды оседания), которые выражены и в современном рельефе. Им, как правило, соответствуют микроразлины различных размеров и конфигурации. Так, в районе южной границы распространения верхнесоленосных отложений (дд.Веска, Северины) на флювиогляциальных песках микроразлины чаще всего имеют размеры от 40-50 до 100 м (см.рисунок). Форма их овальная, склоны пологие. Заполнены они в центральной части торфом мощностью до 0,5-1,0 м. К периферийным частям мощность торфа убывает, превращаясь в гумусированный почвенно-растительный слой. Микроразлины врезаются в окружающую поверхность на 0,5-1,5 м, поэтому их выделение по топографическим картам в связи с общей генерализацией рельефа на них чаще всего затруднено. На материалах аэрофотосъемки они дешифрируются уверенно (особенно на крупномасштабных и цветных).

Исследованиями также установлены некоторые закономерности распространения микрозападин в плане. Чаще всего их группы субширотного распределения. Реже цепочки их имеют северо-восточную ориентировку.

Детальный анализ аэрофотоматериалов показывает, что в пределах зон выщелачивания верхнесоленосных отложений широко распространены и положи-



Картограмма четвертичных отложений по результатам дешифрирования крупномасштабного аэрофотоснимка: 1 — современные болотные отложения, торф; 2 — золотые мелкозернистые пески; 3 — водно-ледниковые разнозернистые пески с гравием; 4 — южная граница распространения верхнесоленосных отложений

тельные микроформы рельефа — песчаные (золотые?) грядки. Они характеризуются незначительными высотами (до 0,5 м) и размерами (до 20 x 100-200 м). Сложены песками светло-желтыми, мелкозернистыми и среднезернистыми, полевшпатово-кварцевыми, хорошо скатанными, сыпучими. На местности они почти не заметны, однако на материалах аэрофотосъемки песчаные грядки дешифрируются уверенно по светло-серому аэрофотоизображению. Ориентировка их преимущественно субширотная, причем наибольшая их плотность отмечена над границей распространения соли. В.И. Гридин / 2 / указывает на наличие песчаных гряд над зонами разрывных нарушений по глубоким горизонтам. Можно предположить, что в условиях перигляциальных отложений Солигорского района песчаные грядки распространены над разрывными нарушениями, по которым происходит активный процесс выщелачивания соленосных отложений.

Таким образом, микроформы рельефа имеют закономерное распределение, находясь в тесной связи с особенностями геологического строения территории. С другой стороны, по их ориентировке и конфигурации можно дать прогнозную оценку глубинного геологического и тектонического строения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горюцкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пре-Днепра. М., "Наука", 1970.
2. Гридин В.И. Некоторые вопросы теоретического обоснования аэрологического и морфометрического методов. В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника", 1966.

3. Ерошина Д.М. О соотношении структурных планов соленосной и надсолевых толщ в западной части Припятской впадины. В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии, Минск, 1969.

4. Кригер Н.И. О строении Солигорской морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии. В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины, М., 1967.

5. Кригер Н.И., Чумаченко А.Н. Некоторые вопросы геологии краевых ледниковых и перигляциальных районов в плейстоцене Русской равнины. В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии, М., 1973.

6. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур, Саратов, 1960.

7. Цаленко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии, Минск, 1959.

А.В.Матвеев, Л.С.Гирилович

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА

В практике геологических исследований последних лет широко используются различные методы изучения рельефа для выявления особенностей неотектоники и поиска локальных структур, к которым приурочены месторождения тех или иных полезных ископаемых (чаще всего нефть и газ). На территории Припятской впадины в антропогенное время неоднократно получали развитие перигляциальные процессы, в значительной степени определившие характер рельефа региона. В последние годы в связи со значительным ростом объемов геологоразведочных работ усилился и интерес к изучению специфики этого рельефа, особенно для решения проблем неотектоники и поиска локальных структур. В общем комплексе структурно-геоморфологических исследований широкое применение нашли морфометрические и картометрические построения, построения продольных профилей рек, дешифрирование (геологическое, геоморфологическое и структурное) материалов аэрофотосъемки. Перечисленные методы и приемы дают дополнительную информацию об особенностях глубинного строения. Однако необходимо отметить, что обработка этой информации (основанная на качественной оценке материалов) в значительной степени носит субъективный характер. Для уменьшения ошибок интерпретации, обусловленных субъективным толкованием имеющихся данных, приходится использовать комплекс методов и приемов, во многом дополняющих друг друга. Одновременно авторами предпринята попытка привлечения математико-статистических методов.

В Советском Союзе уже имеется опыт математической обработки данных для целей структурной геоморфологии и неотектоники. Под руководством В.П.Бухаршева разработана и предложена методика дисперсионного анализа показателей вертикального расчленения рельефа для выявления региональных нефтеносных зон. Достаточно широкое применение получили алгоритмы распознавания образов, разрабатываемые в Сибирском отделении АН СССР и применяемые для целей структурной геоморфологии В.П.Полкановым и др. В основу работ Саратовского университета /1/ положены поиски парной корреляционной связи между показателями, снятыми с карт базисных поверхностей различных порядков.

В Припятской впадине аналогичные работы ранее не проводились. Для конкретных условий юго-запада Припятской впадины (Туровская депрессия) нами

опробованы указанные выше направления математико-статистического анализа. Из-за слабой изученности района геофизическими и буровыми работами и неоднозначности интерпретации их материалов не удалось получить достоверных результатов при использовании программ, основанных на алгоритмах распознавания образов и дисперсионном анализе.

Наиболее результативным оказалось использование корреляционных связей между показателями, отображающими вертикальную (Δh) и горизонтальную (Σl) расчлененность дневной поверхности в пределах определенного по размерам участка. Вертикальная расчлененность представляет собой размах рельефа и вычисляется в метрах, горизонтальная — суммарную длину тальвегов эрозионных форм и вычисляется в километрах / 2/. Кроме указанных был использован показатель n , характеризующий густоту (количество) эрозионных форм на единицу площади. Между этими показателями определялись коэффициенты парной связи, характеризующие силу взаимосвязи между величинами Δh и Σl ; Δh и n ; Σl и n .

При постановке работ по выявлению корреляционной связи использованы топографические карты масштаба 1:50 000 с сечением горизонталей через 5 м. Топокарта разбивалась на сеть квадратов со стороной в 4 см. За элементарный квадрат, с которого снимались признаки Δh , Σl и n , принимался квадрат площадью в 16 км^2 со стороной 4 км. Он включал в себя четыре малых квадрата площадью 4 км^2 . Значение признаков относилось к центру малого квадрата. При переходе к следующему квадрату участвовала половина площади предыдущего, т.е. квадраты брались по подобию скользящего окна. Полученную карту значений признаков разбивали на квадраты со стороной 16 см, площадью 64 км^2 , основываясь на том, что средний размер структуры оставляет не менее 60 км^2 .

Величина коэффициента корреляции, дисперсии, среднее значение по признакам и стандарт вычислялись с помощью ЭВМ Минск-22 по программе парной корреляции, разработанной сотрудниками сектора математики БелНИГРИ. Коэффициент связи, получаемый по 16 значениям каждого квадрата, по-видимому, не совсем надежный, т.е. связь при таком малом количестве информации в большинстве случаев проявляется случайно. Поэтому в один массив нами брались четыре квадрата и подсчитанный коэффициент связи относился к центру большого квадрата. При переходе к последующему массиву в обчете участвовала половина предыдущего квадрата. По полученным парным коэффициентам связи строились карты корреляционной зависимости Δh и Σl ; Δh и n ; Σl и n .

Наиболее высокие коэффициенты корреляции (до 0,7–0,95) получены для связи вертикальной и горизонтальной расчлененности. Сопоставление этих данных с результатами морфометрических и картометрических построений и с данными геофизических и буровых работ позволяет говорить о том, что положительные неотектонические движения приводят к увеличению вертикальной расчлененности, вызывающей развитие водотоков, а следовательно, и увеличивающей показатель горизонтальной расчлененности. Эта прямая зависимость между вертикальной (Δh) и горизонтальной (Σl) расчлененностью отобра-

жается высокими значениями коэффициента связи (0,8–0,95) – центральная и западная часть района исследований.

При неотектонических опусканиях происходит уменьшение вертикальной и горизонтальной расчлененности. Более интенсивное осадконакопление ведет к уменьшению длины эрозионных форм. Зоны неотектонических опусканий характеризуются более низкими коэффициентами (0,7–0,5). При наличии только денудационных процессов в конечном итоге мы должны были бы иметь полное соответствие между современным рельефом и спорным горизонтом. Но так как на вертикальную расчлененность действуют многие другие факторы, то зависимость между этими величинами в количественной форме носит стохастический характер.

Проведенная математико-статистическая обработка структурно-геоморфологических данных показала, что в условиях юго-запада Припятской впадины существуют устойчивые взаимосвязи между различными компонентами ландшафта и особенностями неотектоники. Последние представляют определенный интерес для практического их использования при поисковых и разведочных работах на различные полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В.Я. Построение гипотетических структурных карт и прогнозирование локальных поднятий по морфометрическим показателям. В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопользовательских работах (материалы совещания). Л., 1969.
2. Полканов В.П. Методика прогноза локальных поднятий по геоморфологическим данным с помощью алгоритмов распознавания образов (на примере центральных районов Западно-Сибирской плиты). Автореферат канд. дис. Новосибирск, 1970.

А.Ф.Танасов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДРЕВНЕЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ТОЛЩИ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.ОСТРА

Наиболее древние перигляциальные отложения, сформировавшиеся в ранне-антропогенное время, известны в юго-западной части Смоленской области.

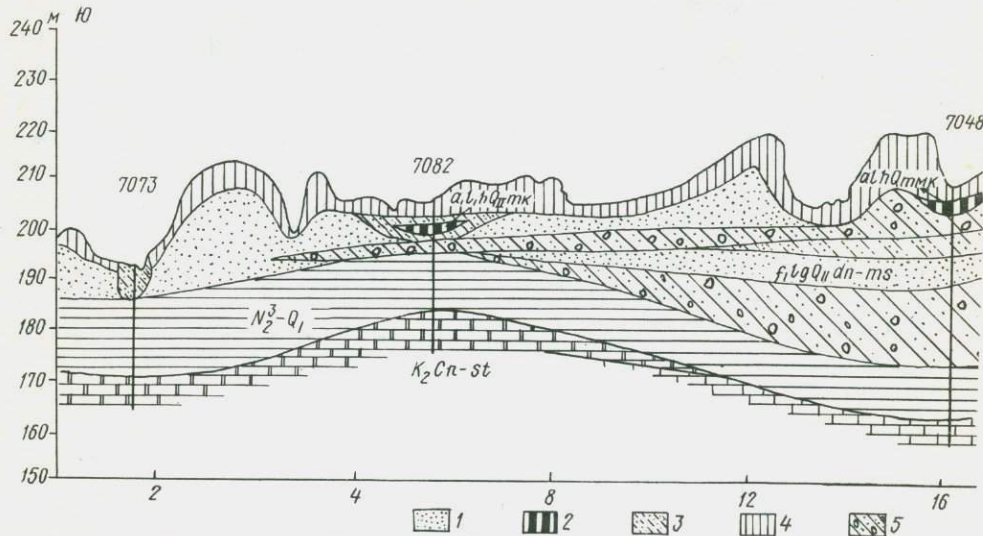


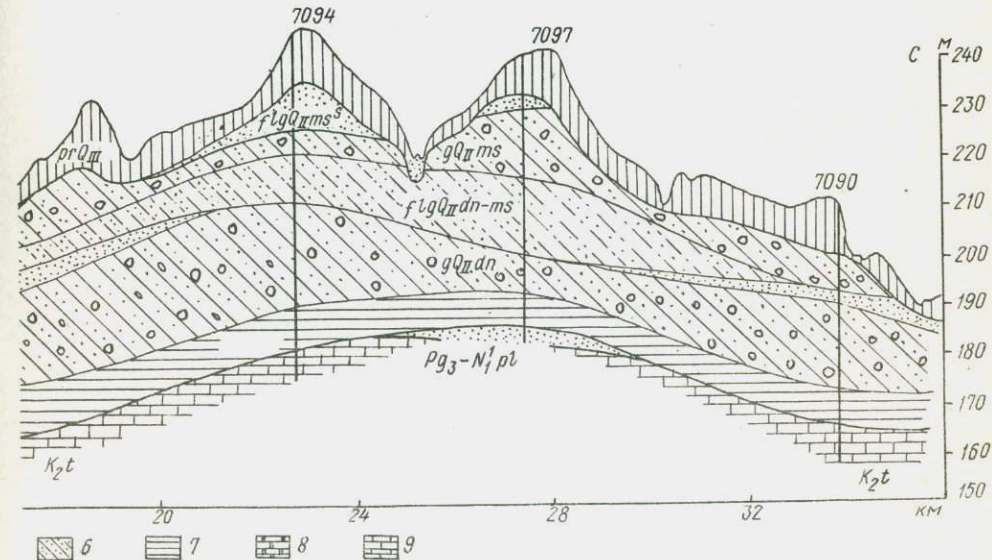
Рис.1. Схематический геологический профиль по линии д.Марс-д.Петрово Рославльского района (составил А.Ф.Танасов): 1 – песок; 2 – торф; 3 – супесь; 4 – лессовидные суглинки; 5 – морена; 6 – глина песчаная; 7 – глина

Впервые об этих образованиях упоминает Г.С.Колбик в материалах по геологической съемке. Однако положение этих пород в геологическом разрезе и их возраст оставались неясными, и эти образования относились к перигляциальным образованиям окского ледника (д.Астапковичи), к полтавским слоям (д.Загустлино) и к днепровской морене (д.Медведки).

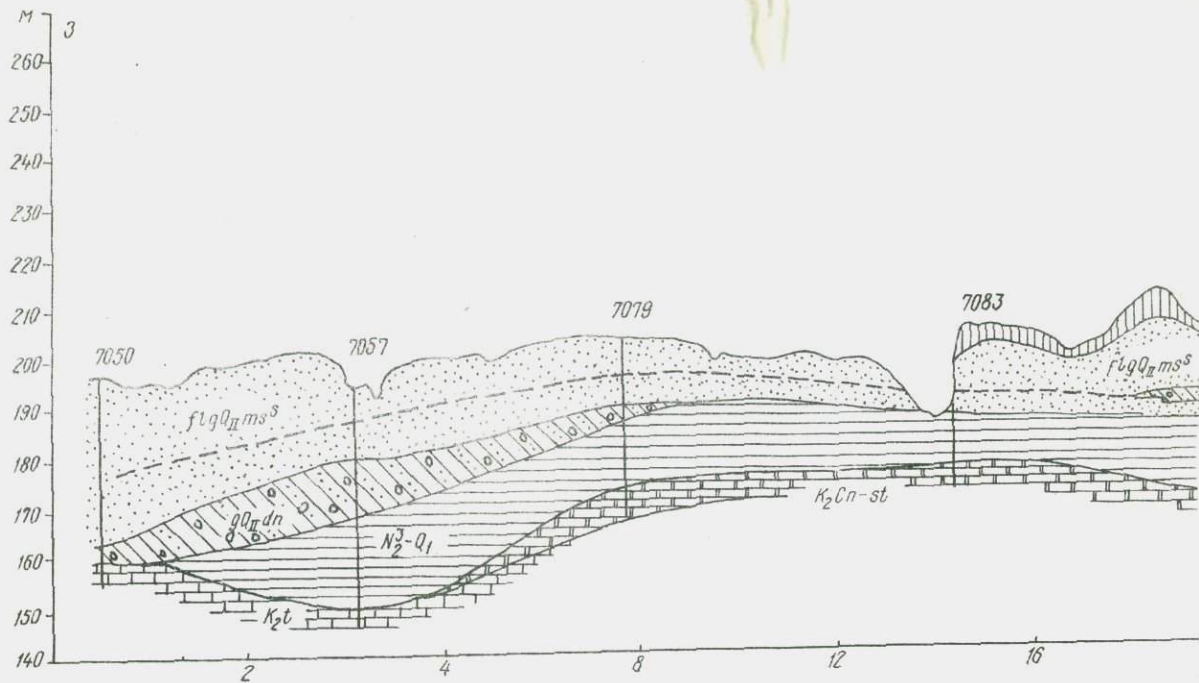
При дальнейшем изучении нами данной территории описываемые отложения были вскрыты больше чем в 40 картировочных скважинах. Залегают они на туронском мелу и коньяк-сантской опоке, перекрываются комплексом ледниковых и межледниковых антропогенных отложений (рис. 1, 2). Глубина залегания подошвы изменяется от 21,60 м (д. Зорьки) до 74,60 м (д. Бахаревка), абсолютные отметки от 143,70 м (д. Плосково) до 185,60 м (д. Шумячка). Средняя мощность составляет 6–8 м, увеличение мощности отмечается к югу и западу, где она достигает 18–20 м, максимальное значение — 23,30 м (д. Троишки).

Изучаемые породы развиты преимущественно к западу от г. Рославля, С востока они оконтуриваются погребенной долиной ледникового размыва "Сещенский проток", в других направлениях граница выклинивания не установлена. Река Остер расчленяет эти образования на три линзы, из которых наибольшее развитие получила восточная (рис. 3).

Представлены изучаемые отложения глинами зеленовато-серыми, темно-зелеными, серыми с примазками (по плоскостям скольжения) буровато-желтого материала. Глины слабо слюдистые, плотные, комковатые, с шероховатым землистым изломом, с разложившимися мелкими карбонатными зернами. Иногда отмечаются прослойки и тонкие линзовидные включения зеленовато-желтого



района (составил А.Ф.Танасов): 1 – песок; 2 – торф; 3 – супесь; 4 – лессовидные суглинки; 5 – морена; 6 – глина песчаная; 7 – глина; 8 – опока; 9 – мел



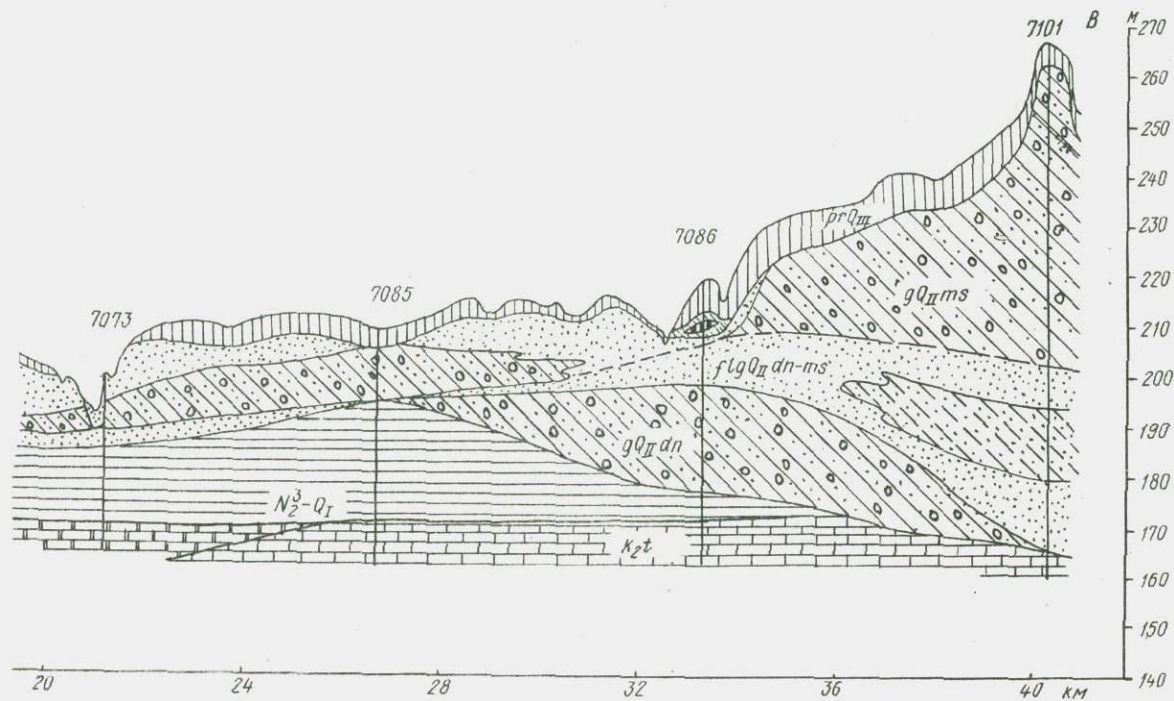
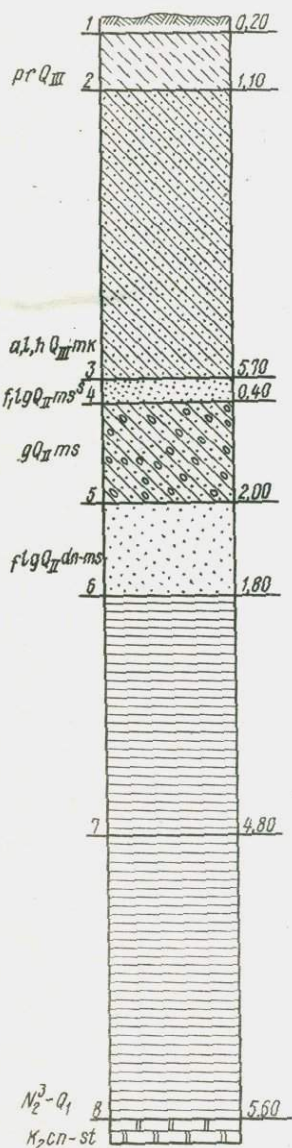


Рис.2. Схематический геологический профиль по линии д.Криволесс—д.Новоселки Рославльского района (составил А.Ф.Танасов).
 Обозначения те же, что на рис.1

песчаного суглинка, местами породы содержат слабо заметный, рассеянный, тонкий гумусовый материал. Наиболее полные разрезы указанных отложений вскрыты в скважинах у д. Троишки и д. Зорьки.

Для изучения зеленовато-серых глин были отобраны и проанализированы 72 пробы на споры и пыльцу, 6I образец на микрофауну и в 4I образце был определен минеральный состав. Отобранные образцы на микрофауну оказались пустыми. Спорово-пыльцевые анализы (Н.А.Махнач) показали присутствие еди-

Геологический разрез, вскрытый скважиной у д.Зорьки



Почвенный слой

Супесь буровато-серая, мелкопористая, лессовидная

Глина темно-серая, пластичная, вязкая, тонкопесчаная, в интервале 4,80-6,20 м торфянистая. В основании тонкое переслаивание глины с серой, слабо гумусированной супесью

Песок серый мелкозернистый с единичными зернами гравия

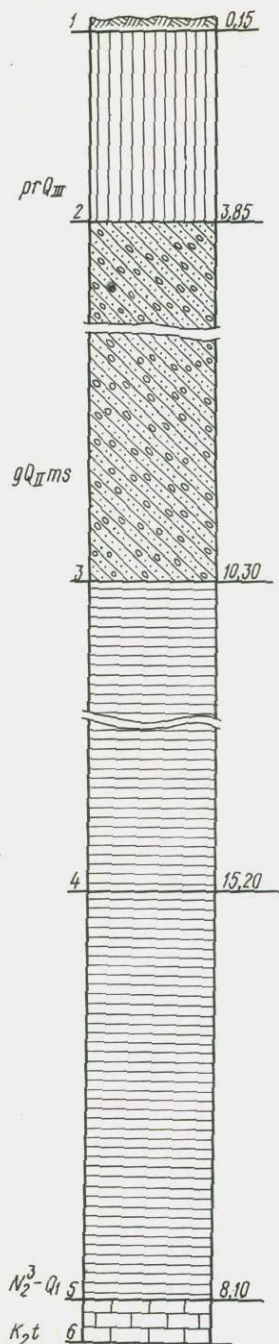
Суглинок буровато-серый, плотный, известковистый, валунный (морена)

Песок желтовато-серый, разнозернистый с единичной галькой и гравием

Глина зеленовато-серая, алевритовая, слабо слюдяная, плотная с неровным бугристым землистым изломом с более темными пятнами гидрокислов железа и включениями обломков (до 1 см) карбонатных пород

Глина серовато-зеленая, плотная с неровным комковатым, землистым изломом, алевритовая с включением светло-зеленой, жирной, восковидной глины и обломков карбонатных пород

Опoka светло-серая до белой, легкая, плотная с тонкими прослоями зеленой восковидной глины



Почвенный слой

Суглинок желтовато-серый, мелкопористый, тонкопесчаный, лесовидный, с бурыми гнездами гидроокислов железа, с редкими известковистыми стяжениями и единичными зернами гравия в основании слоя

Суглинок буровато-коричневый, плотный известковистый с включениями гравия, гальки и валунов доломита, кварца, гранита (морена)

Глина зеленовато-серая с включениями (2-5 мм) темно-серой, жирная, весьма плотная с неровным шероховатым землистым изломом. При высыхании глина рассыпается на угловатые (в виде крошки) комковатые обломки. Местами наблюдается горизонтальная неявно выраженная слоистость, обусловленная нечеткими и расплывчатыми включениями светло-серого, тонкого глинистого и алевроитового материала. В нижней части слоя глина обогащена зернами карбонатов, отчего окраска ее постепенно становится светло-серой. Порода слабо реагирует с соляной кислотой

Глина светло-серая с нарушенной структурой, представлена светло-серым рыхлым материалом, слабо реагирует с кислотой, с крупными включениями и гнездами зеленовато-серых глин, обогащенных рыхлым карбонатным материалом. По всему слою отмечаются частые обломки опоки, мергеля и мела

Мел белый, светло-серый, плотный

Минеральный состав фракции

Глубина, м	Легкая фракция											
	Легкая фракция	Тяжелая фракция	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Глинистые породы	Рутил	Сфен	Анаказ	Циркон	Дистен	Славро-лит
37,0	99,52	0,48	94,0	6,0	-	0	13,3	-	6,2	27,2	скв. 7048 4,3	0,9
38,1	99,35	0,65	95,2	4,8	+	0	13,5	-	7,0	22,7	7,7	3,8
39,4	99,59	0,41	99,0	1,0	+	0	15,0	0,3	5,5	39,3	9,8	3,7
39,9	99,65	0,35	98,8	1,2	-	0	18,5	-	5,1	36,7	9,1	3,3
40,45	99,18	0,82	98,5	1,4	-	0	17,6	-	10,3	36,5	9,0	3,0
40,95	99,47	0,53	94,3	5,7	-	0	16,7	-	8,5	34,3	5,0	1,9
41,75	99,68	0,32	97,8	2,2	+	0	15,1	-	4,8	37,2	8,7	1,9
42,3	99,59	0,41	99,7	0,3	-	0	17,5	-	6,7	45,2	8,1	3,5
43,05	99,53	0,47	98,2	1,8	+	0	25,0	-	11,7	43,2	5,9	2,2
44,0	99,24	0,76	99,2	0,8	+	0	15,4	0,2	6,8	44,3	9,3	6,1
45,05	99,57	0,43	99,7	0,3	+	0	15,5	-	8,7	34,3	11,4	5,8
45,8	99,84	0,16	99,2	0,8	-	0	19,7	-	4,8	24,1	11,7	11,5
Скв. 7057												
29,0	99,59	0,41	96,2	3,8	+	+	15,5	0,7	6,5	29,6	13,0	2,5
30,0	99,28	0,72	99,0	1,0	-	+	11,5	0	4,0	31,7	13,0	5,3
31,0	99,39	0,61	91,0	9,0	+	+	13,8	0	4,5	29,3	8,3	1,1
32,05	95,06	4,94	96,2	3,8	-	+	12,6	1,3	7,9	28,4	8,6	3,8
33,0	99,82	0,18	94,0	6,0	+	+	15,6	0,9	3,1	28,5	10,1	4,6
34,0	98,76	1,24	98,0	2,0	-	+	13,7	0,9	2,7	28,4	9,3	7,5
35,0	99,79	0,21	98,0	2,0	-	+	22,7	1,0	3,4	27,6	12,1	6,4
36,0	99,17	0,83	90,3	9,7	+	+	18,0	1,6	5,1	28,4	3,7	1,8
37,0	99,45	0,55	89,3	10,7	+	+	14,1	2,7	4,6	26,0	2,7	1,9
37,85	98,98	1,02	90,0	10,0	+	+	12,0	1,4	4,1	24,1	4,3	0
39,0	99,72	0,28	95,0	5,0	+	+	25,0	1,2	5,6	27,8	8,6	3,4
40,0	99,62	0,38	94,3	5,7	+	+	18,8	0,8	7,2	27,7	8,0	1,9
41,0	99,30	0,70	95,2	4,8	-	+	21,2	1,2	10,0	26,5	8,8	3,0
42,0	99,27	0,73	94,0	6,0	-	+	17,8	1,2	11,4	33,9	7,3	1,5

0,25-0,05 мм древней перигляциальной толщи
среднего течения р.Остра, % *)

Тяжелая фракция													
Турмалин	Гранат	Силлиманит	Эпидот, цоизит	Роговая обманка	Глаукофанит	Фосфат	Карбонат	Прозрачные минералы	Непрозрачные минералы	Магнетит	Лейкофан	Гидроокислы железа	Нирит
7,4	6,2	-	29,9	4,3	-	-	-	33,9	66,1	-22,8	8,1	3,9	65,2
14,8	6,6	1,5	14,6	7,0	-	-	-	63,5	36,5	-65,4	23,8	7,4	3,4
11,6	2,4	0,6	8,8	2,1	-	-	+	48,1	51,9	-51,6	23,7	6,7	18,0
17,4	0,3	1,7	7,6	0,3	-	-	-	46,8	53,2	-60,4	28,0	4,5	7,1
14,3	1,0	0,7	7,0	0,3	-	-	-	44,2	55,8	-62,1	19,7	0,5	17,7
11,6	1,3	-	18,2	2,5	-	-	+	63,8	36,2	-59,4	33,9	3,9	2,8
11,0	7,9	-	12,7	0,7	-	-	+	48,6	51,4	-73,6	16,6	0,5	9,3
9,5	1,8	-	5,6	1,4	-	-	-	48,1	51,9	-67,6	28,9	2,9	0,6
6,4	0,7	-	4,5	-	-	-	-	55,8	44,2	-64,7	31,2	2,2	1,9
11,5	1,0	1,0	3,9	0,5	-	-	-	47,4	52,6	-64,0	30,5	4,8	0,7
15,7	1,2	2,6	4,1	0,5	-	-	+	46,9	53,1	-54,7	40,8	3,0	1,5
16,1	2,1	5,2	1,9	2,9	-	-	-	60,1	39,9	-44,1	49,4	5,3	1,2
Скв. 7057													
11,9	0,7	2,5	16,4	0,7	+	-	+	64,0	36,0	-93,8	6,2	-	-
11,8	-	1,2	18,7	2,8	-	-	+	67,6	32,4	-92,2	7,8	-	0
5,7	2,5	0	29,1	5,7	+	+	+	74,0	26,0	-73,5	10,3	1,8	14,4
8,9	1,3	1,3	23,0	2,9	-	+	+	65,1	34,9	-88,2	8,9	0	2,9
10,1	0,9	2,3	19,6	4,3	+	+	+	59,3	40,7	-76,9	13,4	3,4	6,3
10,0	1,5	2,4	20,0	3,6	-	+	+	62,5	37,5	-85,6	11,4	1,5	1,5
7,4	0,6	2,1	14,4	2,3	+	+	+	63,2	36,8	-75,0	16,3	6,2	2,5
6,0	4,4	0,7	21,8	8,5	-	-	-	73,8	26,2	-85,8	14,2	0	-
4,3	1,9	0,8	36,1	4,9	-	-	-	70,8	29,2	-89,5	8,6	-	1,9
5,1	5,5	0	34,3	9,2	-	+	+	72	28	-90,1	9,9	-	-
10,8	0,9	0	13,9	2,8	+	-	+	61,3	38,7	-85,3	12,7	-	2,0
6,5	1,9	0,6	21,8	4,8	+	-	+	65,3	34,7	-80,5	13,1	2,4	4,0
8,6	0	1,8	15,4	3,5	+	+	+	63,2	36,8	-83,8	11,1	5,1	0
6,7	0,9	0	13,7	5,6	-	+	+	62,5	37,5	-87,4	10,7	-	1,9

Глубина, м	Легкая фракция											
	Легкая фракция	Тяжелая фракция	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Глинистые породы	Рутил	Сфен	Анаказ	Циркон	Дистен	Ставро-лит
	Скв. 7085											
14,5	99,62	0,38	97,0	3,0	+	-	22,2	-	10,6	34,1	14,1	1,3
15,7	97,30	2,70	96,7	3,3	-	-	19,4	-	8,6	45,2	8,6	2,9
17,5	81,65	18,35	94,3	5,7	-	-	26,9	-	2,2	57,8	5,6	2,5
18,6	99,51	0,49	96,1	3,9	+	-	17,1	-	8,1	51,4	6,8	2,7
19,6	98,00	2,00	96,3	3,7	+	-	18,5	-	7,9	39,5	9,3	1,8
22,1	99,77	0,23	97,8	2,2	+	-	26,6	2,3	5,8	35,2	9,0	4,6
23,9	99,78	0,22	97,5	2,5	+	-	30,8	2,7	15,8	24,8	8,6	3,6
25,2	99,77	0,23	95,3	4,7	+	+	23,8	1,4	11,4	31,3	11,0	4,9
26,7	99,78	0,22	96,4	3,6	-	+	23,0	2,6	8,6	40,6	6,5	5,9
28,2	99,56	0,44	98,8	1,2	-	-	23,5	0,9	8,2	40,3	8,8	4,9
29,6	93,55	6,45	97,5	2,5	-	+	24,8	0,7	11,7	33,0	7,7	3,0
30,5	99,13	0,87	93,0	7,0	+	+	21,4	1,3	4,8	29,0	9,3	6,0
32,5	96,03	3,97	90,0	10,0	+	+	18,7	1,6	5,7	31,8	6,0	2,5
34,3	94,94	5,06	93,0	7,0	+	+	18,8	1,7	17,7	43,0	4,7	0
35,7	99,01	0,99	86,6	13,4	+	+	11,1	1,5	5,6	28,3	2,3	2,8

*) + - встречается часто; 0 - встречается редко; - - не встречается.

ничных зерен пылеы древесных пород, трав, кустарников и споры. Эти результаты не дают возможности проследить развитие растительности в разрезе и определить возраст пород. В скважине у д. Лесники растительные остатки разновозрастных микрофоссилий являются производными растений антропогенного и палеозойского возраста. Н.А. Махнач указывает, что накопление толщи происходило в антропогенное время в перигляциальных условиях одного из антропогенных оледенений. По скважине д. Зорьки можно предположить, что в период накопления отложений произрастали смешанные березово-сосновые леса, в составе которых изредка встречались широколиственные породы, а в подлесках на более увлажненных и затемненных местах селились ольха и ива. Травяной покров в лесах состоял из злаков, осок, папоротников, полыней, маревых, прочего разнотравья, зеленых и сфагновых мхов. Вышесказанное дает основание судить, что формирование глин происхо-

Тяжелая фракция													
Турмалин	Гранат	Силлиманит	Эпидот, цокзит	Роговая оманка	Глауконит	Фосфат	Карбонат	Прозрачные минералы	Непрозрачные минералы	Магнетит, ильменит	Лейкоксен	Гидроксиды железа	Пирит
8,1	1,0	0,8	4,3-	3,5	+	-	-	62	38	-80,3	14	4,9	0,8
5,1	0,6	1,1	3,4-	3,4	-	+	-	67	33	-70,2	21,2	4,6	4,0
1,9	0	0	3,1-	0	-	+	-	57,1	42,9	-72,8	8,2	16,2	2,8
4,7	1,4	0,5	3,4-	3,9	+	+	-	67,9	32,1	-55,6	24,2	20,2	0
14,4	0	2,0	4,1-	2,5	-	+	-	69,4	30,6	-66,9	18,4	8,9	5,8
13,3	0,8	0,8	0,8-	0,8	-	+	-	56,0	44	-72,9	20,9	6,2	0
11,0	0,9	0,9	-	0,9	-	-	+	60,0	40	-77,6	16,1	6,3	-
14,8	-	1,4	-	0	-	+	+	54,5	45,5	-75,9	19,6	4,5	-
9,5	-	2,3	-	0	-	-	+	61,2	38,8	-75,3	21,1	3,6	-
10,4	0	0,9	-	2,1	+	+	-	55,3	44,7	-72,1	20	7,9	-
12,9	-	0	2,7-	2,5	+	+	-	59,2	40,8	-77,1	21,9	1,0	-
8,6	3,8	0,7	2,5-	11,9	+	+	-	58,8	41,2	-72,4	20,5	5,3	1,8
8,9	5,1	1,3	5,1-	11,1	+	+	+	62,8	37,2	-82,9	11,8	3,2	2,1
5,3	5,9	0	2,9-	0	-	-	+	60,3	39,7	-68,7	11,6	5,4	14,3
5,6	9,3	0	9,1-	22,7	+	+	+	75,4	24,6	-80	10,8	4,6	4,6

дило в антропогенное время, в условиях холодного и влажного климата, где, очевидно, были развиты солифлюкционные процессы, приводящие к размыву и вторичному переотложению пород, подстилающих антропогенные отложения.

Данные по минералогическому составу свидетельствуют о преобладании в породе легкой фракции (93,55-99,78%), которая представлена в основном кварцем (93,0-99,7%) и полевыми шпатами. Содержание тяжелой фракции в глинах редко превышает один процент. Основными минералами этой фракции являются циркон, рутил, турмалин, анатаз, дистен и эпидот. Глинистые породы, глауконит, фосфат, карбонаты и олюды присутствуют в виде единичных зерен. Из прозрачных минералов преобладают магнетит и ильменит, лейкоксен и в значительно меньшем количестве гидроксиды железа, пирит (табл. I).

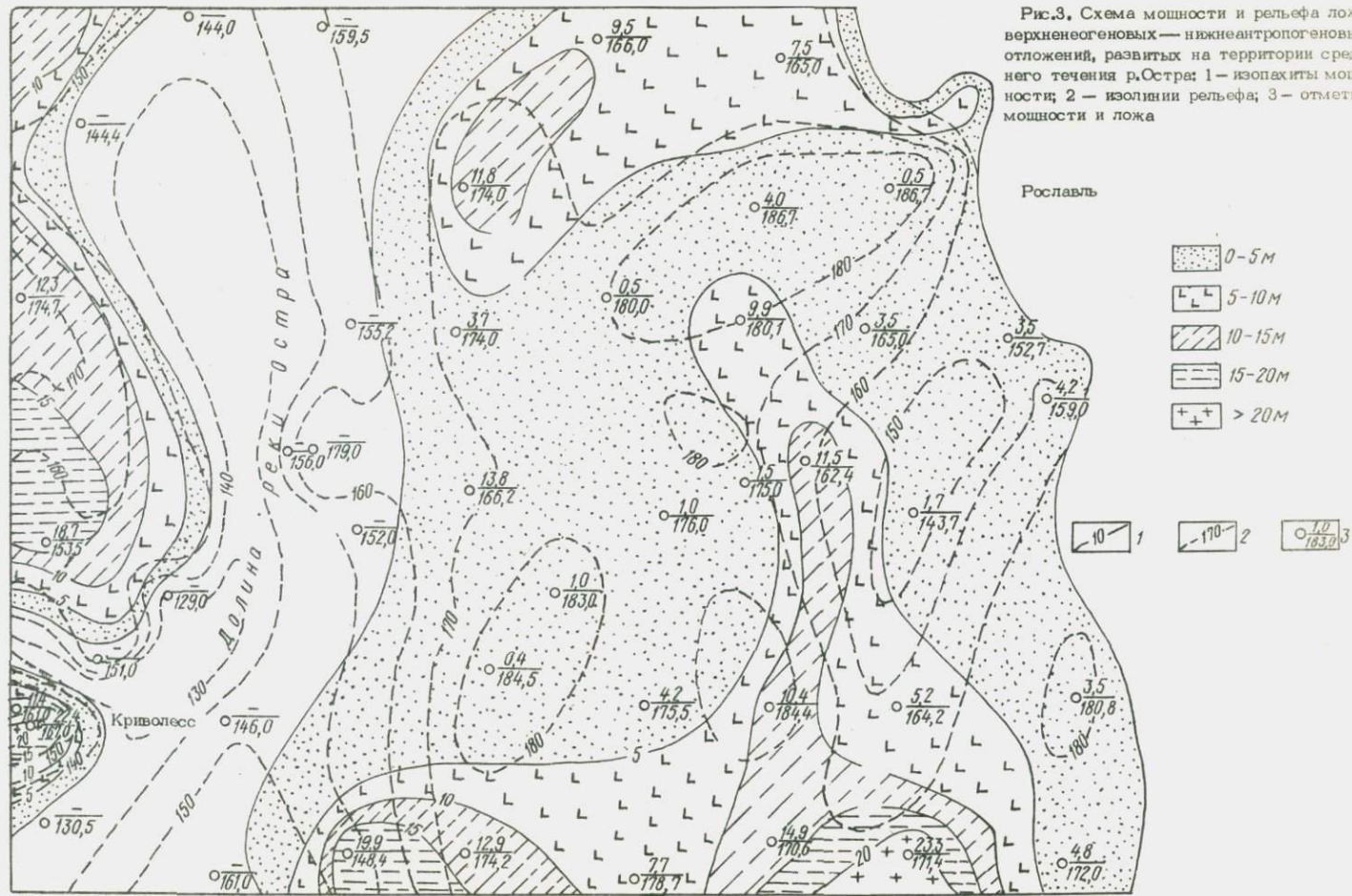


Рис.3. Схема мощности и рельефа ложа верхнеэоценовых — нижнеантропоценовых отложений, развитых на территории среднего течения р.Остра: 1 — изопахиты мощности; 2 — изолинии рельефа; 3 — отметки мощности и ложа

Данные табл. 2 четко отображают различие минерального состава антропогенных и перигляциальных образований, а также схожесть последних с породами, залегающими в их подошве. Однако присутствие в изучаемых отложениях спор и пыли антропогенного возраста дает основание судить, что накопление их, видимо, происходило в антропогенное время.

Таблица 2
Минеральный состав перигляциальных отложений и вмещающих пород, %

Минерал	Древние перигляциальные отложения		Антропогенные отложения		Доантропогенные отложения	
	от	до	от	до	от	до
Полевые шпаты	3-7	10-12	10-15	25-30	5-8	10-15
Рутил	15-18	23-36	3-5	8-9	Не характерен (резкое колебание)	
Циркон	25-30	55-57	10-15	22-25	25-30	53
Гранат	2-3	6-8	18-20	22-25	10-20	28-30
Эпидот	6-8	12-13	10-15	25-32	(резкое колебание)	
Дистен	5-8	15	2-3	4	5-8	30-35
Роговая обманка	3-4	11	35-40	65-68	Не характерен (резкое колебание)	
Лейкоксен	12-15	22-22	5-3	8-10	8-15	25-28
Пирит	2-4	8-9	35-40	81-87	(резкое колебание)	

Анализируя вышеприведенное, приходим, таким образом, к заключению, что эти пограничные — перигляциальные образования формировались в результате переотложения коры выветривания доантропогенных пород. Процесс этот, скорее всего, происходил в раннеантропогенное время.

Л.С. Гирилович, В.И.Гридин
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ И ВЕЩЕСТВЕННОМ
СОСТАВЕ ДЮН

На территории современного Полесья, представляющего выровненную и в значительной степени заболоченную равнину аллювиального и водно-ледникового происхождения, широким распространением пользуются песчаные формы рельефа. Некоторые исследователи рассматривают их как дюны. Наиболее подробно дюны Полесья охарактеризованы в работах П.А.Тутковского, Д.Н.Соболева, Б.Л.Личкова, В.А.Дементьева, С.С.Коржуева, К.И.Лукашева, В.К.Лукашева, Л.Н.Вознячука и ряда других исследователей. Детальный анализ существующих представлений о механизме формирования песчаных форм рельефа приведен В.К.Лукашевым /8/. По мнению всех исследователей, дюны могут

образоваться в различных климатических условиях при наличии обширных песчаных поверхностей с достаточным количеством способного к перевеванию песка и при отсутствии растительного покрова. По данным предшествующих исследований геологическая структура практически не оказывала влияния на формирование песчаных форм современного рельефа, а если и была обнаружена взаимосвязь дна с глубинным строением, то выражалась только изменением литологических свойств горных пород. Такое представление о "пассивной" роли геологических структур в формировании дна (а вообще и всего рельефа равнинных районов), по-видимому, связано с существовавшими представлениями о тектоническом покое в антропогенный период. Этому в немалой степени способствовало отсутствие достоверных (геологических и геофизических) сведений о глубинном строении Припятской впадины, сложный разрез четвертичных отложений и неоднозначное расчленение его. В последнее десятилетие в пределах Полесья выполнен большой объем геофизических, буровых, структурно-геоморфологических и аэрогеологических работ, в результате которых получены новые данные о геологическом строении и особенностях тектоники и неотектоники.

Песчаные формы рельефа позднечетвертичного и голоценового возраста являются неотъемлемой частью полесского ландшафта и встречаются в виде холмов, бугров, гряд, валов, а также массивов грядово-бугристого и бугристо-холмистого рельефа различных размеров и ориентировки. По форме в плане среди них можно выделить прямолинейные, угловатые, овальные и эллипсоидные, неправильные. Иногда они дугообразно изогнутой формы, выпуклая сторона в большинстве случаев обращена на восток. В последнем случае склоны асимметричны, западный склон плоский или слабо выпуклый, восточный — полого-выпуклый. Типичные для дна формы встречаются сравнительно редко и занимают не более 10—15% общей площади песчаного рельефа. Наибольшим распространением пользуются холмы и бугры. Холмы в плане имеют округлую форму. Встречаются массивами, реже — в виде отдельных возвышений. Часто наблюдаются массивы бугристого и бугристо-холмистого рельефа.

Формы песчаного рельефа Полесья по генезису можно разделить на водно-эрозионные, водно-аккумулятивные, водно-аккумулятивные, преобразованные ветром, и эоловые. К водно-эрозионным формам рельефа относятся островные останцы размыва — фрагменты террас, задров, отдельные песчаные гряды и холмы ледникового происхождения. Водно-аккумулятивный рельеф представлен западно-бугристыми и грядово-ложбинными формами, а также отдельными грядами-валами. Формами эолового рельефа являются дюны, холмистые и бугристые пески, а также останцы развеивания. В большинстве случаев массивы песчаного рельефа построены и включают в себя несколько генетических и возрастных типов. Донный и холмисто-бугристый рельеф Полесья является наложенным и вторичным. Он наиболее распространен в пределах II надпойменной террасы Припяти и водно-ледниковой равнины. Аэрогеологическими исследованиями установлено, что они преимущественно развиты над Украинским щитом, Микашевичским выступом и локальными поднятиями, активными в неотектонический этап.

Наличие тесной связи между рельефом и линейными глубинными структурными формами (флексурами, разломами) прослежено уже сравнительно давно /3/. В.И.Гридиным для восточной и центральной части Припятской впадины, А.А.Звягельским и Д.И.Тимофеевым /5/ для Украинского щита установлена приуроченность линейно ориентированных гряд (или их систем) к разрывным нарушениям по глубоко погруженным образованиям. Обширный фактический материал по западу Припятской впадины подтвердил эти представления.

Наиболее полно полученные данные иллюстрируются рис. 1-2. На них изображены гряды и массивы грядово-бугристого эолового рельефа, характеризующиеся общей ориентировкой в северо-западном направлении, линейностью и наличием участков перевеваемых песков. Гряды наложены на поверхность второй надпойменной террасы верхнечетвертичного возраста и в ряде случаев на заторфованные днища ложбин стока голоценового возраста. На рис. 1 видно, что отдельные гряды массива "перегораживают" (рис. 1, а) или уже "перегородили" (рис. 1, б) ложбины стока. Современное перевевание песков подтверждает продолжающееся развитие этих форм рельефа. Анализ результатов полевого дешифрирования свидетельствует о том, что они заложены в верхнечетвертичное время и продолжают свое развитие до наших дней. В плане гряды строго соответствуют зоне разломов, разделяющей Микашевичский выступ и Туровскую депрессию и установленной геофизическими и буровыми работами. Указанная зона разломов, заложившаяся еще в девоне, продолжает, судя по строению кайнозойских отложений и по выраженности в рельефе, активно развиваться и в неотектонический этап, вплоть до голоцена.

Аналогичное отображается в строении рельефа и кайнозойских образований зоны южного глубинного разлома, в пределах которой наиболее крупные разрывные нарушения установлены в районе дд. Каменное, Глушкевичи, Майдан, Селизовка, Запесочное, Возничы. По результатам проведенных исследований хорошо выделяются Нагорновская и Калиновская зоны разломов, установленные геологосъемочными работами, а также серия других зон и разрывных нарушений.

Локальные разрывные нарушения также достаточно отчетливо отображаются в рельефе и в строении кайнозойских образований. На рис. 2 в пределах II надпойменной террасы р. Припяти между скв. 216 и 224 расположена линейно ориентированная гряда восток-северо-восточного простирания. С небольшими перерывами она прослежена практически через всю северную линзу Житковичского месторождения бурых углей. В районе скв. 216, 224, 222 гряда подчеркивается характерным коленообразным изгибом долины ручья. Указанные аномалии рельефа вместе с наличием участков перевеваемых песков, уменьшенной мощности почвенного покрова, своеобразными ассоциациями растительности послужили обоснованием для выделения предполагаемого локального разрывного нарушения. В 1970 г. буровыми работами получено подтверждение существования этого разлома. Между скв. 216 и 224, расположенными в 95 м друг от друга, установлены флексуробразные изгибы всех горизонтов. Амплитуды их уменьшаются вверх по разрезу и составляют для подошвы верхнеолигоценых отложений 6 м, подошвы нижнемiocеновых и четвертичных отло-

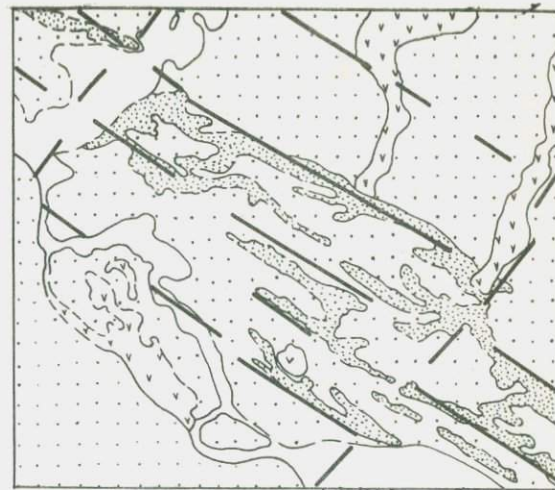
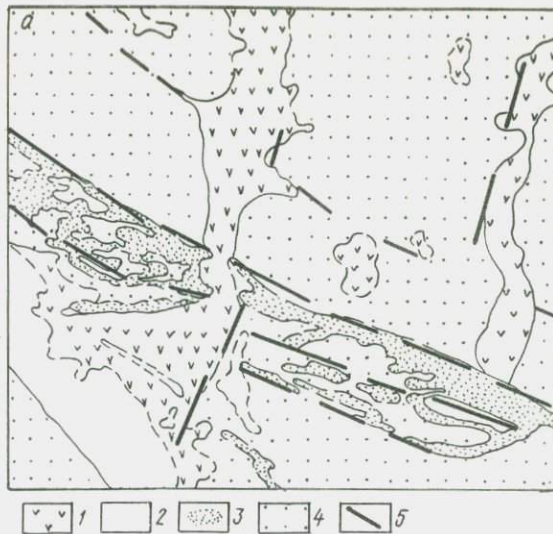
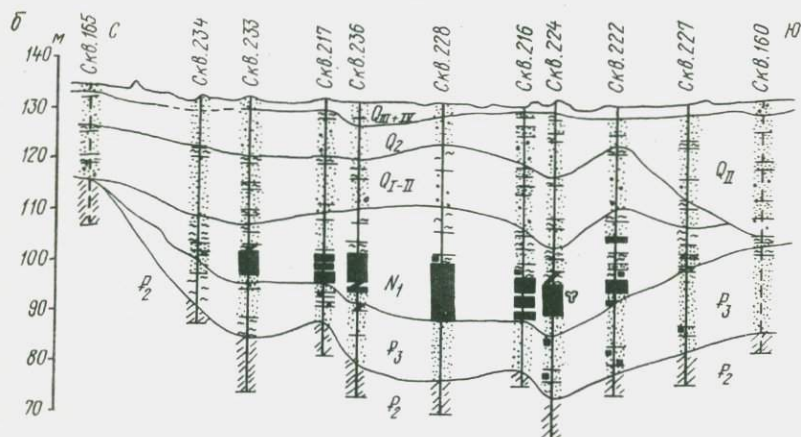


Рис.1. Картограммы четвертичных отложений с элементами структурного дешифрирования по результатам полевого дешифрирования среднемасштабных аэрофотоснимков: 1 — современные аллювиально-болотные и озерные нерасчлененные отложения; 2 — аллювиальные мелко- и тонкозернистые пески поймы р.Смерца; 3 — золотые мелкозернистые пески; 4 — древнеаллювиальные мелкозернистые пески П напойменной террасы; 5 — структурные линии дизъюнктивного характера, выраженные в ландшафте

жений 4–5 м и для подошвы среднечетвертичных образований 3 м. По подошве верхнечетвертичных отложений флексура характеризуется обращенным рельефом.

Анализ структурно-геоморфологических особенностей запада Припятской

Рис.2. Отображение центральной части северной линзы Житковичского месторождения бурых углей в строении ландшафта и кайнозойских отложений: а — геологическая карта четвертичных отложений; б — геологический разрез по линии скв.165—скв.160



впадины свидетельствует о том, что большинство (80–85%) массивов песчаных форм рельефа, особенно значительных по размерам, приурочено к зонам неотектонических поднятий или к локальным структурам, активным в неотекто-

нический этап. В пределах Туровской депрессии массивы песчаных форм рельефа располагаются над Симоновичской, Лельчишкой и другими локальными структурами, амплитуда поднятий которых в неоген-антропогенный период составляет 25-30 м. Петриковско-Шестовичский и Южно-Копаткевичский валы в современном рельефе подчеркиваются ориентированными в северном направлении массивами песчаного рельефа, возвышающимися на 5-9 м над окружающими пространствами. Полученные результаты исследований подтверждают точку зрения В.И.Гридина /3/ и других исследователей о том, что в условиях платформ (где в меньшей мере проявляются механические перемещения при тектонических движениях) по степени воздействия на ландшафт преобладают локальные изменения физических полей, обусловленных глубинным строением. Последние в значительной мере оказывают влияние и на вещественный состав донно-песчаных отложений. Сведения о вещественном составе этих отложений Белоруссии (в том числе и Полесья) имеются в работах К.И.Лукашева /7/, З.А.Горелика и соавторов /2/, В.К.Лукашева /6,8/ и других исследователей. В качестве общей закономерности состава донно-песчаных отложений К.И.Лукашев /7/ отмечает, что многократно перевеянные пески отличаются хорошей отсортированностью, тонкозернистостью и минералогической однородностью на больших пространствах. Они состоят в основном (до 90-95%) из мелких частиц размером 0,05-0,25 мм, обычно с резким преобладанием кварца и небольшим содержанием минералов, не устойчивых к истиранию и дроблению. В то же время пески Полесья в большинстве случаев разнотоннозернистые с преобладанием мелких и тонких фракций (т.е. эти фракции содержатся в количестве 40-60%), в отдельных случаях мелкозернистые и тонкозернистые (содержание этих фракций более 60%) и разнотоннозернистые (все фракции находятся в количестве меньше 40%) и неодинакового состава по площади распространения. Полевые наблюдения, подтвержденные гранулометрическими анализами, показывают, что в зонах опусканий (междуречье рр. Случи и Ланы и др.) описываемые формы рельефа сложены более мелкозернистыми и лучше отсортированными песками. В районах близкого залегания кристаллических пород, над зонами разрывных нарушений и в пределах неотектонических поднятий (бассейн р.Уборти) (донные) пески отсортированы плохо и содержат большое количество крупных зерен.

По мнению А.В.Сидоренко /9/, в песках после перевеявания уменьшается содержание Al_2O_3 , CaO , SO_3 , CO_2 , соответственно увеличивается количество SiO_2 и Fe_2O_3 . Пески Полесья, за исключением SiO_2 , не дают таких показателей, что, по-видимому, может быть подтверждением того, что в своей массе эти пески не эолового происхождения /8/.

В целом можно отметить, что песчаные формы современного Полесья — результат водно-эрозийных, водно-аккумулятивных и эоловых процессов, наличие и развитие которых в значительной степени обусловлены особенностями глубинного строения региона. Последнее позволяет устанавливать по аномалиям современного ландшафта особенности глубинного строения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вознячук Л.Н., Колысов Ю.Г., Кононов А.И., Махнач А.С. Геологическое строение, рельеф и полезные ископаемые. В кн.: Проблемы Полесья. Минск, "Наука и техника", 1972.
2. Горелик З.А., Мишагова Э.Д., Левков Э.А. Пески БССР и их промышленное использование. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
3. Гридин В.И. Некоторые вопросы теоретического обоснования аэрогеологического и морфометрического методов. В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника", 1966.
4. Деметьев В.А. Современные геоморфологические процессы на территории Белоруссии. Труды географического факультета БГУ, вып.2. Минск, Изд-во БГУ, 1959.
5. Звягельский А.А. Использование материалов аэрофотосъемки при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых масштаба 1:50 000—1:200 000. Юго-Запад СССР (Украина). М., "Недра", 1969.
6. Лукашев В.К. Некоторые данные о генезисе и литологии четвертичных отложений к У1 конгрессу ИНКВА. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
7. Лукашев К.И. Генетические типы и фации антропогенных отложений Белоруссии. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии, Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
8. Лукашев В.К. Палеогеологические условия образования дюнно-песчаных отложений Белорусского Полесья. Автореферат канд. дис. Минск, 1963.
9. Сидоренко А.В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. М., Изд-во АН СССР, серия геогр., №3, 1956.

Ю.М.Обуховский

К ЛАНДШАФТНОЙ ИНДИКАЦИИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КОНЕЧНО-МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как известно, на территории Белоруссии широко развиты конечно-моренные образования, особенно в северной, западной и центральных частях республики. Формы рельефа, слагаемые ими, разнообразны — гряды, бугры, холмы, возвышенности, эродированные платообразные останцы.

Конечно-моренные формы построены преимущественно песчанистыми и грубо-обломочными отложениями, однако часто включают в себя и супеси, суглинки, глины, отторженны коренных пород; в них широко развиты разрывные и складчатые глинидислокации /3, 4/.

Чрезвычайное разнообразие литологических разностей, участвующих в строении конечно-моренных форм, и сложные условия их залегания в значительной мере затрудняют крупномасштабное картирование четвертичных отложений. При детальном картировании, осуществляемом традиционными способами, становится необходимым производство большого объема буровых работ.

Опыт проведенных нами исследований показывает, что при крупномасштабном картировании конечно-моренных отложений определенную пользу может принести применение ландшафтно-индикационного метода, при котором физиономические, хорошо наблюдаемые компоненты ландшафта используются в качестве показателей компонентов, недоступных для непосредственного наблюдения.

Исследования проводились в пределах Солигорской гряды. В физико-географическом отношении территория входит в провинцию Копыльской гряды и обрамляющих ее равнин /1/. Солигорская гряда вытянута в субширотном направлении. Единого массива она не образует и расчленяется долинами рек и ручьев, участками водно-ледниковой и моренной равнин. Абсолютные отметки

Ландшафтно-индикационная таблица

Комплексы-индикаторы			Индицируемые условия		
ландшафты	сложные урочища	простые урочища	почвы	литологический состав четвертичных отложений	глубина грунтовых вод, м
Ландшафты конечно-моренных гряд и холмов, денудированных с незначительным горизонтальным расчленением, преимущественно распаханых, с дерново-подзолистыми почвами, развивающимися на разнозернистых песках с прослоями супесей, суглинков и включениями отторженцев более древних пород	Вершины гряд и холмов, преимущественно распаханые, с небольшими участками сосновых и широколиственно-сосновых лесов Повышенные склоны гряд и холмов, преимущественно распаханые, с участками широколиственных лесов	Вершины гряд и холмов с сосняками лилейниково-кустарничковыми	Дерново-подзолистые, слабоподзоленные	Пески разнозернистые, преимущественно мелкозернистые	Более 10
		Вершины гряд и холмов, распаханые	То же	Пески мелкозернистые с прослоями супесей	Более 10
		Вершины гряд и холмов с дубово-сосновыми кустарничково-кислично-зеленомошными лесами	Дерново-подзолистые, слабо- и среднеподзоленные	Пески мелкозернистые, подстилаемые супесями на глубине до 2 м	5-10
		Повышенные склоны гряд и холмов с грабово-дубовыми орляково-черничными лесами	То же	Пески разнозернистые, глинистые, иногда перекрытые маломощными слоями супесей	5-12
		Повышенные, слабо расчлененные склоны холмов и гряд, распаханые	То же	То же	5-12
	Пониженные склоны гряд и холмов, преимущественно распаханые, с участками широколиственно-еловых лесов	Пониженные склоны гряд и холмов, распаханые	Дерново-подзолистые, средне- и сильноподзоленные	Пески разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, подстилаемые с глубины 1-2 м супесями, иногда карбонатными породами отторженцев Моренные супеси с прослоями и гнездами песков	3-5
		Пониженные склоны холмов и гряд с дубово-еловыми кустарничково-зеленомошными лесами	То же		3-5
Ложбины временных водотоков, распаханые		Ложбины временных водотоков, мелиорированные, распаханые	Дерново-подзолисто-глеевые, торфянисто-глеевые	Оторфованные супеси	1-2
		Слабо врезанные ложбины временных водотоков, распаханые	Дерново-подзолистые, средне- и сильноподзоленные	Разнозернистые пески, реже супеси	3-5
Котловины, распаханые		Слабо врезанные котловины, распаханые	То же	То же	3-8

поверхности гряды достигают 180 м и более, колебания относительных высот составляют 15–20 м, средняя крутизна склонов не превышает 5–10°. Вершины названных форм рельефа сглаженные, эродированные, значения горизонтальной расчлененности повсеместно низкие.

Дифференциация конечно-моренных ландшафтов на сложные урочища происходит либо по отдельным мезоформам рельефа (ложбины, котловины), либо по крупным частям мезоформ, таким, как вершины холмов и гряд, повышенные и пониженные их склоны. Выделение последних требует использования топографической основы, так как на аэроснимках границы названных комплексов условны, они ничем не маркируются — естественная растительность в пределах рассматриваемого вида ландшафтов сведена почти повсеместно и составляет менее 5% общей площади.

Сложные урочища подразделяются на простые как по частям форм мезорельефа, характеризующихся определенными растительными комплексами, так и по особенностям хозяйственного освоения (распашка, мелиорация).

Сопоставление выявленных ПТК с результатами бурения позволило составить ландшафтно-индикационную таблицу, где даны наиболее общие, осредненные условия, соответствующие выявленным индикаторам.

Анализ приведенных данных показывает, что достоверность литоиндикации в пределах лесопокровных участков удовлетворительная. При дешифрировании освоенных земель возможно картирование площадей развития литологических разностей в пределах простых урочищ по прямым дешифровочным признакам. Необходимо также отметить, что это представляется возможным лишь при использовании аэроснимков поздневесенних и осенних (октябрь) залетов. В ранневесенний и позднеосенний периоды различия в отражательной способности литологических разностей нивелируются избыточным увлажнением почв.

Одной из наиболее сложных задач, решаемых при картировании конечно-моренных образований является индикация глинистодислокаций. В пределах Солигорской гряды большинство из известных отторженцев коренных пород расположено в пределах пахотных земель; в этом случае индикаторами их могут быть лишь рельеф, прямые дешифровочные признаки, некоторые объекты хозяйственной деятельности. Задача осложняется и тем, что все без исключения отторженцы перекрыты супесчано-суглинистыми породами, служащими своеобразным экраном, препятствующим их обнаружению на аэроснимках. Так, отторженец у д. Жилихово, сложенный мергельно-меловыми породами, залегает под слоем пылеватых супесей мощностью 3,0 м; отторженец меловых пород у д. Дубовка перекрыт слоем грубых супесей и мелкозернистых песков общей мощностью 1,4 м. В обоих случаях отторженцы опознаются на аэроснимках главным образом по наличию карьеров, оконтуривание их без данных бурения затруднено, хотя простирание названных тел улавливается.

В отдельных случаях индикаторами карбонатных отторженцев могут быть некоторые микроформы рельефа — западины, ложбинообразные понижения, овальные в плане, но сопряженность их с площадями развития отторженцев недостаточно высока.

Более перспективна индикация карбонатных отторженцев в пределах лесо-

покрытых территории. Участки близкого залегания карбонатных пород на склонах гряд и холмов опознаются по развитию смешанных широколиственно-сосновых и широколиственно-елово-сосновых лесов, резко выделяющихся на фоне обычных для конечных морен боров. Карбонатные отторженны, приуроченные к вершинам холмов, менее заметны, так как располагаются в элювиальных комплексах с нисходящей миграцией грунтовых вод. В эти условиях происходит компенсация факторов местообитания. Несмотря на наличие карбонатных пород в субстрате, сухость его обуславливает развитие сосновых насаждений относительно невысокой производительности. Косвенными индикаторами карбонатных включений здесь служит большая, чем у боров, сомкнутость полога древостоя, наличие подлеска из дрока и лещины плохого роста, большая видовая насыщенность в наземном покрове.

Косвенными индикаторами гляциодислокаций, как разрывных, так и складчатых, являются "чешуи" и "брамы" /2/, образующие субшироко ориентированные полосы; протяженность отдельных чешуй в исследуемом районе при ширине от нескольких метров до нескольких десятков метров исчисляется несколькими километрами. В пределах культурных земель "чешуи" хорошо различаются на аэроснимках по полосам осветленного фототона, для "брам" характерен тон фоновый. На лесопокрытых участках названные микроформы в составе древостоя не различаются, в наземном покрове им соответствуют полосы с большим развитием ксерофильных видов. По нашим данным, аналогично индицируются системы древних береговых валов некоторых озер (Лосу, Латвия и др.).

В сравнении с другими видами ландшафтов, развитых в центральной части Белоруссии (водно-ледниковая и моренная равнины, речные долины), литоиндикация конечно-моренных отложений представляет более трудную задачу. Это объясняется, с одной стороны, сложным строением и условиями залегания конечно-моренных отложений, с другой, ограниченными возможностями применения геоботанических индикаторов. Успешное использование прямых дешифровочных признаков требует тщательного подбора материалов аэрофотосъемки с учетом времени залетов по сезонам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дементьев В.А. Система физико-географических районов Белоруссии. В кн.: Физическая и экономическая география БССР. Минск, Изд-во БГУ, 1960.
2. Левков Э.А. Палеогеографическое значение гляциодислокаций Белоруссии. В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии, Минск, 1973.
3. Левков Э.А., Матвеев А.В., Махнач Н.А. и др. Геология антропогена Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1973.
4. Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск, 1959.

ПРИРОДНЫЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
РАЙОНА МИКАШЕВИЧСКО-ЖИТКОВИЧСКОГО ВЫСТУПА
(морфология, индикаторы четвертичных отложений)

Изучение ландшафтов территории Микашевичско-Житковичского выступа представляет собой несомненный интерес. Несмотря на неглубокое залегание коренных отложений в этом районе, влияние глубинного строения на ландшафт носит здесь косвенный, опосредованный характер. С точки зрения ландшафтной индикации район является закрытым. С другой стороны, названная территория расположена в центре Припятского Полесья /4/. Рельеф изучаемого района сформировался под воздействием неоднократных оледенений и потоков талых ледниковых вод. В составе четвертичных отложений преобладают осадки перигляциального типа — аллювиальные, озерные, эоловые. Таким образом, данная территория по ряду природных условий типична для названного физико-географического района. Вследствие этого изученные здесь взаимосвязи между компонентами ландшафта могут быть успешно экстраполированы на другие, в том числе значительно удаленные участки.

Цель настоящей работы — изучение природных территориальных комплексов (ПТК) как индикаторов литологических особенностей и условий обводненности перигляциальных отложений. В качестве показателей этих труднонаблюдаемых в натуре и на материалах аэрофотосъемки объектов использовалась совокупность физиономических компонентов ландшафта — рельефа, растительности, объектов хозяйственного освоения. Эти сочетания объединяются в природные территориальные комплексы различного ранга — ландшафты, местности, сложные и простые урочища и т.д.

В качестве исходной для настоящих исследований была взята классификация ПТК В.А.Дементьева /5/. Она в целом близка схеме, разработанной шкалой Н.А.Солнцева /I/. В процессе проведенных работ названная схема претерпела ряд существенных изменений, связанных с прикладным характером данных исследований.

Низшей региональной и типологической единицей в системе В.А.Дементьева является ландшафт. Под ландшафтом нами, вслед за Н.А.Солнцевым и В.А.Дементьевым, подразумевается генетически однородный комплекс, имеющий однотипный геологический фундамент, рельеф, климат, режим грунтовых вод, почвы, биоценозы и отличающийся специфическим набором иерархически соподчиненных морфологических единиц. В соответствии с этим изучаемая территория целиком относится к ландшафту речных долин.

В пределах ландшафта выделяются местности — участки, характеризующиеся сходным генезисом и особенностями расчленения рельефа. К ним относятся террасы речных долин. Большая часть района занята местностью второй надпойменной террасы р. Припяти. Местность пойменной террасы развита в долине р. Случи. Первая надпойменная терраса распространена ограниченно в долине р. Случи. Надпойменная терраса р. Припяти того же возраста приуро-

чена преимущественно к склоновой части выступа.

Местности подразделяются на сложные урочища. В качестве определяющего фактора при их выделении используются либо небольшие формы рельефа (бугры, котловины, ложбины), либо части крупных мезоформ (повышенные участки террас, склоны террас, низкая и высокая поймы). Строгой приуроченности определенных группировок растительности к названным группировкам не наблюдается. В отдельных случаях вариabельность затрагивает не только формации, но и типы растительности.

В используемой нами системе основными литоиндикаторами являются комплексы в ранге простых урочищ. Они представляют собой небольшие формы мезорельефа, которым соответствуют группы растительных ассоциаций. Примерами такого рода могут служить всхолмления с сосняками лишайниково-кустарничковыми, долины "отмирающей" гидросети с черноольшаниками таволговыми, низкая пойма с лугами разнотравнокрупноосоковыми.

Подробные данные о структуре ПТК района и их индикаторных свойствах приводятся в таблице. Отметим наиболее общие особенности лито- и гидроиндикации на изучаемой территории.

Комплексы-индикаторы, выделяемые по вышеперечисленным принципам, физиономичные, четко различаемые в натуре и на материалах аэрофотосъемки. Исключение составляет лишь разграничение террас в пределах заболоченных земель. В этом случае достоверность их дешифрирования повышается с привлечением некоторых количественных показателей /6/.

Для урочищ склонов вторых надпойменных террас прослеживается следующая закономерность: многие комплексы с растительностью, аналогичной склонам других видов ландшафтов, индицируют отложения, представляющие собой более бедный субстрат. Так, на мелкозернистых песках здесь развиты урочища с дубравами орляково-черничными. На моренной равнине данные комплексы индицируют преимущественно супесчаные отложения. Комплексы с дубовыми и производными от них мелколиственными кислотно-снетыевыми лесами развиты на супесях, перекрытых маломощным слоем песков. На моренной равнине им соответствуют супесчано-суглинистые образования. Наблюдается некоторый сдвиг и для урочищ эоловых всхолмлений в пределах террас. Здесь на песках также преобладают комплексы с сосняками лишайниково-кустарничковыми, а также со злаковыми (овечьевосынищевыми) лугами, однако встречаются и урочища с дубравами — орляковой, злаковой. Такие комплексы на эоловых песках в пределах других видов ландшафтов не наблюдаются. Все это объясняется более благоприятными, чем в средней полосе БССР, гидрогеологическими условиями и в некоторой степени климатическими особенностями.

Ряду комплексов склонов террас соответствуют аномально высокие уровни грунтовых вод. Например, в районе д. Сенкевичи (Лунинецкий район) отмечены участки, где границей между наиболее влажным вариантом сосняка черничного и сосняком лишайниково-кустарничковым был четко выраженный в рельефе уступ высотой всего 0,6 м. По другим данным /7/, в условиях Полесья с изменением относительных высот в 0,5 м происходит переход от от-

Ландшафтно-индикационная таблица

Ландшафтные индикаторы				Индицируемые условия			
ландшафты	местность	сложные урочища	простые урочища	почвы	литология четвертичных отложений	глубина грунтовых вод, м	
Речные долины, террасированные, часто заболоченные, с сосновыми, мелколиственными и дубовыми лесами, развитыми на дерново-подзолистых, торфяно-болотных и дерново-аллювиальных почвах	Пойменные террасы, преимущественно заболоченные, с лиственными лесами и травяными болотами на дерново-аллювиальных и торфяно-болотных почвах	Низкая пойма с травяными болотами	Низкая пойма с разнотравно-осоковыми болотами	Торфяно-болотные	Торф мощностью 0,5-1,0 м, подстилаемый аллювиальными песками	Около 0,5	
			Низкая пойма с болотами разнотравно-осоковыми в сочетании с осоково-типовыми	То же	Торф мощностью до 2,0 м, ил	Около 0,5	
		Высокая пойма с широколиственно-черноольховыми лесами, часто распаханная	Высокая пойма с пойменными дубравами	Дерново-подзолисто-глеевые Торфянисто-глеевые	Пески с мало-мощными прослоями супесей Оторфованные пески	0,8-1,5	
			Высокая пойма с черноольшаниками таволговыми	Торфянисто-глеевые	0,5-0,8		
			Высокая пойма, распаханная	Перегнойно-глеевые Дерново-подзолистые	Пески мелкозернистые Пески мелко- и тонкозернистые	1,0-1,5	
		Повышенные участки террас с широколиственными лесами, частично распаханые	Повышения террас с дубравами черничными	То же	То же	Более 1,0	
			Повышенные участки террас, распаханые	То же	То же	Более 1,5	
		Пониженные участки террас с черноольховыми лесами и сырыми лугами	Понижения террас с черноольшаниками осоковыми	Понижения террас с лугами разнотравно-осоковыми с временно избыточным увлажнением	Торфянисто-глеевые	Оторфованные супеси	Около 0,5
				То же	То же	Оторфованные пески и супеси	0,5-1,5
		Вторые надпойменные террасы рек, выровненные или полого-волнистые, преимущественно залесенные, с дерново-подзолистыми и торфяно-болотными почвами	Повышенные участки террас с сосновыми лесами, частично распаханые	Повышенные участки террас с сосняками лишайниково-кустарничковыми	Повышенные участки террас с сосняками кустарничково-зеленомошными	Дерново-подзолистые слабооподзоленные	Пески мелкозернистые
Повышенные участки террас, распаханые	Дерново-подзолистые среднеоподзоленные				То же	2,0-2,5	
Склоны террас с широколиственно-сосновыми и производными мелколиственными лесами, частично распаханые	Склоны с березово-сосновыми зеленомошно-черничными лесами			То же	То же	2,0-2,5	
	Склоны с березово-сосновыми-кустарничково-долгомошными лесами			Дерново-подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые	То же	1,0-2,0	
	Склоны с дубравами орляково-черничными			Торфянисто-глеевые	Оторфованные пески	0,5-1,2	
Склоны с дубовыми и производными мелколиственными кислично-снытевыми лесами	Склоны, распаханые			Склоны с дубравами орляково-черничными	Дерново-подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые	Пески мелко- и тонкозернистые	1,0-1,5
				Склоны с дубовыми и производными мелколиственными кислично-снытевыми лесами	Дерново-подзолистые	Супеси, пески мелкозернистые на супесях	1,0-2,0
Эоловые всхолмления с сосновыми и широколиственными лесами и злаковыми лугами	Гряды и бугры с сосняками кустарничково-лишайниковыми в сочетании со злаковыми лугами			Всхолмления с дубравами орляковыми в сочетании со злаковыми	Дерново-подзолистые	Пески, супеси	1,0-3,0
					То же	Пески мелкозернистые	Более 3,0
				То же	То же	То же	1,0-3,0

Продолжение таблицы

Ландшафтные индикаторы				Индицируемые условия		
ландшафты	местность	сложные урочища	простые урочища	почвы	литология четвертичных отложений	глубина грунтовых вод, м
		Ложбины временных водотоков с мелколиственными лесами и травяными болотами	Ложбины временных водотоков и долины "отмирающей" гидросети с черноольшаниками таволговыми	Торфяно-глеевые, торфянисто-болотные	Оторфованные пески	0,5-0,8
			Ложбины с березняками и черноольшаниками осоковыми	Торфяно-болотные	Торф мощностью 0,5-1,0 м подстилаемый песками	0,5-1,0
			Ложбины с осоковыми болотами	То же	То же	Около 0,5
		Котловины с черноольховыми и сосновыми лесами и травяно-моховыми болотами	Слабо врезанные котловины с черноольшаниками таволговыми	Торфянисто-глеевые	Оторфованные пески и супеси	Около 0,5
			Котловины с сосняками кустарничково-пушицево-сфагновыми	Торфяно-болотные	Торф мощностью 1,0-2,0 м	Около 0,5
			Котловины с осоково-травяно-сфагновыми болотами	То же	Торф мощностью 0,5-1,0	0-0,5

крытого осокового болота к бору. Таким образом, высокие инфильтрационные свойства верхнеантропогенных аллювиальных песков и их малая влагоемкость проявляются еще ярче, чем у зандровых осадков.

В пределах пойменных террас рек по условиям индикации выделяются низкая и высокая поймы, иногда с промежуточным слабо пониженным уровнем. Физиономичные комплексы пойм — прежде всего показатели гидрогеологических условий. Соответствующие им (комплексам) средние значения мощности торфа обычно постоянны, крайние в значительной степени варьируют. Основным показателем мощности торфяников является положение комплексов в рельефе. Физиономичность рельефу придает растительность. Литоиндикационное значение фитоценозов более весомо в урочищах высокой поймы.

Для литоиндикации в урочищах ложбин важен учет их морфометрических характеристик. Последние в пределах одного вида ландшафта в целом сходны. Поэтому наряду с геоботаническими необходимо использование локальных морфологических признаков, изменяющихся индивидуально в пределах одного и того же урочища.

Опыт проведенных работ показывает, что ландшафтно-индикационные исследования в районе Микашевичско-Житковичского выступа отличаются высокой эффективностью. Достоверность лито- и гидроиндикации по физиономичным комплексам, приводимым в таблице, составляет 75% и более. В условиях залесенных и заболоченных, часто труднопроходимых территорий ландшафтная индикация выгодно выигрывает по сравнению с другими методами.

В заключение отметим, что изучение ландшафтов территории выступа может иметь практическое значение не только в целях литоиндикации. К настоящему времени рядом исследователей установлена взаимосвязь между глубинным строением региона и речной сетью, геоморфологическими особенностями /2, 3/. Однако до сих пор еще не изучено влияние глубинного строения на ландшафты в целом, хотя, несомненно, оно оказало значительное воздействие на их размещение, формирование и морфологическую структуру. Изучение таких взаимосвязей может оказать помощь при решении обратной задачи — индикации особенностей тектоники по ландшафтным признакам. Наконец, изучение ландшафтов района представляется целесообразным и при биогеохимических исследованиях — для оценки влияния экологических факторов на изучаемые виды растений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анненская Г.Н., Видина А.А., Жучкова В.К. и др. Морфологическое изучение географических ландшафтов. Ландшафтоведение, М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Гирюлович Л.С. Неотектоника и структурно-геоморфологические особенности юго-запада Припятской впадины (Туровская депрессия). Автореферат канд. дис. Минск, 1974.
3. Горелик З.А. Влияние тектонических структур на формирование современного рельефа и распределение гидрографической сети территории впадины. В кн.: Современная структура и истории тектонического развития Припятской впадины. Минск, "Наука и техника", 1968.
4. Дементьев В.А. Система физико-географических районов Белоруссии. В кн.: Физическая и экономическая география БССР, Минск, 1960.
5. Дементьев В.А., Марцинкевич Г.И. Ландшафты северной и средней Белоруссии (опыт классификации). Минск, Изд-во БГУ, 1968.
6. Обуховский Ю.М., Тяшкевич И.А. Об использовании картометрических

показателей при геоморфологическом дешифрировании материалов аэросъемки. Тезисы докладов шестой всесоюз. конф. по тематическому картированию. (Киев, 1975). М., 1975.

7. Юркевич И.Д., Гельтман В.С. География, типология и районирование лесной растительности Белоруссии. Минск, 1965.

Ч.П.Кудаба, Р.А. Крупишас

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ШВЯНЧЕНСКИХ ВЫСОТ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В середине прошлого столетия, после того как появилось гипсометрическое изображение рельефа территории Литвы и Белоруссии, возникли условия для гляциоморфологических исследований. Первым ученым, который описал рельеф литовско-белорусских моренных высот, была А.Миссуна /8-10,20/. В ее работах не только выделены гляциоморфологические комплексы, но представлено распространение их в закономерной генетической системе. В дальнейшем делались попытки проследить генетические комплексы и различия между ними на описываемой территории. К исследованиям данного периода относятся известные работы /16,22/, в которых довольно подробно характеризуется геоморфология Нарочанского поозерья. В это время были выявлены различия рельефа и с помощью их проводилась граница последнего оледенения. Наиболее обоснованная концепция о данной границе высказывалась Б.Галишким /17/, который пределом распространения последнего ледника предлагал считать цепи насыпных холмов на западных склонах литовско-белорусских высот и наличие гляциогенных рытвин, распространение которых совпадает с упомянутыми краевыми грядами.

Более широко были развернуты гляциоморфологические исследования Балтийских высот в советский период, одновременно обращалось внимание на особенности строения и генезиса моренных возвышенностей пограничной с Белоруссией территории /14, 15, 18, 19/.

Закономерности сочетания генетических комплексов были прослежены в это время и на территории Белоруссии /2-5, 11/ и др. В рельефе соседней с Литвой территории северо-запада Белоруссии выделены разновозрастные краевые комплексы, коррелирующиеся с аналогами на территории Литвы.

Более детальный анализ бурового материала, а также геоморфологическое обследование территории показало, что в строении моренной толщи возвышенностей существует генетическая унаследованность с орографией подчетвертичной поверхности /6, 14, 21/. В орографии Швянченской возвышенности четко прослеживается ряд макроединиц, положение которых соответствует крупным поднятиям подчетвертичных поверхностей. По характерным чертам рельефа эти макроединицы хорошо подразделяются на две группы: группу отдельных холмисто-моренных западных возвышенностей и группу балочных моренных холмистых волнистых поднятий (рис. 1). Данное деление с небольшими изменениями повторяет геоморфологические микрорайоны, выделенные А.Басаликасом /1/. Группировка выделяемых макроединиц не случайна: воз-

вышенности в данном случае слагаются краевыми комплексами, а поднятия являются последствием перигляциальной переработки соответствующих глинисто-морфологических комплексов.

На внутреннем участке Швянченской возвышенности выделяется пространное поднятие и небольшая возвышенность (рис. 1-3), которые, однако, составляют единую генетическую систему, образующую как бы древнее ядро Швянченской возвышенности. На более древний возраст этой части указывают яр-

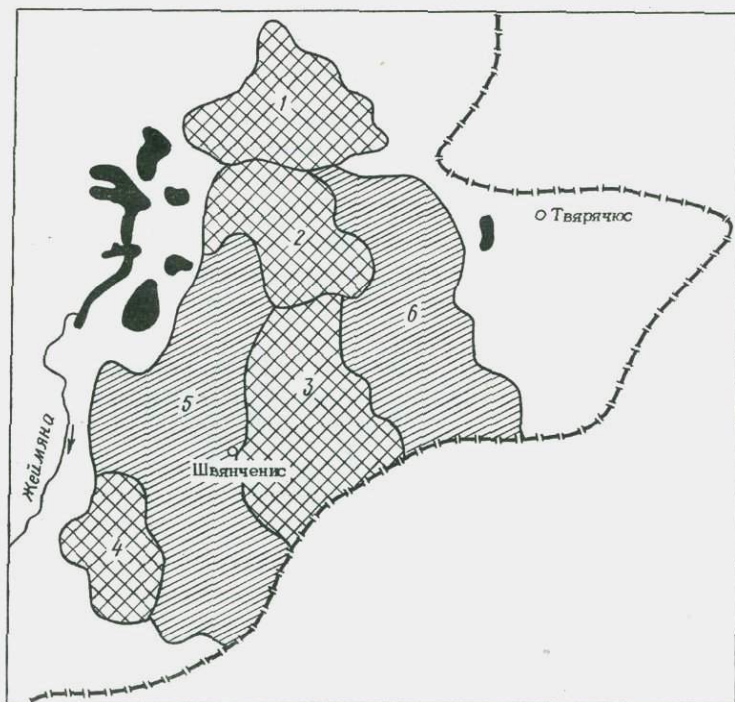


Рис. 1. Геоморфологические микрорайоны Швянченских возвышенностей: 1 — Сенишкская холмисто-западинная возвышенность; 2 — Невайшяйская холмисто-западинная возвышенность; 3 — Жесиняйская холмисто-западинная возвышенность; 4 — Дотниненская холмисто-западинная балочная возвышенность; 5 — Стронайтисское холмисто-балочное поднятие; 6 — Рубяльнинское холмисто-балочное поднятие

ко выраженные следы перигляциального преобразования рельефа. Прослеживается система балочной сети, которая расчленяет бывшие грядовые образования на отдельные крупные холмистые поднятия. В свою очередь и рельеф поднятий утерял свежесть форм, которая присуща так называемому молодому рельефу.

Однако и в данной части возвышенностей прослеживается система краевых комплексов (рис. 2). Они относятся к более ранней стадии валдайского оледенения, т. е. к аналогу бранденбургской (бологовской) стадии. На терри-

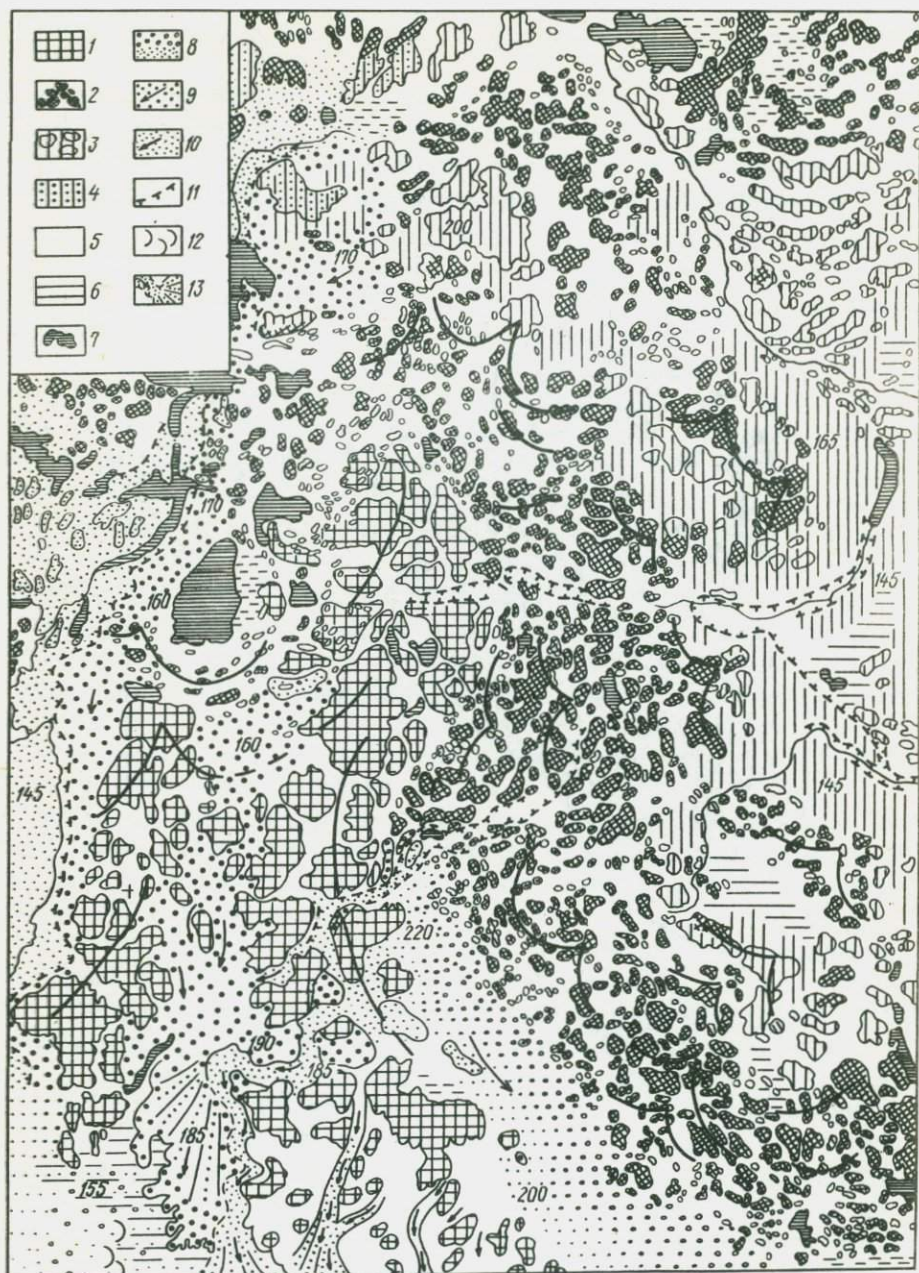


Рис.2. Геоморфологическая картосхема Шванченских возвышенностей (составил Ч.Кудаба): 1 — образования бранденбургской (бологовской) стадии; 2 — краевые образования померанской (вепсской) стадии; 3 — приледниковыми водами абрадированные склоны возвышенностей; 4 — отмели, аккумулярованные бывшими приледниковыми бассейнами; 5 — участки донной (основной) морены; 6 — лимногляциальные равнины; 7 — озера; 8 — зацдровые равнины; 9 — флювиогляциальные террасы; 10 — песками выстланные понижения; 11 — эрозионные и термокарстовые уступы; 12 — эоловые формы; 13 — древние песчаные дельты

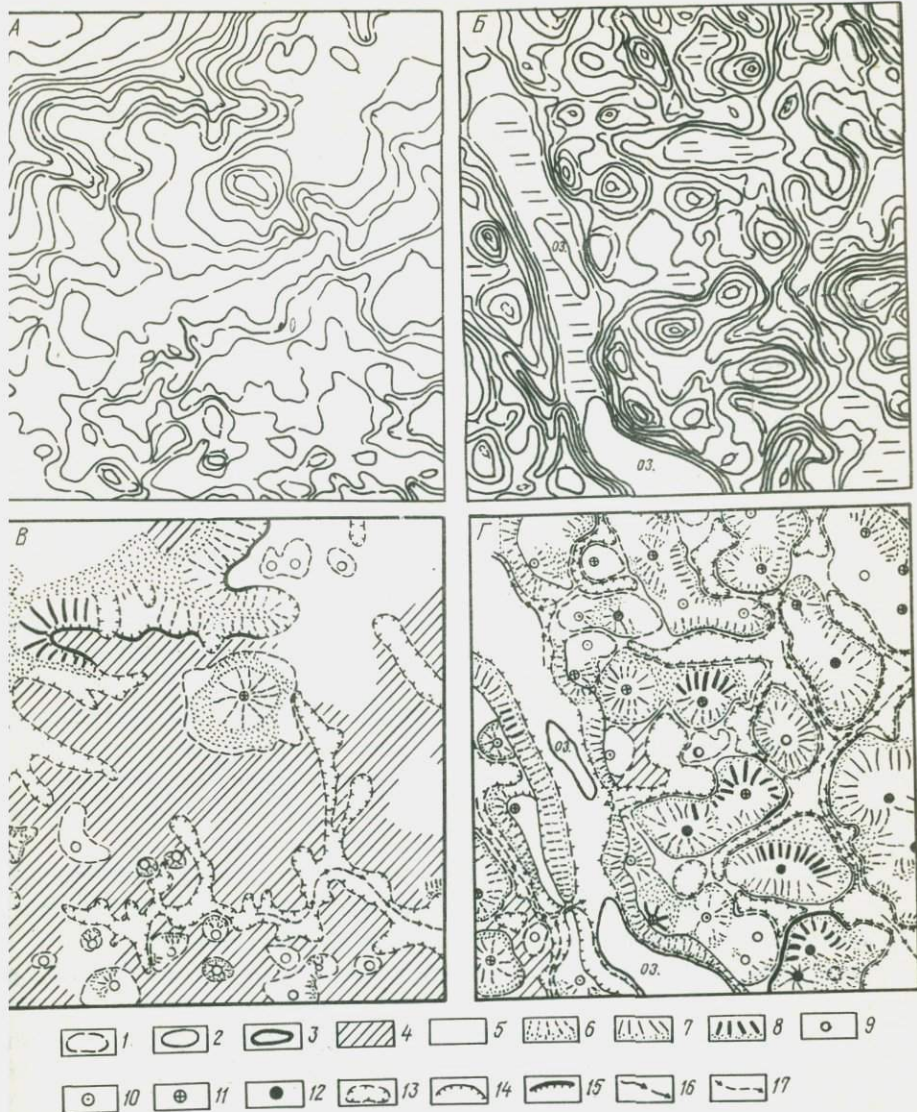


Рис.3. Гипсометрия и морфогрфия эталонов на территории поднятий (А, В) и возвышенностей (Б, Г) (составил Р.Крупичкас): 1 — мезоформа с уклоном склона от 3 до 7°; 2 — мезоформа с уклоном склона от 7 до 11°; 3 — мезоформа с уклоном склона от 11 до 15°; 4 — покатые поверхности от 1 до 3°; 5 — равнины от 0 до 1°; 6, 7, 8 — соответственно слабо-, средне- и сильноэродированные склоны с аккумулярованными шлефами; 9 — обозначение вершины волны; 10 — обозначение вершины холма высотой до 10 м; 11 — обозначение вершины холма высотой до 15 м; 12 — обозначение вершины холма высотой >15 м; 13 — обозначение вогнутых форм рельефа глубиной до 2 м; 14 — то же, глубиной до 10 м; 15 — то же, глубже 10 м; 16 — русла постоянных водотоков; 17 — русла сезонных водотоков

тории Белоруссии этот комплекс описан под названием Ольсевичских /II/ или Свирских /3,5/ гряд. На территории Белоруссии к юго-западу от озера Нарочь явно прослеживаются два разных по геоморфологии варианта краевых гряд. Хотя аналогичные черты заметны и на изучаемой территории (выразительностью рельефа выделяется Дотиненская возвышенность), однако эти единицы не коррелируются с Нарочанскими комплексами.

По внешним чертам рельефа, а также по особенностям внутреннего строения полоса холмисто-западных возвышенностей, как видно из рис. 1/ I, 2 и 3 /, сильно отличается от южных холмисто-балочных поднятий. Продолжением этой полосы на территории Белоруссии является Северо-Нарочанская система краевых гряд. В строении этой холмистой системы выделяются 2-3, а местами заметно и больше, краевые гряды (рис. 2). Они различны по морфологии рельефа и по внутреннему строению. На протяжении всей возвышенности они состоят из дугообразных фрагментов, изгибающихся в дистальном направлении. На участках изгиба гряды понижаются, а на местах сочленения соседних дуг образуют высокие угловые моренные массивы. Изгибы дуг и угловые поднятия отдельных гряд повторяются на тех же участках и образуют на них крупные макроединицы — отдельные холмисто-западные возвышенности.

Первая гряда данного краевого комплекса насыпная, сложенная супесчано-суглинистыми моренными отложениями со значительным количеством валунов. Грядка составляет внешний (дистальный) склон Швянченского комплекса и на благоприятных для стока участках переходит в заандры, флювиогляциальные террасы и сквозные прадолины стока.

Вторая гряда слагается крупными суглинисто-моренными мезоформами наслоенного происхождения. Она наиболее высокая, занимает осевое положение и образует водораздел между Неманским и Даугавским бассейнами.

Последующие гряды на проксимальном склоне возвышенностей также наслоенного происхождения. Простираясь на некотором удалении от водораздельной гряды и опускаясь на более низкий гипсометрический уровень, они омывались водами приледникового подпруживания. Впоследствии оположенные участки проксимальных гряд образовали Рубяльническое поднятие.

Данное сочетание краевых образований составляет единый генетический комплекс стадийного ранга. Отнесение этого комплекса к аналогам поморанских (вепсовских) образований (рис. 2) все же остается спорным. Как упоминалось выше, продолжением этого комплекса на соседней территории Белоруссии является Северо-Нарочанский комплекс. Севернее этого комплекса на территории Белоруссии выявляется отдельный комплекс "Свенянской гряды"/II/. Поэтому раньше высказывавшаяся концепция /7, 19/ может быть проверена лишь с помощью более детальной корреляции краевых комплексов на пограничной территории и на территории Белоруссии.

На юго-запад от Швянченских гряд сравнительно небольшие пониженные участки между отдельными поднятиями покрываются заандрами, выравнены флювиогляциальными террасами или заняты мелкими песками древних дельт. Эти песчаные покровы образовались тальми ледниковыми водами, стекавшими со

Швянченских гряд во время второй стадии валдайской дегляциации.

Из различных элементов географической среды (рельеф, гидрография, климат, почва, растительный покров) большое значение принадлежит рельефу. От геоморфологических свойств поверхности зависят материнская порода, увлажнение поверхности, следовательно, и условия почвообразования, характер растительности. Комплекс геоморфологических условий является ведущим фактором не только в естественном ландшафте, но и в аграрном. Это довольно наглядно иллюстрирует структура земледелия на территории Швянченских возвышенностей, во многом еще отображающая традиционные нормы использования географического ландшафта.

Для того чтобы оценить освоение и использование рельефа в аграрных целях на различных участках возвышенности, проводилась крупномасштабная геоморфологическая съемка эталонов (рис. 3, А, Б, В, Г). На выделенных эталонах закартированы все мезоформы (выпуклые и вогнутые), а также элементарные поверхности. Сделаны некоторые статистические сопоставления, которые наглядно показали особенности использования рельефа на разных гляциоморфологических комплексах: соотношение угодий (пашней, пастбищ, лугов) и натуральных ландшафтов (леса, болота); контурность угодий; степень эрозии:

Эталон	Мезо-форма	Площадь поверхностей с разными уклонами, %					Эродированная поверхность, %	Площадь угодий, %		Средняя площадь контура угодий, га	Леса, кусты, болота, %
		<3°	3-7°	7-11°	11-15°	>15°		пашни	луга, пастбища		
I	3	80,6	12,2	3,7	-	-	14,3	51,4	17,5	2,3	29,7
II	43	3,6	66,6	17,5	5,1	1,3	32,3	54,2	5,3	1,1	36,7

Сопоставление лишь некоторых элементов двух эталонов разных гляциоморфологических поверхностей указывает на целый ряд особенностей, явно зависящих от геоморфологического строения используемой поверхности. В данное время, когда предусматривается новая перспектива сельскохозяйственных специализаций, особенно важно учесть географические особенности разных районов республики. Например, в данном случае ясно, что на участках моренных поднятий следует проектировать интенсивное земледелие, а на холмисто-западных возвышенностях — хозяйства животноводческой специализации. Это будет содействовать сохранению почв и тем самым обеспечит биологическую продуктивность угодий. В противном случае неминуемы потери от эрозии почв.

Важно отметить, что естественный потенциал ландшафта на территории Швянченских высот и в прошлом соответствующе регулировал способ и степень использования местной географической среды. Например, на зандровых и других песчаных участках, на заболоченных, а также на каменистых косогорах насыпной краевой гряды сохранился лес. Издавна наиболее интенсивно освоенными аграрными угодьями являются участки волнистых и холмистых

поднятий. Водораздельная холмисто-западинная полоса возвышенностей, где преобладают поверхности с большим уклоном, покрытые песчаной или супесчаной, часто щебенистой с обилием валунов породой, с низким горизонтом грунтовых вод (ниже 15 м /12/) в аграрных целях освоена меньше. Здесь больше чем на половину, по сравнению с участками поднятий, меньше плотность заселения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б а с а л и к а с А. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.
2. И л ь и н Е.А. Некоторые литологические особенности моренных отложений северо-запада БССР. Вестн АН БССР, серия физ.-техн. наук, №1, 1962.
3. И л ь и н Е.А. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.
4. И л ь и н Е.А. Приледниковые озера северной Белоруссии. В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967.
5. И л ь и н Е.А. Стадиальные полосы краевых образований валдайского оледенения на территории Белоруссии. Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
6. К у д а б а Ч. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника. В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.
7. К у д а б а Ч. Взаимосвязь краевых ледниковых и дистальных водно-ледниковых образований (на примере Балтийских высот). В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974.
8. М и с с у н а А.Б. Материалы к изучению конечных морен Литовского края. Материалы к познанию геологического строения Российской империи, вып.2, 1899.
9. М и с с у н а А.Б. Геологические исследования в 1901 г. (реф.). Ежегодн. по геол. и минер. России, т.5, отд.1, 1902.
10. М и с с у н а А.Б. К геологии Гродненской и Минской губерний (предв. отчет по исследованиям, произведенным летом 1908 г.). Мат. для геол. России, т.21, 1904.
11. П у з а н о в Л.Н., В о з н я ч у к Л.Н. Граница валдайского оледенения на территории северной Белоруссии. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, №34, 1967.
12. С а л а у с к е н е Д.И. Закономерности гидродинамического режима грунтовых вод Литовской ССР и оценка их естественных ресурсов. Автореферат канд. дис. Вильнюс, 1973.
13. Ч е п у л и т е В. Основные полосы маргинальных образований на территории Литвы и прилегающих районов. Труды АН ЛитССР, серия Б, 1(28), 1962.
14. Ч е п у л и т е В. Строение, стратиграфия и палеогеоморфологические поверхности плейстоцена Литвы. Автореферат докт. дис. Вильнюс, 1968.
15. B a s a l y k a s A. Pakraštiniai dariniai ir kai kurios pastabos Lietuvos TSR teritorijos deglaciacijos klausimu. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų mokslo darbai, Geografija ir geologija, II t., 1962.
16. G l i n i s k a J., M a t w i e j e w u w n a L., O k o ł t o - w i c z W. O zasięgu i fazach zlodowacenia baltckiego na pojezierzu Narockim. Prace Towarz. Przyj. Nauk w Wilnie, 1936.
17. H a l i s k i B. O zasięgu zlodowacenia w Polsce polnocnowschodniej. Posiedz. nauk. Panstw. Inst. Geol., 1935.
18. K u d a b a Č. Kai kurie Džiūkijos aukštumos glacialmorfologijos bruožai, Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai, Geografija ir geologija, II t., 1962.
19. K u d a b a Č. Pastabos apie Švenčionių-Narociaus aukštumų fizinio-geografinio rajono paviršį. Liet. TSR geografinės draugijos metraštis, IX t., 1968.
20. M i s s u n a A. Über die Endmoränen von Weissrussland und Litauen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1902.
21. V a i t i e k u n a s P. Lietuvos TSR kvartero (entropogeno) substrato paviršius, jo struktūra ir įtaka pleistoceno dangos pasiskirstymui. Liet. TSR Geografinės draugijos metraštis, t. 2, 1959.
22. W o ł t o s o w i c z S. O grzeczach morenowych ziemi Narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilii. Sprawozdania Polsk. Inst. Geol., 1923.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
К.И.Лукашев, В.К.Лукашев. Современное состояние и задачи изучения перигляциального литогенеза	5
В.К.Лукашев, К.И.Швадас. Литогеохимическая характеристика перигляциальных отложений на Мядиньинской возвышенности и Эдшишском плато	10
С.А.Тихонов. Современное выветривание (почвообразование) перигляциальных отложений территории БССР	31
И.А.Добровольская, Л.П.Шкодина, Я.И.Аношко. Вещественный состав карбонатов ледниковых, перигляциальных и межледниковых обстановок осадконакопления	48
Л.П.Шкодина. К вопросу вторичного карбонатного минералообразования в лессах	56
В.А.Вечер. Минералогический состав кайнозойских алевролитов Брестской впадины	64
Б.Н.Гурский. Перигляциальная формация бассейна р.Сож	69
А.Гайгалас. Литостратиграфическая корреляция морен плейстоцена восточной Литвы и северо-западной Белоруссии	79
А.П.Микалаускас. Флювиогляциальные равнины юго-восточной Литвы и их связь с краевыми образованиями неоплейстоцена.	84
К.Швадас. Перигляциальные покровные образования юго-восточной Литвы	90
А.Т.Логойко. Микрозападины в рельефе Белоруссии и особенности методики их картирования с применением материалов аэрофотосъемки	98
И.А.Тяшкевич. О некоторых закономерностях распространения микроформ рельефа на перигляциальных отложениях Солигорского района	104
А.В.Матвеев, Л.С.Гирилович. К вопросу о возможности статистического анализа расчленения рельефа.	106
А.Ф.Танасов. Некоторые особенности строения и вещественного состава древней перигляциальной толщи среднего течения р.Остра	108
Л.С.Гирилович, В.И.Гридин. Новые данные о генезисе и вещественном составе дюн	119
Ю.М.Обуховский. К ландшафтной индикации литологического состава конечно-моренных отложений	125
Ю.М.Обуховский. Природные территориальные комплексы района Микашевичско-Житковичского выступа (морфология, индикаторы четвертичных отложений).	130
Ч.П.Кудаба, Р.А.Крупницкас. Геоморфологическое строение Швянченских высот и некоторые вопросы их хозяйственного использования	136

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Редактор И.А.Шарафанович
Техн.редактирование Г.А.Кузьминченко
Корректор Г.Е.Старобинец

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

АТ 91861. Подписано к печати 22.XП 1978 г. Формат 60х90 1/16. Бумага офс. №1. Физ.печ.л.9,2. Уч.-изд.л. 10,7. Изд.зак. 204. Тип.зак. 199. Тираж 310 экз. Цена 1 р. 08 к. Издательство "Наука и техника". Минск, Ленинский пр., 68. Ротапринт Института геохимии и геофизики АН БССР. Минск, Ленинский пр., 68.

УДК 550.4:551.3+551.79(476)

Современное состояние и задачи изучения перигляциального литогенеза. Лукашев К.И., Лукашев В.К. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 5—10.

Рассмотрены проблемы индикации геохимических процессов в перигляциальных отложениях, некоторые возможные источники энергии лито- и биохимических процессов, особенности миграции кальция и железа в лессах. Отмечается важность сопоставления процессов литогенеза в современной зоне вечной мерзлоты и в условиях древних перигляциальных ландшафтов для разработки отдельных научных и практических вопросов.

Библиография — 11 названий.

УДК 551.34(474.5)

Литогеохимическая характеристика перигляциальных отложений на Мядишинской возвышенности и Эшшиском плато. Лукашев В.К., Швядас К.И. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 10—31.

В статье дана литогеохимическая характеристика перигляциальных покровных отложений Мядишинской возвышенности и Эшшиского плато (Литовская ССР) с установлением органического вещества, карбонатности пород, pH, Fe, состава глинистых минералов, некоторых микроэлементов и естественной радиоактивности. Охарактеризованы аспекты протекания гипергенных процессов в ледниковых отложениях предпоследнего и последнего оледенений.

Таблиц 4. Иллюстраций 6. Библиография — 4 названия.

УДК 631.414:549

Современное выветривание (почвообразование) перигляциальных отложений территории БССР. Тихонов С.А. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 31—48.

На примере двух почвенных катен рассмотрены минералого-геохимические особенности внутрисочечного выветривания перигляциальных отложений Белоруссии. Выявлены общие и специфические закономерности геохимической эволюции вещественного состава пород в условиях автоморфного и полугидроморфного почвообразования. Приведены важнейшие диагностические признаки почв, формирующихся на перигляциальных отложениях.

Таблиц 5. Иллюстраций 2. Библиография — 8 названий.

УДК 550.84

Вещественный состав карбонатов ледниковых, перигляциальных и межледниковых обстановок осадконакопления. Добровольская И.А., Шкодина Л.П., Аношко Я.И. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 48—55.

Изучался вещественный состав карбонатов ледниковых; перигляциальных и межледниковых обстановок осадконакопления. Установлено, что преобладающими минералами собственно ледниковых и перигляциальных отложений (морен и лессовых пород) являются доломит и кальцит. Весь доломит и значительная часть кальцита в лессовых породах Белоруссии терригенна и сингенетична осадку. Степень доломитизации лессовых пород уменьшается от Оршанско-Могилевских к Мозырским лессам и связана главным образом с различиями в соотношении доломита к кальциту в моренных отложениях, являвшихся исходным субстратом лессовых пород.

Таблиц 4. Библиография — 23 названия.

УДК 550.84

К вопросу вторичного карбонатного минералообразования в лессах. Шкодина Л.П. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 56—64.

На основе фактического материала делается вывод о терригенной природе доломита и кальцитовом характере вторичных карбонатных минералов в лессовых породах Белоруссии.

Иллюстраций 6. Библиография — 9 названий.

УДК 552.524+551.79(476)

Минералогический состав кайнозойских алевроитов Брестской впадины. Вечер В.А. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 64—69.

Рентгеновским методом изучен состав породобразующих минералов кайнозойской сероцветной алевроито-глинистой толщи Брестской впадины. Глинистые минералы представлены каолинит-гидро-

слоистой ассоциацией с примесью монтмориллонита и хлорита, а песчано-алевритовые фракции сложены кварцем, кальцитом, полевыми шпатами и доломитом. Аналогичная ассоциация породобразующих минералов характерна для четвертичных отложений на территории Белоруссии. В связи с последним, а также учитывая литологические особенности и условия залегания изученных отложений, их, по-видимому, следует относить к древнечетвертичной перигляциальной формации.

Иллюстраций 3. Библиография - 10 названий.

УДК 551.435.5(234.421.1)

Перигляциальная формация бассейна р.Сож. Г у р с к и й Б.Н. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 69-78.

На основании полевых исследований приводится характеристика перигляциальной формации бассейна р.Сож, в составе которой выделены пологодно-ледниковые (?), озерные, лессовые, лессовишные и золовые отложения.

Данные минералогических анализов позволяют сделать вывод о едином источнике терригенного материала, слагающего морену последнего оледенения и лессовые породы. Подчеркиваются различия в генезисе лессовых и лессовишных пород.

Таблиц 3. Иллюстраций 1. Библиография 5 названий.

УДК 551.79(474.5)

Литостратиграфическая корреляция морен плейстоцена восточной Литвы и северо-западной Белоруссии. Г а й г а л а с А. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 79-84.

В статье охарактеризованы различия количественного содержания петрогенетических групп кристаллических пород, доломитов, известняков нижнего палеозоя, других палеозойских и мезозойских известняков, мезозойских мергелей в крупнообломочных фракциях, размерами 30-10, 10-7, 7-5 и 5-3 мм, которые дали возможность выделить в плейстоценовой толще от четырех до шести моренных горизонтов и произвести их литостратиграфическую корреляцию на территории восточной Литвы и северо-западной Белоруссии.

Иллюстраций 4. Библиография - 5 названий.

УДК 551.33(474.5)

Флювиогляциальные равнины юго-восточной Литвы и их связь с краевыми образованиями неоледястоцена. М и х а л а у с к а с А.П. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 84-90.

На основании геоморфологических исследований юго-восточной песчаной равнины Литвы произведена корреляция ее флювиогляциальных покровов со стадиальными и фазияльными конечноморенными грядами валдайского оледенения. Установлено, что зандробразование в основном происходило во время отступления ледника франкфуртской фазы бренденбургской стадии, а флювиогляциальные террасы и дельты формировались в померанское время.

Иллюстраций 1. Библиография - 8 названий.

УДК 551.34(474.5)

Перигляциальные покровные образования юго-восточной Литвы. Ш в я д а с К. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 90-98.

На основании геоморфологических исследований проведена литогенетическая классификация перигляциальных покровных образований юго-восточной Литвы. Выявлена зависимость разновидности покровных образований от исходного материала и неодинакового воздействия перигляциальных процессов на исходную породу. Отмеченные закономерности распространения покровных образований на отдельных морфологических поверхностях способствуют воссозданию первичного облика рельефа и перигляциальной среды осадконакопления.

Таблиц 2. Иллюстраций 1. Библиография - 8 названий.

УДК 551.4:528(476)

Микрозападины в рельефе Белоруссии и особенности методики их картирования с применением материалов аэрофотосъемки. Л о г о я к о А.Т. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 98-103.

Освещены вопросы генезиса, условий формирования и размещения микрозападин. Сделана оценка возможностей применения материалов аэрофотосъемки для изучения микроформ рельефа. Рассмотрены особенности методики применения аэрофото метода.

Иллюстраций 2. Библиография - 7 названий.

УДК 551.4:551.33(476.1)

О некоторых закономерностях распространения микроформ рельефа на перигляциальных отложениях Солигорского района. Т я ш к е в и ч И.А. "Литология и геохимия перигляциальных отло-

жений". Мн., "Наука и техника", 1976, 104—106.

В результате структурно-геоморфологических исследований установлена закономерная ориентировка и распределение микроформ рельефа, связанная с условиями залегания верхнесолонных отложений. Отрицательные формы рельефа приурочены к районам выклинивания верхнесолонных отложений. Они представлены микрозападинами различных размеров и конфигураций. Выделены и пожитательные микроформы рельефа.

Иллюстраций 1. Библиография — 7 названий.

УДК 551.4:51

К вопросу о возможности статистического анализа расчленения рельефа. М а т в е е в А.В., Г и р и л о в и ч Л.С. "Литология и геохимия перигляциальных отложений", Мн., "Наука и техника", 1976, 106—108.

Получены высокие (0,7—0,95) коэффициенты корреляции вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа. Математическо-статистическая обработка структурно-геоморфологических данных указывает на устойчивую взаимосвязь между компонентами ландшафта и особенностями неотектоники юго-запада Припятской впадины.

Библиография — 2 названия.

УДК 551.791:550.4

Некоторые особенности строения и вещественного состава древней перигляциальной толщи среднего течения р.Остра. Т а н а с о в А.Ф. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 108—119.

Характеризуются строение, гранулометрический и минеральный состав древней перигляциальной толщи, залегающей на меловых отложениях на территории Смоленской области. По данным спорово-пыльцевого анализа ее формирование происходило в приледниковых условиях плейстоцена.

Таблиц 2. Иллюстраций 3.

УДК 551.311.31

Новые данные о генезисе и вещественном составе дюн. Г и р и л о в и ч Л.С., Г р и д и н В.И. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 119—125.

Песчаные формы современного Полесья — результат водно-эрозионных, водно-аккумулятивных и эоловых процессов. По вещественному составу эоловые пески отличаются от других генетических групп только повышенным содержанием SiO_2 . Большинство массивов песчаных форм рельефа, особенно значительных по размерам, приурочено к зонам неотектонических поднятий или кальным структурам, активным в неотектонический этап.

Иллюстраций 2. Библиография — 9 названий.

УДК 551.793+911.52

К ландшафтной индикации литологического состава конечноморенных отложений. О б у х о в с к и й Ю.М. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 125—129.

На примере Солигорской гряды рассмотрены особенности литоиндикации в пределах краевых образований. Освещены вопросы изучения гляциодислокаций на основе ландшафтного метода. Составлена ландшафтно-индикационная таблица.

Таблиц 1. Библиография — 4 названия.

УДК 911.52+551.793(476)

Природные территориальные комплексы района Микашевичско-Житковичского выступа (морфология, индикаторы четвертичных отложений). О б у х о в с к и й Ю.М. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 130—136.

Разработана система природных территориальных комплексов района для целей дистанционного изучения перигляциальных отложений. Изучены лито- и гидроиндикационные свойства физиономических комплексов. Составлена ландшафтно-индикационная таблица.

Таблиц 1. Библиография — 7 названий.

УДК 551.34(474.5)

Геоморфологическое строение Швянченских высот и некоторые вопросы их хозяйственного использования. К у д а б а Ч.П., К р у п и ц к а с Р.А. "Литология и геохимия перигляциальных отложений". Мн., "Наука и техника", 1976, 136—142.

В статье приводятся краткие сведения о геоморфологическом строении Швянченских холмисто-моренных возвышенностей. Подробно анализируются 3 эталона с рельефом различной морфологии и геоморфологического строения. На примере представленных эталонов дается оценка пригодности территорий для сельскохозяйственных потребностей.

Иллюстраций 3. Библиография — 22 названия.

Цена 1р. 08к.

1861