

В. К. Лукашев

ГЕОХИМИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
АЛТОГЕНЕЗА

М И Н С К . 1 9 7 0

АКАДЕМИЯ НАУК БССР
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

В. К. ЛУКАШЕВ

ГЕОХИМИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ЛИТОГЕНЕЗА

21119 5723

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА И ТЕХНИКА»

МИНСК 1970



Геохимия четвертичного литогенеза. Лукашев
В. К. Изд-во «Наука и техника», 1970, с. 296.

В монографии рассматриваются в геохимическом аспекте четвертичный литогенез и специфика его протекания в палеогеографических условиях Белорусского Полесья и смежных районов БССР и ПНР; характеризуются геохимические особенности доледниковых (пограничных), ледниковых и межледниковых комплексов и слагающие их генетические типы четвертичных отложений. В них изучались pH, карбонатность, железистость, составы глинистых минералов и органического вещества, а также взаимоотношения основных породообразующих элементов и микроэлементов.

На основе комплекса литохимических данных проведен коррелятивный палеогеохимический анализ и обобщена лиофациальная специфика осадкообразования в течение антропогена. Охарактеризованы значения отдельных геохимических критериев для палеогеографических и лиофациальных корреляций.

Рассчитана на научных работников исследовательских учреждений геологического профиля, преподавателей и студентов геологических факультетов, а также геологов-поисковиков.

Табл. 95, рис. 42, библиогр. 161.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучению четвертичного периода уделяется очень большое внимание во всех странах, особенно в Советском Союзе. С каждым годом расширяется объем исследований в области стратиграфии, литологии, тектоники, флоры и фауны. Видное место заняли исследования четвертичных отложений морского дна. Это является естественным процессом и объясняется той большой ролью, которую играют четвертичные отложения в жизни человека. Четвертичные отложения — это и субстрат, на котором развиваются почвы, и живой мир, и полезные ископаемые, и основание для различных инженерных сооружений, ключ к познанию и истолкованию многих научных проблем геохимии, палеогеографии, стратиграфии, литологии, геохимических проблем поведения элементов в процессе выветривания, седиментогенеза и других стадий литогенеза. Изучение их дает исследователю тот материал, который необходим для восстановления историко-геологических событий, протекавших в земной коре в былые времена. Вот почему интерес к изучению четвертичных отложений возрастает с каждым днем. Этим объясняются большие успехи в области разработки различных методов изучения четвертичного периода — лиофациальных, биостратиграфических, радиогеологических и др. К сожалению, в изучении четвертичных отложений пока не уделялось достаточного внимания применению геохимических методов, которые, по нашему мнению, должны занять весьма видное место в лиофациальном и геохронологическом изучении четвертичного периода. Соответственно не разработаны и геохимические критерии, которые можно использовать для этих целей. Поэтому в наших исследованиях была поставлена задача разработать геохимические критерии и использовать их для изучения процессов четвертичного литогенеза.

Изучалась неоген-четвертичная толща территории Белорусского Полесья и других районов Белоруссии. В основу исследований были положены глубокие опорные скважины, на

примере которых можно было проследить геологическую историю от неогена до наших дней. Применялись известные методы исследований: химический, спектральный, рентгеновский и термографический анализы, а также некоторые другие. Полученные данные подвергались статистической обработке по отдельным возрастным горизонтам. Осуществлялся генетический подход к осадкам, т. е. сравнивались разновозрастные отложения: моренные, лессовые, аллювиальные, озерные и т. д. Вычислялись средние содержания основных породообразующих элементов, их отношения, среднее содержание микроэлементов и их взаимоотношения, состав солянокислых вытяжек. Изучались особенности распределения элементов по размерным фракциям, интенсивность преобразования отложений, которая оценивалась как частное от деления содержания элементов в глинистых породах на их содержание в песчаных породах. Изучались такие геохимические показатели, как рН, состав глинистых минералов, карбонатность, железистость и органическое вещество. Ценность геохимических методов состоит главным образом в том, что они дают возможность количественно выражать многие геологические явления. Образцы пород, почв, грунтовых вод и органического вещества анализировались новейшими физическими и химическими методами в Лаборатории геохимических проблем АН БССР, а также в лабораториях Института геологии в Варшаве и Геохимической лаборатории Польской Академии наук.

В аналитической работе существенную помощь автору оказывали сотрудники Лаборатории геохимических проблем Т. Симуткина, В. Витушко, Г. Гурский, А. Тарлецкая, Л. Иванова, Г. Сивчик, В. Можейко, И. Трацевская, Л. Чикилевский.

Пользуясь случаем, автор выражает им свою глубокую признательность.

ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

В основу данной работы положены результаты исследований четвертичной толщи и ландшафтов Белорусского Полесья (далее в тексте этот регион будет именоваться Полесьем). Использован обширный материал по другим районам Белоруссии, а также исследования ряда разрезов четвертичной толщи на территории восточной части ПНР, в частности, опорные разрезы в районе Сокулки, Негува, Фердинандова и ряда других на Люблинской возвышенности (см. схематическую карту, рис. 3).

Полесье занимает обширную низменную территорию на западе Русской платформы. Часть его находится в пределах Украинской ССР, охватывая ряд северо-западных областей этой республики, другая, большая, входит в состав Белоруссии, представляя ее южную физико-географическую область. Площадь этого региона составляет примерно 1/4 территории БССР с географическими координатами — $51^{\circ}31'$ — $53^{\circ}30'$ северной широты и $23^{\circ}30'$ — $30^{\circ}30'$ восточной долготы. Расстояние от западной ее окраины до восточной составляет примерно 500 км и с юга на север — выше 300 км. На севере рассматриваемая территория постепенно сливается с приледниковыми равнинами Белорусской гряды, на юге — с Украинским Полесьем.

Существуют разные толкования границ Полесья. И. С. Лупинович, С. Г. Скоропанов и З. И. Денисов (1953) относят к Белорусской Полесской низменности лишь территорию водосбора Припяти. С. Х. Будыко (1953) добавляет к ней также площадь бассейна р. Мухавца и выделяет в пределах Полесья более пониженную часть — «собственно Полесскую низменность».

По В. А. Дементьеву (1960), северная граница Белорусского Полесья примыкает к Предполесью — приледниковым равнинам Белорусской гряды (Прибугской, Барановичской, Центрально-Березинской). Ее естественной южной границей является северный склон Волыно-Подольской возвышенности, расположенной на территории УССР (рис. 1).

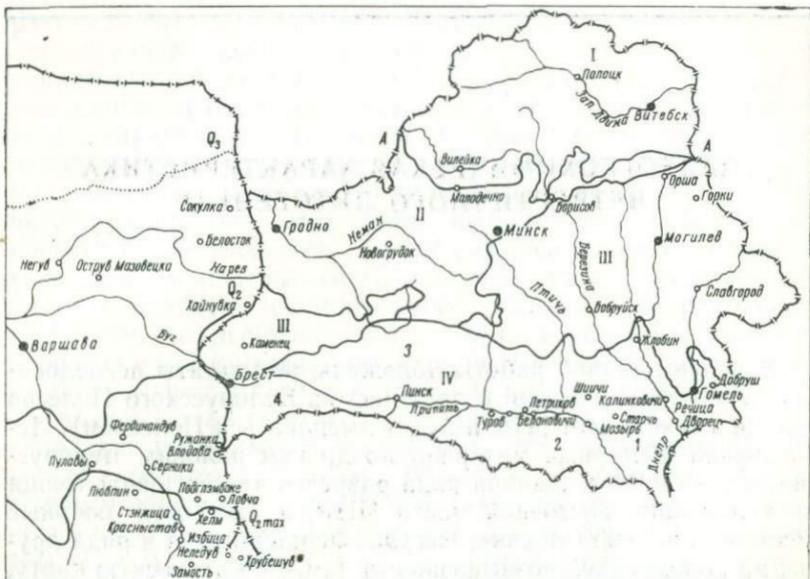


Рис. 1. Геоморфологические районы БССР:

I — Белорусское Поозерье; II — подзона Белорусской гряды; III — приледниковые равнины Белорусской гряды; IV — низина Белорусского Полесья (I—Приднепровское; 2—Мозырское; 3—Припятское; 4—Брестское Полесье)

На территории Белорусского Полесья В. А. Дементьев выделяет Брестское Полесье (с подрайонами Загородье и Мухавецкая равнина), Припятское Полесье (соответствует «собственно Полесской низменности») и Приднепровскую низменность. В западном направлении на территории Польши к Брестскому Полесью примыкает Люблинское Полесье и Подлясье — территория, по своей физико-географической характеристики близкая к области Предполесья в БССР. К сожалению, общепризнанной и достаточно обоснованной схемы расчленения четвертичных отложений пока еще не существует. В связи с этим автор придерживается альпийской схемы и терминологии.

Четвертичные отложения на территории Полесья в целом характеризуются небольшой мощностью (в среднем 40—50 м), к северу и западу мощность толщи возрастает, в редких случаях она достигает 150—200 м (рис. 2). В сводном разрезе на исследуемой территории БССР и ПНР выделяются следующие горизонты.

На отложениях неогена залегают пограничные осадки (Q_1 , прегляциал, добрушкий, вильнюсский горизонты). Толща

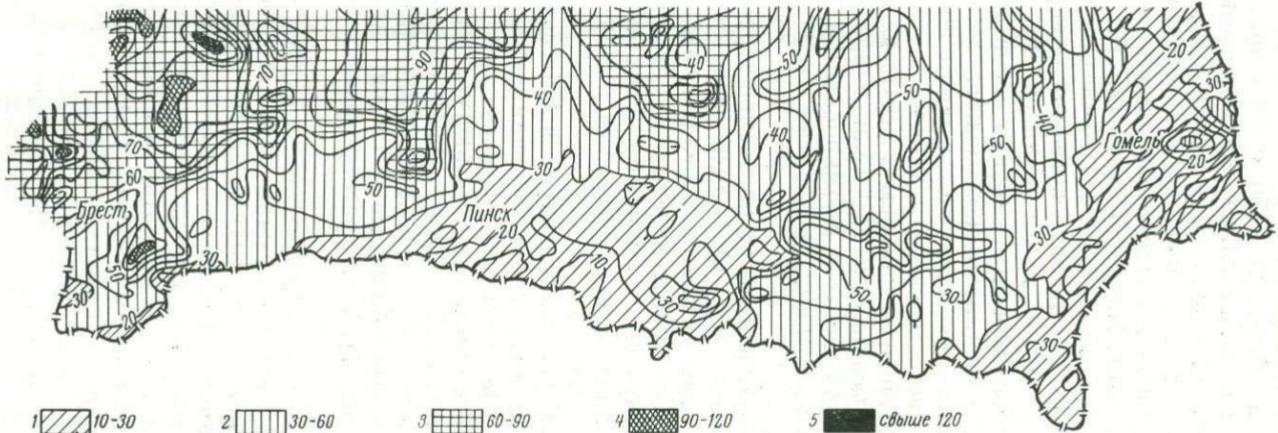


Рис. 2. Карта мощностей четвертичных отложений Полесья

древнего антропогена (Q_1) в глубоких депрессиях коренного рельефа иногда достигает 80—150 м. Она представлена 3—4 горизонтами морен, разделенных озерно-ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и озерными осадками. Два нижних горизонта (два в скважине Млынаже и один в скважине Негув) польские исследователи условно относят к гюнцу (древнейший ледник). На территории БССР к образованиям этого возраста мы относим с определенной условностью также отложения первого древнеантропогенового, варяжского, на-рёвского и других, подобных им ледников. Две верхние морены древнего антропогена представляют собой две стадии миндельского оледенения (краковского, южнопольского). В БССР с ними сопоставляются отложения второго древнеантропогенового, березинского, окского ледников.

Третью, разделяющую нижнюю и верхнюю древнеантропогенные морены, можно отнести к гюнц-минделю. К этому же периоду, вероятно, относится формирование озерных и лессовидных осадков в перигляциальной зоне (скважина Фердинандув на рис. 3).

Широко распространены на изучаемой территории отложения миндель-рисса* (Q_1-Q_2 — лихвинское межледниковые). Эти отложения перекрываются моренами среднего антропогена (Q_2 — рисс). Они представлены несколькими горизонтами (2—3). В ряде случаев их возможно подразделить на моренные горизонты днепровского (рисс-максимальный) и московского возраста (Варта).

Значительным распространением в Полесье пользуются и довольно четко датируются образования рисс-вюрма (ээм, микулинское, муравинское и др.). Сверху они перекрываются перигляциальными образованиями вюрма, а также осадками голоценового возраста. На территории Полесья основную роль в строении покровной толщи играют флювиогляциальные, аллювиальные, эоловые и болотные отложения: пески, супеси, суглиники и торф (рис. 4). Менее распространены отложения других генетических типов.

Важнейшие палеогеографические особенности развития Полесья в антропогене заключаются в следующем:

Русский ледник был последним на его территории. В эпоху вюрмского оледенения Полесье находилось в перигляциальной зоне осадкообразования. Процессы осадконакопления и другие особенности литогенеза в этот новейший этап протекали под воздействием главным образом водных потоков, а также эоловой дефляции. За счет переработки ранее отложенных, более древних, главным образом рисских образований формировались аллювиальные, эоловые и озерно-болотные аккумуляции. Это пески, глины и суглиники, которые преобладают в верхней толще антропогена Полесья.

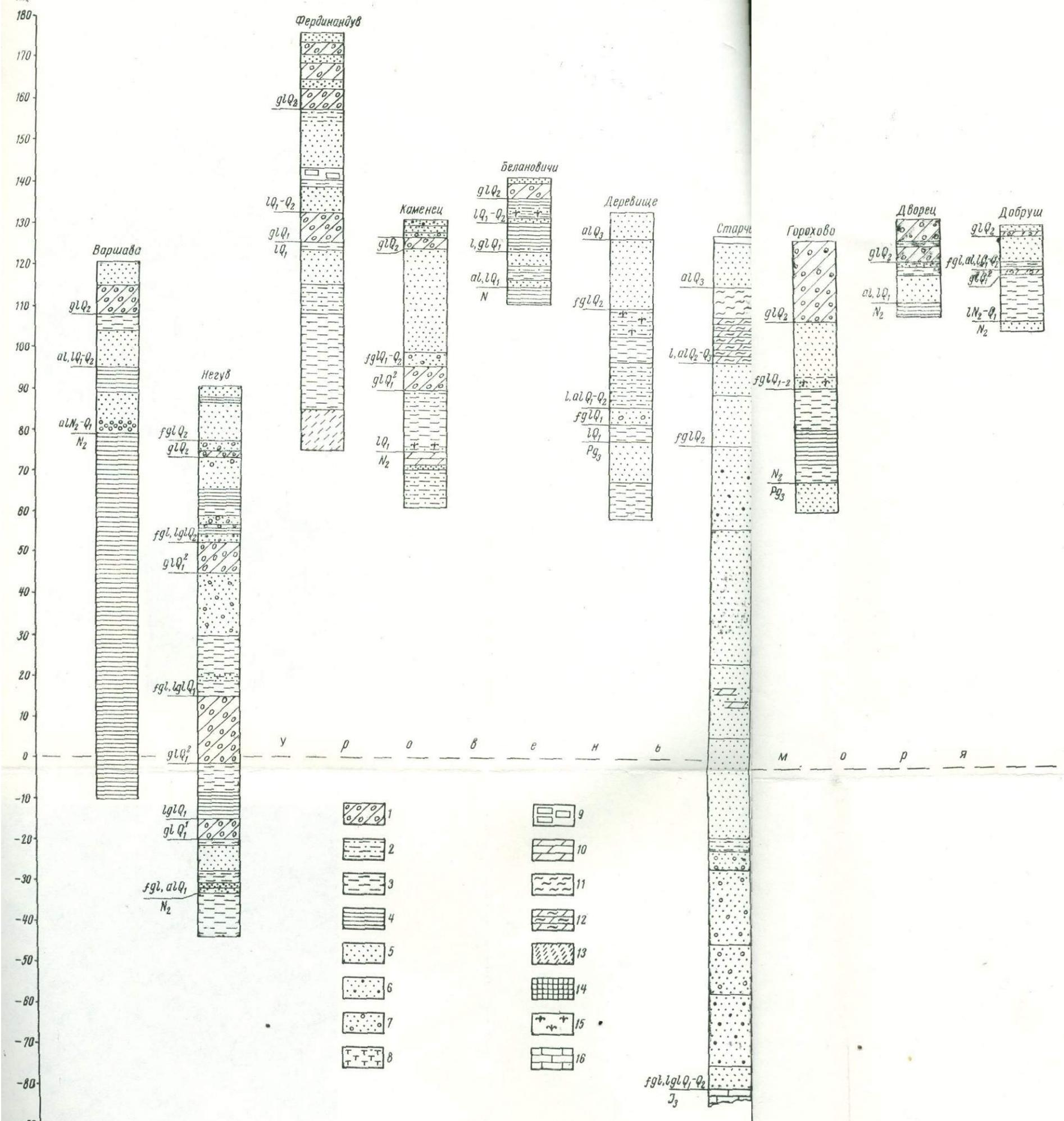


Рис. 3. Онёрые разрезы антропогена на территории Пolesся и восточной части ПНР:

1—морена, 2—супесь (алеврит), 3—суглинок, 4—глина, 5—песок мелкозернистый, 6—песок разнозернистый, 7—песок с гравием и галькой, 8—торф, 9—гиттия, 10—мергель, 11—кремнистый сапропель, 12—известковистый сапропель, 13—лесс, 14—мел, 15—растительные остатки, 16—известняк

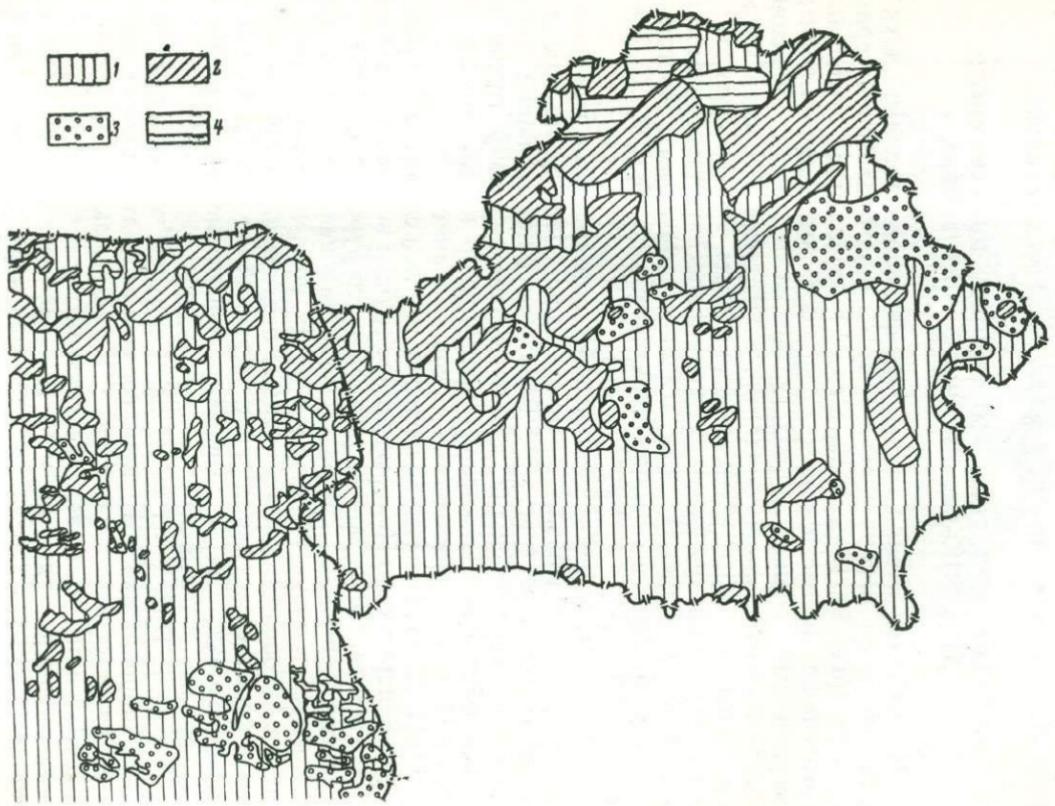


Рис. 4. Схема распространения основных генетических и литологических комплексов на территории БССР и ПНР:

1—водноледниковые, аллювимальные, золовые, озерные и болотные отложения: пески, супеси, суглинки и торф; 2—ледниковые валунные суглинки, супеси и пески (морены); 3 — полигенетические лесовые породы; 4—озерно-ледниковые отложения: глины, суглинки, супеси, алеуриты, нередко ленточные (по К. И. Лукашеву, 1961 и Ю. Мойскому, Э. Рюле, 1965)

В течение голоцена вырабатывались формы рельефа и складывались физико-географические условия, в целом характерные для настоящего времени. Широкое развитие получили лесная и травянистая растительность, а также формирование болот и торфяников. Почвообразование протекает главным образом в направлении развития дерново-подзолистых (в разной степени оподзоленных) и торфяно-болотных почв.

Ниже характеризуются литогеохимические особенности пограничного третично-четвертичного литогенеза ледниковых отложений разных эпох оледенения; межледниковых и перигляциальных; послеледниковых и голоценовых отложений.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОГРАНИЧНОГО ТРЕТИЧНО-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

В БССР отложения ледниковой формации довольно четко отличаются от нижезалегающих отложений полтавской серии неогена (рис. 5). В последние годы был накоплен материал, который по литологическим признакам позволяет выделить пограничный горизонт, представленный главным образом озерно-аллювиальными осадками, вещественный состав которых имеет некоторые специфические черты. Ряд авторов относит их к доледниковому антропогену и прегляциалу. Мощность отложений полтавской серии отличается большим непостоянством и колеблется от нескольких метров до 80 м (С. С. Маныкин, 1966).

Глины в отложениях полтавской серии являются разновозрастными и значительно различаются по облику и по вещественному составу (рис. 6). Вверх по разрезу яркие тона сменяются серо-зелеными, что указывает на смену геохимической обстановки, в которой происходило их накопление и дальнейшее диагенетическое преобразование.

П. И. Дорофеев (1960) выделил в отложениях полтавской серии Белорусского Полесья четыре группы ископаемых флор: 1) верхнеолигоценовую — в нижней части буроугольной толщи в районе Кобриня и Бреста; 2) нижнемиоценовую — в толще пестроцветных глин (зеленовато-серых, коричневато-черных) в районе Антополя и Житковичей; 3) верхнемиоценовую — в серых и коричневых глинах района Красной Слободы и 4) верхнеплиоценовую в серых глинах, распространенных в различных районах Полесья.

В районе Брестской впадины, в верхней части полтавской серии, широко распространены серые и серовато-зеленые алевриты, часто сильно карбонатные. Из-за высокого содержания карбонатов их называют мергелями.

Согласно исследованиям П. И. Дорофеева и А. Ф. Бурлак, верхняя часть этих осадков относится к раннечетвертичному

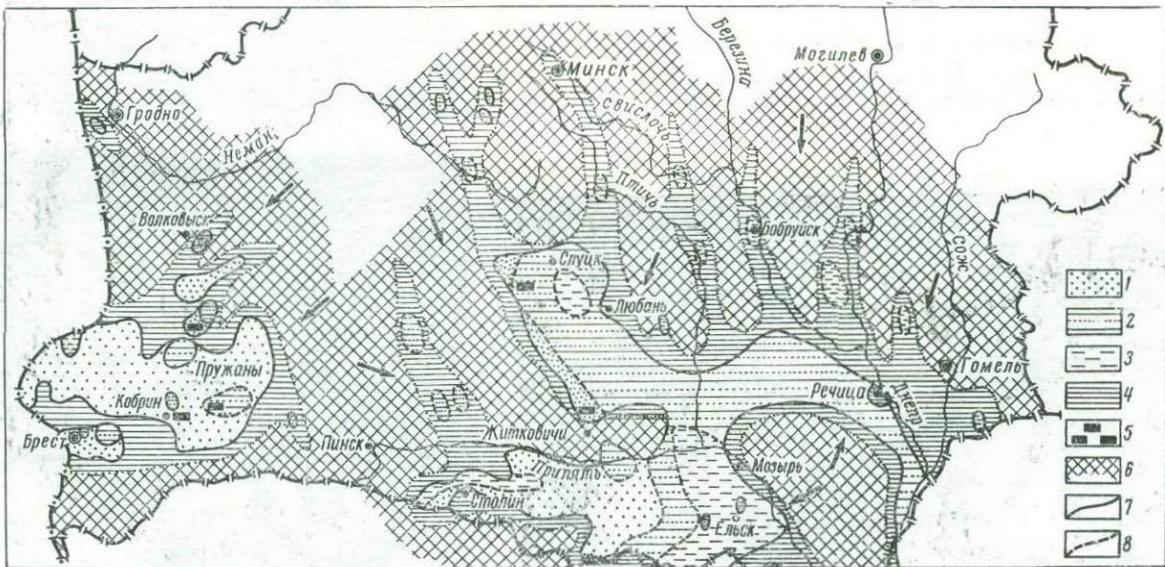


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта отложений полтавской серии Белоруссии:

1—песок разнозернистый кварцевый; 2—чередование песков и глины; 3—глина; 4—область предполагаемого развития осадков, впоследствии уничтоженных размывом; 5—угленосные отложения; 6—области сноса обломочного материала; 7—границы распространения осадков (достоверные и вероятные); 8—границы распространения фаций (достоверные и вероятные); стрелками обозначены направления сноса обломочного материала (по С. С. Маныкину, 1966).



Рис. 6. Обнажение третичных глин (полтавская серия) в районе
д. Стародубки Лоевского района:
а—верхняя часть; б—нижняя часть разреза

возрасту. Вместе с тем имеются некоторые трудности в разделении плиоценовых и древнечетвертичных отложений, так как плиоценовые алевриты очень сходны по литологическому составу с предледниковыми четвертичными алевритами. И те и другие образовались в обширных водоемах озерного типа.

Мощность отложений плиоцена в целом невелика, обычно она составляет 2—6 м, изредка достигает 10—12 и даже 45 м (в районе севернее Бреста).

В центральных районах Полесья плиоценовые осадки (П. И. Дорофеев, 1968) вскрыты в скв. 2, пробуренной в 4—5 км к северу от д. Шиичи Калиновичского района, где они залегают на глубине 34,3—38,0 м и представляют собой переслаивания алеврита светло-серого, слоистого с серой алевритистой глиной.

Недалеко от этого места в скв. 4 около д. Деревище на глубине 52—54 м вскрыты отложения раннего доледникового антропогена, которые представлены суглинком темно-бурого цвета, пластичным, опесчаненным (данные Белглавгеологии).

Плиоценовые отложения вскрыты также в скважинах в районе Турова и Житковичей. Результаты валового химического анализа этих отложений (глинистые породы) приведены в табл. 1 и 2.

Нижнечетвертичные (пограничные) осадки встречаются также в восточных районах Полесья, хотя здесь в отличие от Брестской впадины отложения в четвертичный период подвергались более сильному размыву.

Согласно Б. Н. Гурскому (1966), они встречаются в карьере кирпичного завода в районе г. Добруша Гомельской области, где залегают под березинской мореной на глубине 10,55—23,75 м и представлены переслаиванием глин и суглинков голубовато-серых, реже пестроцветных, жирных, вязких, пластичных. Вся толща имеет очень четкую горизонтальную слоистость. Мощность прослоев глины и суглинка примерно одинакова и составляет 2—3 см. По плоскостям напластования развиты черные железистые примазки.

Стратиграфически эта толща занимает промежуточное положение между четвертичными ледниковыми отложениями и отложениями полтавской серии.

Данные спорово-пыльцевого анализа указывают на вероятные перигляциальные условия накопления озерной толщи, во всяком случае на более холодную обстановку, чем было характерно для третичного периода. По особенностям минералогического состава и прежде всего по значению коэффициента выветрелости эти отложения занимают промежуточное положение между заведомо четвертичными образованиями и отложениями полтавской серии (значение коэффициентов соответственно 1,2—2,3—9,9). Кроме того, эти суглинки относятся к

Таблица I

Химический состав озерных плиоценовых

Пункт	Порода	Глубина, м	Возраст	SiO_2	Fe_2O_3	FeO
Скв. 2, Шиничи	Суглинок серый (алеврит)	35,0 —38,3	N_2	79,01	0,89	0,99
Скв. 2, Шиничи	Суглинок серый (алеврит)	36,0	«	74,73	3,03	не опр.
Скв. 2, Шиничи	Суглинок серый (алеврит)	38,0	«	71,18	4,61	«
Скв. 2, Шиничи	Глина алевритистая темно-серая (черная)	45,0 —48,0	«	71,82	2,61	0,74
Скв. 02, Житковичи	Глина серая	25,0	«	69,47	2,47	не опр.
Скв. 124, Туров	То же	25,9	«	78,51	2,41	«
Скв. 124, Туров	»	28,1	«	71,70	2,04	«
Славинск	»	7,8	«	65,43	4,05	«
Славинск	»	10,2	«	68,54	3,57	«
Славинск	»	13,2	«	63,06	6,67	«
Скв. 2, Шиничи	Супесь зелено-вато-серая	52,0 —57,0	Pg ₃	65,60	7,14	2,70
Скв. 4, Деревище	Супесь буровато-серая	73,0	«	90,11	0,13	1,3
Шитцы	Пестроцветная глина	4,5	«	65,2	10,6	не опр.

* В таблицу включены также два образца палеогеновой супеси

тугоплавким, что резко отличает их от других четвертичных образований.

Нами был изучен состав 3% HCl вытяжки из этих суглинков (табл. 3).

В Польше под прегляциальными озерно-аллювиальными отложениями находятся пестрые познаньские илы (глины), относимые к плиоцену З. С. Ружицким (S. Z. Rozycki, 1961). Они образуют мощную толщу, в разрезе которой в пределах одной скважины удается различить разнотипные глины.

Изучался сводный разрез толщи двух скважин (Аллея Иерусалимская и Пляц Дефиляд № 4), находящихся на небольшом удалении друг от друга на территории г. Варшавы. В этих скважинах прегляциальные отложения представлены нормальной аллювиальной пачкой (циклотемой), состоящей из песка с галькой в основании. Выше по разрезу песок становится все более мелкозернистым. Пачку венчают серые глины. Мощность всей пачки 16 м, что вполне соизмеримо с нормальными мощностями аллювия средних по размеру равнинных рек (Е. В. Шанцер, 1966).

Ниже залегает толща познаньских илов (пестрых глин), относимых по возрасту к плиоцену. Они представлены разными

осадков центрального Полесья *, %

Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	CO_2	SO_3	H_2O гигр.	п. п. п.
11,56	0,61	0,52	0,62	0,46	1,26	нет	0,23	2,54	3,65
14,12	0,07	0,59	0,89	0,44	1,50	не опр.	сл.	2,75	4,30
15,66	0,09	0,77	1,16	0,38	1,38	не опр.	не найд.	3,13	4,71
15,99	0,74	0,79	0,82	0,41	1,09	0,19	0,34	4,00	4,64
15,27	0,98	0,87	1,28	1,55	1,37	не опр.	сл.	3,83	6,24
12,54	0,99	0,60	0,68	0,16	1,32	не опр.	сл.	2,48	3,40
13,36	1,04	0,67	0,94	1,14	0,90	не опр.	сл.	2,72	7,95
11,86	0,59	1,82	0,71	0,34	0,75	3,52	0,22	не опр.	9,76
10,87	0,71	1,97	0,93	0,56	1,26	1,03	0,37	«	8,52
12,85	0,74	1,92	1,23	0,58	1,93	1,57	0,38	«	8,42
15,60	0,40	1,07	0,64	0,17	0,45	1,14	0,35	6,26	6,53
5,33	0,39	0,13	0,18	0,19	0,13	0,29	0,005	0,91	1,90
14,6	не опр.	1,4	1,5	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	не опр.	5,3

и пестроцветная глина олигоцена.

Таблица 2

Отношения элементов в озерных плиоценовых осадках Полесья

$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	ea
6,83	1,11	0,84	2,74	0,040	0,053	0,16	0,19
5,29	—	0,66	3,42	0,031	0,005	0,21	0,18
4,54	—	0,66	3,63	0,024	0,006	0,29	0,16
4,49	0,28	0,96	2,66	0,025	0,046	0,16	0,14
4,55	—	0,68	0,88	0,10	0,064	0,16	0,25
6,26	—	0,88	8,20	0,013	0,079	0,19	0,16
5,37	—	0,71	0,79	0,085	0,078	0,15	0,20
5,52	—	2,56	2,20	0,028	0,05	0,34	0,24
6,30	—	2,12	1,89	0,051	0,065	0,33	0,35
4,90	—	1,56	3,33	0,045	0,057	0,52	0,34
4,16	0,38	1,67	2,54	0,011	0,026	0,46	0,11
16,90	10,0	0,72	0,68	0,035	0,073	0,024	0,08
4,46	—	0,93	—	—	—	0,72	—

Таблица 3

Химический состав 3% солянокислых вытяжек из третичных глин БССР, %

Пункт	Генетический тип	Порода и глубина, м	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Нераств. остаток
Добруш	N ₂ — Q ₁	Суглинок пестроцветный, 10,55—15,15	0,41	0,93	0,60	0,0089	93,09
		то же	0,32	1,25	0,73	0,0180	95,12
		«	0,50	1,60	1,58	0,0225	92,53
		Глина серовато-голубоватая 15,15 — 19,45	0,47	0,32	0,19	0,0034	97,63
Горохово (Шиничи)	N ₂ I	Суглинок серый 35,0 — 38,3	0,16	0,40	0,12	0,0071	92,39
	«	Глина темно-серая 45,0 — 48,0	0,28	0,62	0,21	0,0046	92,03
	«	Глина пестроцветная, зеленовато-серая с бурыми пятнами 48,3 — 52,5	14,55	1,17	0,21	0,062	83,06
	N ₂ I	Супесь зеленовато-серая 52,5 — 57,0	2,36	1,11	0,26	0,0093	88,44
Стародубка	Pg — N ₁ a1,I	Глина черная, 5,5 над ур. воды	0,17	0,32	0,14	0,0053	98,70
	«	Глина черная, 7,5	0,19	0,32	0,14	0,019	98,5
	«	Глина ярко-желтая 13 — 13,10	0,62	0,17	0,10	0,0025	98,5
	«	Глина пестроцветная 15,2 — 15,4	0,06	0,09	0,07	0,0018	98,10
	«	Глина пестроцветная 16,4	0,26	0,31	0,14	0,006	97,70

фациональными комплексами озерно-аллювиального осадко-накопления.

В пределах скважины изучались три профиля, характеризующиеся специфическими чертами литогенеза.

Профиль I

Глубина, м

Толща прегляциальных серых пылеватых глин.

Внизу глины опесчанены, без резкого перехода подстилаются песками. Аллювиальные (пойменные) отложения. Процессы почвообразования мало выражены

25,0—31,5

Профиль II

1. Толща познанских пестрых глин (верхняя серия). Глина черная с коричневатым оттенком, тонкодисперсная, содержит органическое вещество

60,0—62,4

2. Пестрая глина, наблюдается чередование черных и ржаво-бурых пятен, число которых книзу уменьшается. Выделяются также отдельные темно-коричневые включения

62,4—66,2

3. Серая с зеленоватым оттенком алевритовая глина, пронизанная прослойками пепельно-серого алеврита; редкие пятна ожелезнения, карбоната, вскипает с HCl

66,2—68,2

Профиль III

Толща пестроцветных глин (нижняя серия).

1. Темно-серая глина

103,0—105,0

2. Серая плотная глина с яркими малиновыми пятнами ожелезнения. Наблюдаются линзочки коричневого песка

105,2—107,4

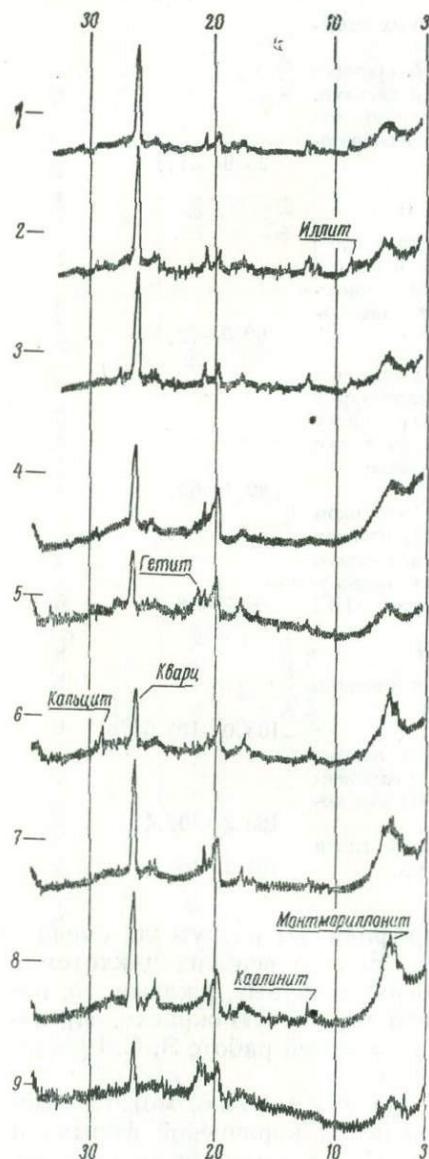
3. Пестрая желто-коричневая глина с серо-голубыми пятнами

107,4—109,5

Основой для выделения профиля III послужила смена в окраске осадков в циклотемах. Если в верхних циклотемах пятна ожелезнения в этих горизонтах бурье, ржавые, то, начиная с циклотемы III, они имеют малиновую окраску. На изменение окраски пятен указывает в своей работе З. С. Ружицкий (1961).

Отложения профиля II, по нашему мнению, можно сопоставить с осадками эозойстоценовой коричневой формации южной России, осадки профиля III — с осадками красноцвет-

ной формации. Мы считаем, что осадки профиля I относятся к пограничной третично-четвертичной формации. Они являются переходными между ними; нижняя их часть формировалась в условиях умеренно-холодного, а верхняя — в обстановке холодного климата. Исследовалась глинистая фракция описанных отложений.



Минералогический состав фракции $<0,001$ мм изучался при помощи рентгенографического (рис. 7) и термического методов анализа (рис. 8).

Проведенные исследования показывают, что глинистая фракция во всем профиле состоит из смеси монтмориллонита, иллита и каолинита, однако их соотношения в разных частях профиля меняются.

В профиле I резче выступает гидрослюдя, более выражен термический эффект, связанный с органическим веществом, но меньше железа. Рентгенограммы хорошо увязываются друг с другом. Эффект 780° на термограмме обр. 3, возможно, связан с тем, что здесь имеется органика битумного типа. Особенностью профиля II является наличие кальциита в обр. 6, а профиль III выделяется наиболее высоким содержанием каолинита.

Рис. 7. Рентген-дифрактограммы глин (фракция меньше $0,001$ мм из скважины Аллея Иерусалимская, ПНР)

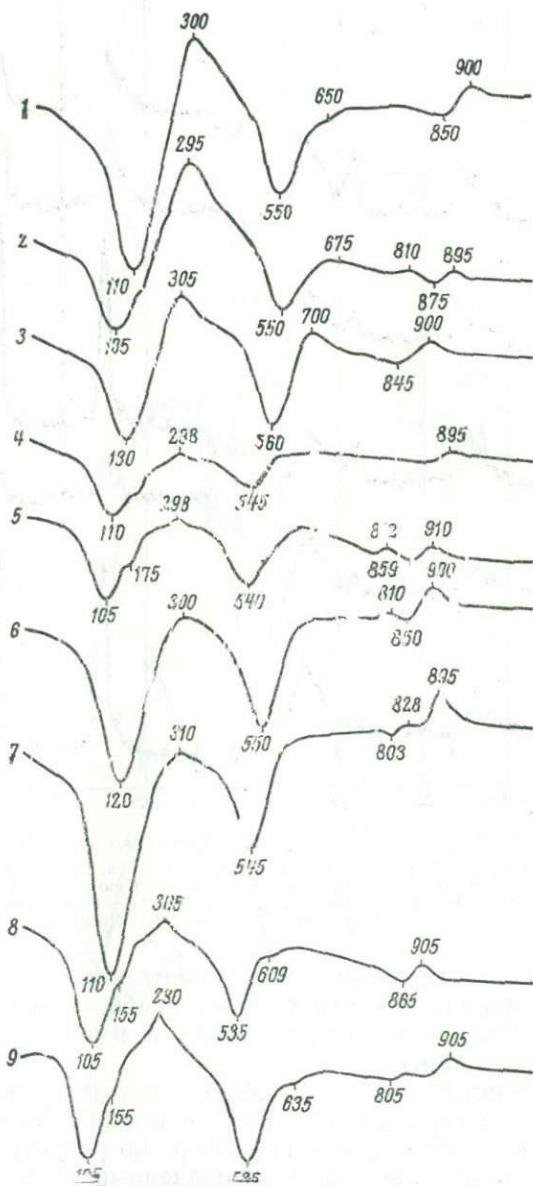


Рис. 8. Термограммы фракций меньше 0,001 мм глин из скважины Аллея Иерусалимская (ПНР)

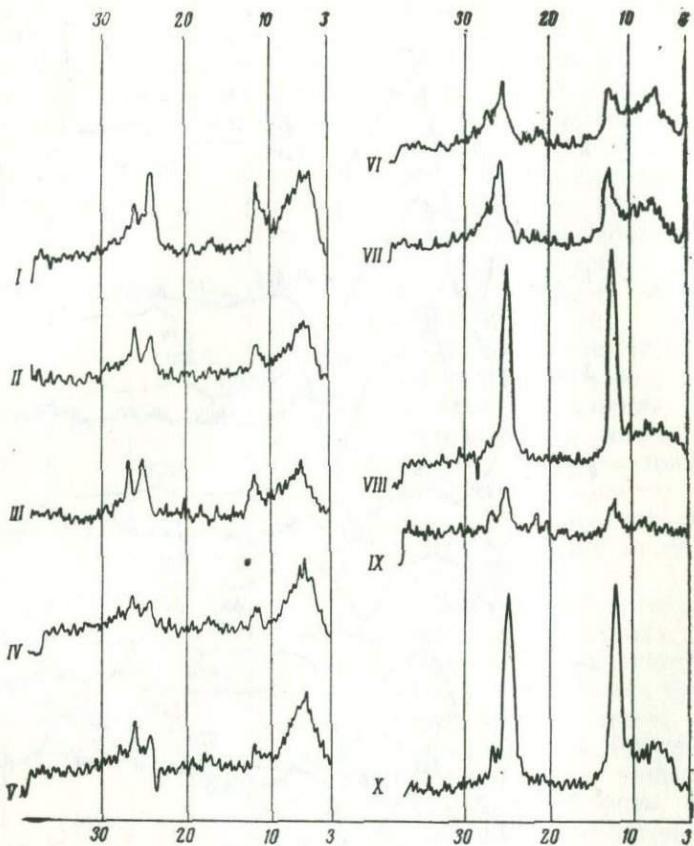


Рис. 9. Рентген-дифрактограммы третичных глин БССР:
 I—Житковичи, 0,2—1, гл. 25,0 м; II—Туров, 124—1, гл. 25,9 м; III—Туров,
 124—2, гл. 28,1 м; IV—Горохово, 2—2, гл. 36,0 м; V—Горохово, 2—3, гл. 38,0 м;
 VI—Горынская Токарня, в/536, гл. 1,3—1,8 м; VII—Горынская Токарня,
 в/531, гл. 2,9—3,3 м; VIII—Лоев, 2207—3, гл. 2,5 м; IX—Лоев, 2207—1, гл. 1,0 м;
 X—Лоев, 2207—2, гл. 1,5 м

Судя по данным термического и рентгенографического анализа, монтмориллонит преобладает в обр. 7, 8 и 4, гидрослюды — в обр. 2, 6 и 9, гётит — в обр. 8, 9 и 4, кальцит обнаружен только в обр. 6.

Из сказанного видно, что наблюдается дифференциация в минеральном составе вещества как в толщах отдельных профилей, так и по разрезу в целом. Вверх по разрезу увеличивается содержание гидрослюды. Выполненные анализы минералогического состава пяти образцов серых глин, охарактеризованных по пыльцевым диаграммам и флористическим остаткам как плиоценовые из верхней части полтавской серии, а также анализы образцов пестрых глин в районе Лоева, кото-

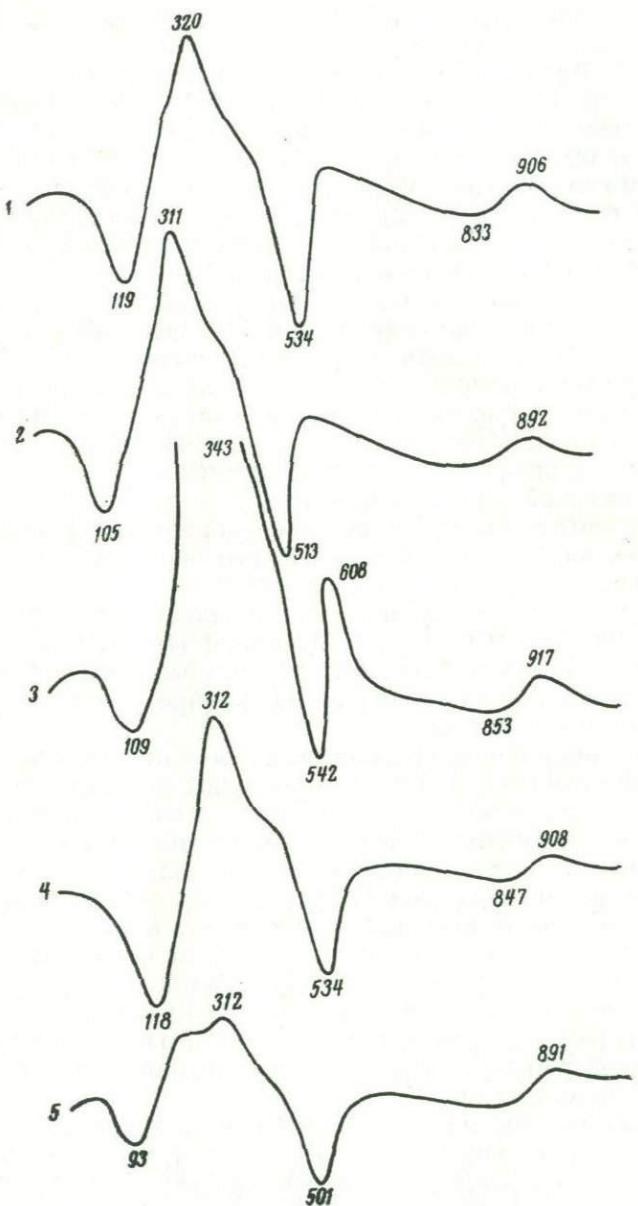


Рис. 10. Термограммы фракции меньше 0,001 мм глин:
1—Житковичи, 02—1, гл. 25,0 м; 2—Туров, 124—1, гл. 25,9 м; 3—
Туров, 124—2, гл. 28,1 м; 4—Горохово, 2—2, гл. 36,0 м; 5—Горохово,
2—3, гл. 38,0 м

рые соответствуют нижней части серии, позволили подтвердить ту же закономерность (рис. 9 и 10).

В. А. Ворона (1967) отмечает, что для нижней части красноцветной плиоцен-антропогеновой формации среднего Приднепровья характерна каолинит-монтмориллонитово-гидрослюдистая ассоциация минералов, для супесей и верхней части — монтмориллонитово-каолинит-гидрослюдистая.

Ю. Ф. Чемеков (1962) также указывает на изменение типа выветривания от каолинового и бейделлит-монтмориллонитового в палеогено-неогеновых осадках до существенно гидрослюдистого в четвертичных. Вероятно, указанная смена условий литогенеза, характерного для Дальнего Востока, имела очень широкое зональное распространение.

Важным литологическим признаком для корреляции разрезов может служить наличие карбонатов в осадках профиля II. Карбонаты обнаружены по вскипанию с HCl в нескольких соседних с профилем II циклотемах и являются важной характеристикой значительной части разреза. В связи с этим уместно отметить, что накопление карбонатов (часто в виде мощных карбонатных кор) — характерная черта гипергенеза плиоцена во многих районах мира.

Карбонатность верхней части плиоценовых глинистых пород в БССР отмечает С. С. Маныкин (1966). Браун (R. A. Brown, 1956) указывает, что карбонатные коры наблюдаются в юго-восточной части Техаса на границе плиоцена и нижне-четвертичного периода.

Верхний плиоцен Польши отличается от нижнего плиоцена и четвертичного периода более высоким содержанием Ca, что, вероятно, связано с накоплением карбонатов; количество Ca — важная геохимическая черта. Более низкое содержание Ca в четвертичных отложениях, вероятно, является особенностью только западных районов ПНР, где проводились исследования.

Исследования показывают также, что плиоценовые осадки отличаются как от миоценовых, так и от четвертичных более высоким содержанием Fe. В то же время в верхнеплиоценовых отложениях меньше Mn, чем в нижних горизонтах неогеновых глин. Наиболее высокое содержание Al, растворимого в сильно концентрированной соляной кислоте, наблюдается в глинах на границе плиоцена и миоцена.

Важным геохимическим признаком является также сохранность органического вещества. По данным термического анализа, наибольшая сохранность органического вещества отмечается в осадках профиля I. Судя по окраске, в осадках профиля II больше органического вещества, чем в осадках профиля III. Темно-бурый оттенок глине, вероятно, придает гумусовое коллоидальное вещество. Возможно также, что гумусовый горизонт в профиле III слабее из-за того, что в

условиях более тропического климата шло быстрое разложение органического вещества. Более подробно этот вопрос разбирается в III главе.

Результаты валовых анализов проб показали (табл. 4), что пойменные отложения прегляциала по сравнению с двумя профилями плиоценена характеризуются более высоким содержанием SiO_2 при меньшем содержании Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Они характеризуются также другим отношением $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$, равным 0,56. В профиле I также несколько больше MgO .

Таблица 4

**Химический состав прегляциальных и плиоценовых глин в скважинах
Пляц Дефиляд и Аллея Иерусалимская, %**

Глубина, м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO
------------	----------------	-------------------------	-------------------------	--------------	----------------	--------------	--------------

Прегляциальные глины

25—26	71,77	13,95	2,24	1,26	0,61	1,02	1,96
26—27	71,97	14,73	2,28	1,12	0,57	0,59	1,87

Плиоценовые глины

60,0—62,4	58,91	23,88	4,20	0,21	0,79	1,06	1,76
64,4—66,2	60,84	18,65	9,18	0,25	0,69	0,75	1,49
66,2—68,2	64,53	15,25	4,21	0,62	0,76	3,87	1,70
103—105	65,05	19,51	4,81	0,22	0,71	0,78	1,63
105,2—107,4	60,83	18,78	9,07	0,24	0,82	0,95	1,57
107,4—109,5	63,80	18,21	6,51	0,29	0,82	0,56	1,78

Глубина, м	Na_2O	K_2O	SO_3	п. п. п.	Сумма	H_2O^+	CO_2
------------	-----------------------	----------------------	---------------	----------	-------	------------------------	---------------

Прегляциальные глины

25—26	0,54	1,61	не обн.	4,64	99,63	3,51	0,67
26—27	0,64	1,89	0,02	4,50	100,21	3,46	0,50

Плиоценовые глины

60,0—62,4	0,17	1,56	0,13	7,76	100,43	8,60	1,21
64,4—66,2	0,39	1,97	0,02	6,11	100,34	5,33	0,66
66,2—68,2	0,85	1,93	следы	6,77	100,49	3,43	2,81
103—105	0,18	0,80	0,06	6,99	100,74	8,04	1,02
105,2—107,4	0,22	0,99	0,04	7,13	100,64	8,14	1,54
107,4—109,5	0,31	2,01	0,22	5,82	100,33	4,56	0,67

Характерные особенности осадков профиля II: высокое содержание CaO , связанное с карбонатами, самая высокая концентрация Al_2O_3 , а также K_2O по сравнению с верхней частью профиля III. По количеству K_2O , который в известной мере связан с гидрослюдами, профили I и II близки. Следует отметить, что профиль II в какой-то степени является переходным,

обладая некоторыми чертами как первого, так и третьего профиля.

Профили II и III весьма похожи по абсолютному содержанию элементов, за исключением CaO и K₂O. Изучение состава 3% HCl вытяжки (табл. 5) из проб по этим профилям показывает, что они весьма сходны по количеству суммарного железа (Fe₂O₃) как по абсолютной величине, так и по распределению значений по профилю. Содержание растворимого в 3% HCl Al₂O₃ выше в профиле II, в обоих профилях вниз по разрезу количество Al₂O₃ уменьшается.

Таблица 5

Химический состав 3% HCl вытяжки из плиоценовых глин ПНР, %

Глубина, м	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	H ₂ O гигр.	Нерастворимый остаток
60,0—62,4	0,39	2,00	0,89	0,39	следы	7,65	97,39
64,6—66,2	0,92	1,40	0,30	0,34	не обн.	4,68	97,93
66,2—68,2	0,76	1,00	3,46	0,43	»	2,96	93,78
103—105	0,32	1,47	0,68	0,44	0,02	7,11	97,58
105,2—107,4	0,82	1,17	0,73	0,39	следы	7,21	97,55
107,4—109,5	0,72	1,15	0,37	0,40	»	4,03	97,92

Таблица 6

Состав поглощенных катионов во фракции меньше 0,001 мм познанских глин Польши

Глубина отбора проб, м	Содержание катионов, мг-экв/100 г породы				Емкость поглощения, мг-экв/100 г породы	Процентное содержание от общей емкости поглощения			
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
60,0—62,4	8,976	4,370	0,872	1,820	16,04	55,97	27,25	5,44	11,34
97,0	24,24	23,39	27,16	6,92	81,72	29,66	28,62	33,24	8,48

Содержания MgO близки в обоих разрезах. По концентрации CaO солянокислые вытяжки сильно отличаются.

Был также исследован состав поглощенных катионов во фракции меньше 0,001 мм в двух образцах глин из скважины Аллея Иерусалимская с глубины 60,0—62,4 и с глубины 97 м. Результаты анализов приведены в табл. 6. Десорбция проводилась методом электродиализа. Микроэлементы определялись с помощью количественного спектрального анализа.

Образцы значительно отличаются между собой по общей емкости поглощения. Кроме того, они различаются по количественному отношению катионов. Для образца с глубины

60,0—62,4 м характерен следующий порядок: Ca—Mg—Na—K, в чем он сходен с плиоценовыми глинами Приднепровья (В. А. Ворона, 1967). В образце на глубине 97 м наблюдается другое отношение катионов: K—Ca—Mg—Na.

Коэффициент щелочности $\frac{K^+ + Na^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$ равняется для об-

разца с глубины 60,0—62,4 м 0,2017, для образца с глубины 97,0 м—0,7155. В этом отношении образцы познаньских глин значительно отличаются от плиоценовых глин Приднепровья, где коэффициент щелочности в красно-бурых глинах равен 0,04—0,05, а в коричнево-бурых —0,03—0,04.

Была выявлена разница также в составе поглощенных микроэлементов между двумя образцами познаньских глин (табл. 7).

В нижнем образце содержание микроэлементов значительно выше.

Нами также исследовались величины pH в полтавских глинах БССР и познаньских глинах Польши. Общая закономерность заключается в смене слабокислых и кислых условий среды вверх по разрезу слабощелочными и щелочными. Более подробно об этом будет сказано в III главе. В глинах Приднепровья показатели pH также свидетельствуют о постепенном изменении среды накопления пород красноцветной формации от нейтральной и слабощелочной в нижней толще до щелочной в средней и верхней толщах (В. А. Ворона, 1967).

Согласно нашим данным, для БССР и Польши в плиоценовых континентальных глинах выше содержание SiO₂, Fe₂O₃, MgO, K₂O, SO₃, но меньше Al₂O₃ и Na₂O по сравнению с миоценовыми континентальными глинами.

В свою очередь четвертичные ледниковые глины отличаются от плиоценовых более высоким содержанием CaO, MgO, Na₂O, K₂O. Четвертичные (ледниковые) глины отличаются от плиоценовых более высоким значением отношения CaO : MgO, но более низким отношением K₂O : Na₂O.

Среди четвертичных глин имеется ряд различий между моренными, озерно-ледниковыми и аллювиальными глинами. Наблюдается также вариация в составе глин отдельных литолого-геохимических провинций на территории БССР, что описано в других работах (К. И. Лукашев, Г. И. Сачок, В. К. Лукашев, 1965).

Наши исследования показывают, что между четвертичными и плиоценовыми глинами Польши (рис. 11) имеются различия в содержании и соотношении ряда микроэлементов, что видно из табл. 8 (спектральные анализы были выполнены в Лаборатории геохимических проблем АН БССР и Лаборатории геохимии Польской Академии наук).

Таблица 7

Содержание поглощенных микроэлементов (в %) во фракции меньше 0,001 м.м.

Глубина отбора проб, м	Ti	Mn	Ni	Cu	Cr	V	Ba	Sr
60,0—62,4	0,000013	0,00015	—	0,000132	0,00003	0,00006	0,0007	0,000126
97,0	0,0001	0,0005	0,0001	0,00062	0,0002	0,000042	0,001	0,0022

Таблица 8

Средние содержания микроэлементов, %

Возраст	Ti	Mn	Cr	Ni	V	Cu	Zn	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Cu}{Ni}$	$\frac{Mn}{Ni}$	$\frac{Mn}{Cu}$	$\frac{Zr}{Ni}$	$\frac{Ti}{Zr}$
Четвертичные глины (ледниковые)	0,2	0,020	0,004	0,002	0,005	0,0009	0,020	2	0,45	10,00	22,2	10	10
Плиоценовые глины	0,3	0,013	0,008	0,004	0,009	0,0022	0,015	2	0,55	3,25	5,91	3,75	20

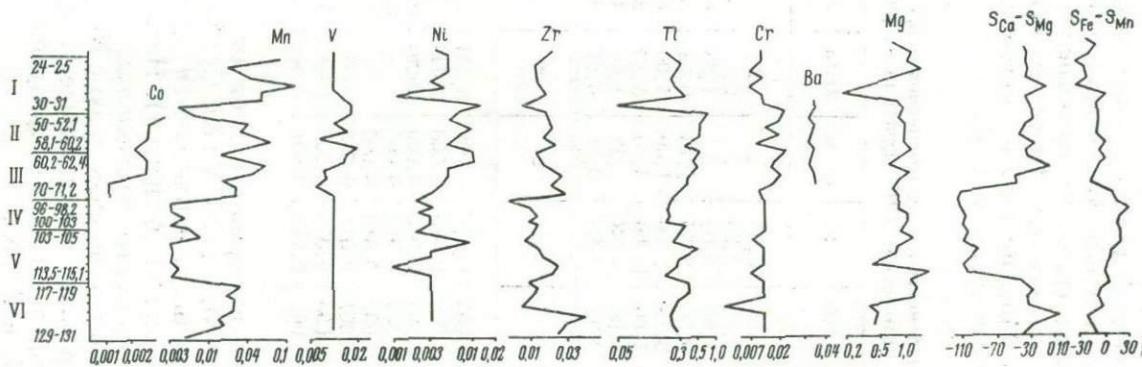


Рис. 11. Спектрокартажная диаграмма по разрезу скважины Аллея Иерусалимская (ПНР):
I—прегляциал; II—VI—циклотемы плиоцена

Среднее содержание Cr, Ni, V, Cu в плиоценовых глинах почти в 2 раза выше. В них также в 1,5 раза больше Ti, но меньше Zr. В четвертичных глинах также почти в 1,5 раза больше Mn.

Изучение особенностей распределения микроэлементов во фракции $<0,001 \text{ mm}$ по профилю скважин Аллея Иерусалимская — Пляц Дефиляд (табл. 9) показывает, что в отложениях прегляциала отмечаются более высокие содержания Ti, Zr, Ba, Pb, Cu и Mn. Образцы из профиля III характеризуются большим количеством V и Ni.

Таблица 9

Содержание микроэлементов и их отношения в прегляциальных и плиоценовых отложениях ПНР (фракция $<0,001 \text{ mm}$), %

Глубина отбора проб, м	Mn:Ni	Cu:Ni	V:Ni	Cr:Ni	Zr:Ni	Mn:Cu	Ti:Zr	Mn
27—28	17,50	1,25	3,75	2	2	14	86,2	0,07
28—29	5,00	1,50	3,75	2	2,5	3,33	41,0	0,02
60,0—62,4	4,33	1,00	5,00	2	1,33	4,33	35,0	0,013
64,4—66,2	3,33	0,50	2,50	1,16	0,83	6,66	32,0	0,02
66,2—68,2	2,16	0,33	2,50	1,00	1,00	6,5	35,0	0,013
103,0—105,0	3,00	1,00	13,00	5,00	3,50	3,0	33,3	0,003
105,0—107,4	1,00	1,00	4,33	2,33	1,66	1,0	50,0	0,003
107,4—109,5	3,38	0,38	1,38	0,54	0,61	8,8	21,2	0,044

Глубина отбора проб, м	Ni	Cu	V	Cr	Pb	Ba	Ti	Zr
27—28	0,004	0,005	0,015	0,008	0,003	0,034	0,69	0,008
28—29	0,004	0,006	0,015	0,008	0,003	0,063	0,41	0,010
60,0—62,4	0,003	0,003	0,015	0,006	следы	0,022	0,14	0,004
64,4—66,2	0,006	0,003	0,015	0,007	—	0,023	0,16	0,005
66,2—68,2	0,006	0,002	0,015	0,006	—	0,020	0,21	0,006
103,0—105,0	0,001	0,001	0,013	0,005	—	0,010	0,10	0,003
105,0—107,4	0,003	0,003	0,013	0,007	—	0,030	0,25	0,005
107,4—109,5	0,013	0,005	0,018	0,007	—	0,014	0,17	0,008

Более интересную информацию дает изучение отношений микроэлементов Mn : Ni, Cu : Ni, V : Ni, Cr : Ni, Zr : Ni, Ti : Zr. В отложениях прегляциала наблюдаются другие отношения Mn : Ni (выше 5) и Cu : Ni (больше 1). Насыщенные органическим веществом горизонты плиоценовых глин отличаются некоторым накоплением V по сравнению с Ni, особенно в профиле III, где фактор равен 13, в профиле II он равен 5. Верхний образец из профиля III характеризуется также другими отношениями Cr : Ni и Zr : Ni.

Начиная с миоцена по направлению к четвертичному периоду в глинах уменьшается доля коллоидной фракции ($<0,001 \text{ mm}$): миоцен — 49,6%, плиоцен — 44,6, четвертичный

период — 26,0 %. В то же время в глинах в том же направлении увеличивается удельный вес фракции 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм. В климатических условиях верхнего плиоцена уменьшается интенсивность процессов химического выветривания, зато во время ливневых дождей со склонов, плохо защищенных редкой растительностью, поступает много тонко-зернистых продуктов смыва. Это находит отражение в перераспределении содержаний элементов по гранулометрическим фракциям. Особенно резко проявляется это перераспределение в осадках ледникового генезиса.

При сравнении особенностей распределения микроэлементов по фракциям (0,01—0,005; 0,005—0,001 и $<0,001$ мм) плиоценовых и четвертичных глин БССР отмечается следующее: в плиоценовых глинах содержания Ti и Zr более дифференцированы по фракциям, для четвертичных глин характерна большая дифференцированность Mn. Остальные микроэлементы имеют весьма сходный характер распределения.

Полученные нами данные в результате изучения третичных и четвертичных глинистых пород Белоруссии и Польши позволяют сделать следующие выводы:

1. По литолого-геохимическим данным четко выделяются резко различающиеся геологические и геохимические условия глинистого литогенеза на границе третичного и четвертичного периодов. Переходными между третичными и четвертичными отложениями являются осадки прегляциальной формации.

2. Глинистые отложения третичного возраста характеризуются преобладанием в своем составе монтмориллонита и каолинита, а четвертичного возраста — преобладанием гидрослюды.

3. Карбонатность весьма характерна для осадков, образовавшихся на границе плиоцена и раннего плейстоцена.

4. Накопление железисто-марганцевых отложений в третичных глинах обусловило их пестроцветный характер.

5. Геохимические данные могут быть использованы в качестве важных критериев для корреляции толщ осадков по палеогеохимическим условиям их образования.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Моренные образования на территории Полесья не имеют сплошного покровного распространения. Они выходят на дневную поверхность лишь отдельными «островками» среди отложений других генетических типов.

Нами были проведены исследования литогеохимических особенностей моренных отложений разных возрастов как на территории Полесья, так и других регионов Белоруссии и Польши.

Ряд авторов выделяют моренные образования как более древние по сравнению с отложениями миндельского оледенения. Согласно М. М. Цапенко (1966), первая раннеантропогенная морена имеет коричневато-бурую, зеленоватую и темно-серую окраску и литологически представлена плотными волнистыми суглинками и супесями, изредка песками. В ней преобладают валуны осадочных пород.

Примерно такими же литофациями представлены морены подлянского (гюнцкого) оледенения, встречающиеся в северо-восточных районах ПНР (С. З. Ружицкий, 1961). Нами совместно с польскими исследователями (д-р Я. Новак и д-р К. Страшевский) был изучен разрез Негув на территории восточной Польши. Этот разрез интересен тем, что в нем обнаружены комплексы миндельской и гюнцкой морен.

Населенный пункт Негув, около которого была заложена скважина, расположен в долине Буга, на его левом, южном берегу, на третьем (III_a) уровне долины. Уровень III_a представляет собой наклоненную по направлению к Варшавской котловине равнину, местами покрытую развитыми дюнами. В районе Негува высота уровня III_a достигает 90 м над уровнем моря.

Мощность четвертичных отложений колеблется здесь в значительных пределах: от 60 до 180 м. В основании плейстоценовых отложений залегают меловые и третичные породы. Третичные породы представлены отложениями олигоцена, миоцена и плиоцена. Это преимущественно пески, суглинки и глины. Поверхность коренного ложа сильно разрушена эрозионными процессами и последующим воздействием ледников. Ее рельеф пересеченный, а высоты колеблются примерно от 75 м ниже уровня моря до 100 м над уровнем моря. Самые высокие точки расположены на северо-запад от впадения Буга в Нарев (около 100 м над уровнем моря) и на юг от Негува в районе Глуща (60 м над уровнем моря). Сам же район Негува находится на линии понижения (от 10 до 40 м ниже уровня моря), которое тянется с юга-запада на северо-восток по направлению к городу Острув Мазовецка.

Четвертичный покров сложен отложениями трех ледниковых — древнейшего (гюнц), южнопольского (Краковского — миндель) и среднепольского (рисс), разделенных речными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками времени межледниковой: древнейшего (кромер), великого (мазовецкого) и ээмского, с постепенным переходом ко времени трансгрессии льдов соответствующих ледниковых.

Комплекс каждого из двух древних ледниковых (древнейшего и южнопольского) представлен двумя горизонтами, валунных глин, разделенных межстадиальными осадками. Эти комплексы слагают древние эрозионно-денудационные поверх-

ности моренных плато с врезанными в них глубокими долинами, заполненными речными галечно-гравийными и песчаными осадками. Поверхности плато перекрыты мощными толщами зандровых песков и ленточных глин крупных приледниковых озер.

Ледниковый комплекс отложений среднепольского ледникового более сложен. Он состоит из 5—6 горизонтов моренных глин, разделенных флювиогляциальными песками и ленточными глинами. Эти горизонты принадлежат отдельным этапам трансгрессии ледников, по-видимому, порядка стадий и в некоторых случаях фаз. Особое внимание обращает на себя серия гравийно-галечных, затем песчаных отложений и ленточных глин, слагающая III уровень долины Буга (и Варшавской котловины) и относимая авторами ко времени межстадиала, отделяющего стадию Варта от северо-мазовецкой стадии (стадии Вкры).

Современная долина Буга, заполненная отложениями времени ээмского межледникового, последнего ледникового и голоцене, расположена на оси упомянутых выше древних погребенных долин.

Скважина Негув имеет следующее строение (сверху вниз, горизонты пронумерованы в обратном порядке) (в м):

25. 0,0 — 2,60 — песок мелкозернистый, сверху золовый, частично ожелезненный, с прослоем погребенной почвы, мощностью 30 см, HCl—
24. 2,60 — 3,40 — глина красно-бурая, пятнистая, выветрелый слой ленточной глины, HCl—
23. 3,40 — 13,30 — песок пылеватый, ниже мелкозернистый, с окатышами ленточных глин, к подошве с примесью средне- и крупнозернистого, с гравием, HCl+
22. 13,30 — 15,80 — гравий разнозернистый с галькой и песком, плохо окатанный, HCl+
21. 15,80 — 16,80 — морена темно-серая, влажная, HCl+
20. 16,80 — 26,50 — песок мелкозернистый, в кровле с примесью гравия, влажный, HCl+
19. 26,50 — 29,00 — ленточная глина, темно-серая, HCl+
18. 29,00 — 31,40 — суглинок ленточный, серый, HCl+
17. 31,40 — 34,00 — песок светло-серый, мелкозернистый, с небольшой примесью крупного гравия, HCl+
16. 34,00 — 34,50 — валунная мостовая
15. 34,50 — 36,00 — ленточная глина, пылеватая, HCl+
14. 36,00 — 38,20 — песок мелко- и среднезернистый с небольшой примесью крупного и мелкого гравия, неокатанный, HCl+
13. 38,20 — 45,50 — морена темно-серая, в нижней части пылеватая, HCl+
12. 45,50 — 61,30 — песок мелкозернистый с примесью среднезернистого и крупнозернистого, с прослойками разнозернистого, с крупным гравием
11. 61,30 — 75,30 — суглинок с прослойками песка, темно-серый, с ритмичной слоистостью, с примесью зерен слюды, HCl+
10. 75,30 — 93,80 — морена пылеватая, серая, с небольшим количеством гравия, HCl+

9. 93,80—99,80—ленточный суглинок, темно-серый, местами коричневый, $\text{HCl}+$
8. 99,80—105,20—ленточная глина, темно-серая, $\text{HCl}+$
7. 105,20—111,00—морена песчанистая, темно-серая, с большим количеством валунов
6. 111,00—112,50—суглинок темно-серый
5. 112,50—118,80—песок пылеватый, плохо сортированный, зерна окатанные, водонасыщенный
4. 118,80—121,00—суглинок серо-оранжевый (переотложенные плиоценовые отложения), $\text{HCl}-$
3. 121,00—122,00—песок темно-серый, разнозернистый, диаметром до 2 мм., $\text{HCl}-$
2. 122,00—123,50—гравий с песком, серый, неокатанный, с зернами полевого шпата, с окатышами морены, $\text{HCl}+$
1. 123,00—132,00—суглинок темно-серо-зеленоватый, с обломками древесины, слюдистый (миоцен), $\text{HCl}-$

Указанные горизонты в скважине Негув имеют следующий возраст и генезис: слой 1—миоцен; слой 2—6 — серия речных и флювиогляциальных отложений с прослоем переотложенных плиоценовых суглинков (склоновые процессы?), — негувский межстадиал древнейшего ледникова; слой 7—морена древнейшего ледника, ранняя стадия; 8 и 9 — отложения приледникового озера времени трансгрессии краковского, южнопольского ледника; 10—морена краковского южнопольского ледника поздней стадии; 11 и 12—серия флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений — межстадиал краковского ледникова; 13—морена краковского ледника ранней стадии; 14 и 15—зандровые и озерно-ледниковые отложения — трансгрессия среднепольского ледника; 16—размытая морена первой, трансгрессивной стадии среднепольского ледника (либо зандровые отложения, образующиеся у края ледника); 17—20—отложения зандровые и озерно-ледниковые (первый межстадиал среднепольского ледника); 21 — морена максимальной стадии среднепольского ледника; 22—24 — зандровые и озерно-ледниковые отложения — межстадиал, разделяющий стадию Варты и стадию северо-мазовецкую (Вкры) среднепольского ледника, и слой 25—флювиогляциальные и эоловые отложения времени среднепольского и северопольского ледников.

Изложенная стратиграфия района Негува основана только на стратиграфическом и палеогеоморфологическом анализе материала. До настоящего времени не найдены органические осадки, которые дали бы возможность для более полной документации и обоснования возраста плейстоценовых отложений в данном районе. Отсюда, между прочим, следуют некоторые разногласия, существующие во взглядах исследователей на возраст отдельных горизонтов. Например, Я. Новак приписывает морене слоя 13 возраст древнейшей стадии среднепольского оледенения, а слоям 11 и 12 — возраст вели-

кого межледниковых. К. Страшевская морену слоя 13 относит к младшей стадии краковского оледенения и соответственно слой II и 12— к межстадиалу краковского оледенения.

Однако главной проблемой является возраст двух нижних моренных горизонтов (слой 7— морена древнейшего ледника, слой 10— морена краковского ледника).

Вместе с тем следует отметить, что некоторые польские исследователи (например, д-р Мойски в личной беседе) не исключают той возможности, что самая древняя морена была отложена во время какого-то раннего стадиала миндельского (краковского) ледника. Тем более что нижние морены в скважинах разделены такими осадками холодного периода, как ленточные глины.

В Лаборатории геохимических проблем АН БССР были выполнены некоторые анализы с целью выяснения геохимических различий между описанными древними моренами предположительно гюнцского и миндельского возраста.

Морены характеризуются различным механическим составом. Морена из горизонта 10 (миндель I) является более глинистой по сравнению с мореной из горизонта 7 (гюнц), поскольку имеет больше фракций мельче 0,01 мм (46,0—95,0%). В свою очередь морена миндель I более глинистая, чем морена миндель II (горизонт 13 на глубине 38,2—45,5 м).

Был выполнен валовой химический анализ смешанных проб из разновозрастных моренных отложений, отобранных из скважин Негув и Млынаже (табл. 10 и 11). Скважина Млынаже находится близко от Негува. Эта скважина интересна тем, что в ней польские исследователи (Я. Новак и К. Страшевская) выделяют две гюнцские морены (в м):

- | |
|---|
| 90,3—96,0—глина валунная, серая, опесчаненная, плотная, с валунами
(морена гюнц II) |
| 96,0—97,0—песок серый, мелкозернистый, с примесью крупных зерен (озерный) |
| 97,0—100,0—суглинок серый, с мелкой слоистостью, с прослойми серо-коричневой пыли (озерный) |
| 100,0—100,5—песок светло-коричневый, пылеватый (озерный) |
| 100,5—101,5—глина валунная, темно-серая, опесчаненная, плотная (морена
гюнц I) |
| 101,5—103,0—глина пестрая, темно-серая, с ржаво-оранжевыми пятнами
(плиоцен) |

В моренах гюнца больше SiO_2 , чем в миндельских (77,56 и 65,19% соответственно). Остальные основные породообразующие элементы содержатся в большем количестве в миндельских моренах. Особенно различаются морены гюнца и минделя по количеству CaO и MgO (4,23 и 8,80%, 1,23 и 2,36%); в меньшей степени по содержаниям FeO и K_2O (0,63 и 0,97%; 1,46 и 2,04%).

Таблица 10

Химический состав разновозрастных морен в скважинах Негув и Млынаже (ПНР), %

Пункт	Глубина, м	Возраст	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	CO ₂	ΔΣ
Негув	39,2—44,2	M _{II}	64,65	1,57	1,15	7,56	0,34	9,09	2,31	0,12	0,84	2,34	9,88	0,80	—	99,85
	75,3—93,8	M _I	63,10	2,29	0,89	8,80	0,47	8,70	2,58	0,44	0,68	1,98	10,50	1,70	6,05	100,43
	105,2—111,0	G	76,77	1,58	0,63	7,20	0,38	4,0	1,34	0,42	0,44	1,50	5,37	1,09	—	99,63
Млынаже	67,5—75,5	M _I	67,83	1,33	0,87	6,92	0,35	8,61	2,20	0,42	0,58	1,79	9,37	0,68	—	100,27
	90,3—96,0	G	76,83	1,35	0,65	5,94	0,35	4,96	1,24	0,62	0,83	1,47	5,77	0,68	—	100,01
	100,5—101,5	G	79,1	1,19	0,62	7,08	0,30	3,74	1,12	0,26	0,42	1,42	4,99	0,90	—	100,24

Таблица 11

Отношения элементов в разновозрастных моренах в скважинах Негув и Млынаже (ПНР)

Пункт	Глубина, м	Возраст	SiO ₂ Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	CaO MgO	K ₂ O Na ₂ O	Na ₂ O Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ TiO ₂	FeO MgO
Негув	39,2—44,2	M _{II}	8,55	0,73	3,93	2,78	0,11	22,2	0,498
	75,3—93,8	M _I	7,17	0,389	3,37	2,91	0,077	18,72	0,345
	105,2—111,0	G	10,66	0,399	2,98	3,41	0,061	18,94	0,47
Млынаже	67,5—75,5	M _I	9,8	0,65	3,91	3,09	0,084	19,77	0,39
	90,3—96,0	G	12,93	0,48	4,00	1,77	0,14	16,97	0,52
	100,5—101,5	G	11,17	0,52	3,34	3,38	0,059	23,6	0,55

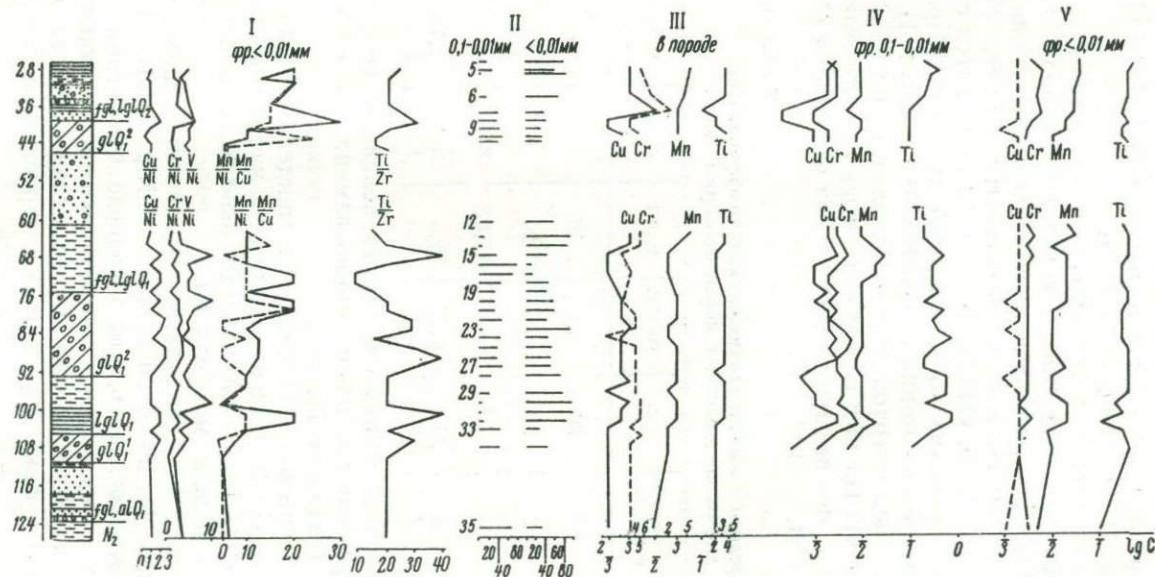


Рис. 12. Распределение малых элементов в скважине Негув (ПИНР):

I—отношения элементов во фракции меньше 0,01 мм; II—% содержания фракций 0,1–0,01 мм и меньше 0,01 мм в породах; III — содержания элементов в породе; IV—во фракции 0,1–0,01 мм и V—во фракции меньше 0,01 мм

По ряду признаков (содержаниям Al_2O_3 , Na_2O , SO_3) не удалось обнаружить выраженных различий между разновозрастными моренами данного района.

Морены различаются по величинам $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (11,58 и 8,51), а также $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{FeO} : \text{MgO}$.

Фракция меньше 0,01 мм образцов из скважины Негув была проанализирована также методом спектрального анализа (рис. 12). Для расчленения осадков были использованы следующие геохимические коэффициенты: $\text{Ti} : \text{Zr}$, $\text{Mn} : \text{Cu}$, $\text{Mn} : \text{Ni}$, $\text{Cr} : \text{Ni}$, $\text{V} : \text{Ni}$, $\text{Cu} : \text{Ni}$. В табл. 12 приводятся средние значения геохимических коэффициентов для разновозрастных морен. Моренные отложения горизонта 10 (миндель I) по содержанию микроэлементов можно расчленить на два подгоризонта (*а* и *б*). Из них верхний подгоризонт *а* отличается от нижнего *б* более высокими значениями отношений $\text{Mn} : \text{Cu}$, $\text{Mn} : \text{Ni}$ и $\text{V} : \text{Ni}$.

Таблица 12

Средние значения геохимических коэффициентов
для разновозрастных морен скважины Негув

Возраст	Число образцов	Ti/Zr	Mn/Cu	Mn/Ni	Cr/Ni	V/Ni	Cu/Ni
Миндель II	5	20	12	12	2,5	5	0,8
Миндель I (<i>а</i>)	2	20	15	20	3	8	1,5
Миндель I (<i>б</i>)	6	27,5	6,6	11,67	3,15	5	1,96
Миндель I (<i>а+б</i>)	8	25,6	8,75	15,3	3,1	5,75	1,84
Гюнц	2	25	4,5	6,5	1,5	3,5	1,5

За исключением отношения $\text{Ti} : \text{Zr}$, величины всех остальных рассмотренных отношений микроэлементов ниже в гюнцской морене (горизонт 7).

Моренные горизонты миндель I и миндель II отличаются по отношению $\text{Ti} : \text{Zr}$ (причем в верхней части морены миндель I отношения $\text{Ti} : \text{Zr}$ и $\text{Mn} : \text{Cu}$ близкие по величине к этим отношениям в морене миндель II).

Верхняя часть морены миндель I отличается также от морены миндель II по отношению $\text{Mn} : \text{Ni}$, $\text{V} : \text{Ni}$ и $\text{Cu} : \text{Ni}$. В целом можно отметить, что моренные отложения гюнца отличаются по содержанию микроэлементов от морен миндельского оледенения, которые более сходны между собой. Интересен также факт двухчленного строения морены миндель I.

Моренные отложения миндельского оледенения в настоящее время лучше всего сохранились в северной части западного Полесья, где они прослеживаются на обширной площади

в бассейнах левых притоков Припяти (рр. Ясельды, Бобрика, Цны и Лани), в восточной части встречаются в виде изолированных островов в понижениях доледникового рельефа. Морены обнаружены рядом буровых скважин (Браково, Хороща, Волковыск, Берестовица и в восточной части в районе д. Бобовня, г. п. Копыль, ст. Осиповичи, д. Морочь и других местах). Мощность моренных отложений до 28,6 м (д. Лапичи). Обычно морены залегают на доледниковых отложениях. Литологически они представлены буровато-серыми, серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми, иногда черными супесями, суглинками и реже глинами. В западной части моренные отложения по составу более однородные и пылеватые. В них содержатся валуны преимущественно местных пород. Имеются линзы и гнезда песков мощностью до 6—8 м.

М. М. Цапенко (1966) предельную границу распространения миндельского ледника проводит по линии, проходящей к югу от Пинска—Старобина—Мозыря—Ветки, а по древним ложбинам стока, по ее мнению, край ледника спускался южнее Речицы и к Новозыбкову. Эта морена также прослеживается в пределах доледниковых долин и на их склонах, мощность морены изменяется от 2—3 до 40—45 м.

К западу от Пинска граница максимального распространения миндельского ледника спускается к югу от широты Пинска и уходит за пределы республики.

М. Ф. Козлов проводит максимальную границу миндельского ледника между пунктами г. п. Дрогичин и д. Холмск, несколько севернее г. п. Логишин, через район ст. Ганцевичи, несколько севернее г. п. Ленино, г. Мозыря и г. п. Юровичи, откуда она поворачивает на северо-восток несколько западнее г. Речицы, и считает, что существовали две лопасти распространения данной морены, разделенные по линии Лунице — Ганцевичи Белорусско-Литовским массивом.

По литологическим особенностям моренных отложений в бассейне р. Сожа Б. Н. Гурский (1965) выделяет 2 района, граница между которыми проходит по линии Светиловичи и Клинцы. Он также уточняет границу распространения миндельского ледника в этом районе и проводит ее южнее Новозыбкова, к Злынке, затем в виде языка по доледниковой долине на дд. Спиридонова Буда, Ленино, Перерост, южнее Добруша, несколько севернее Гомеля.

Миндельская морена, ее вещественный состав и условия залегания также были изучены А. В. Матвеевым (1966) в бассейне р. Березины. Этот автор указывает, что моренные отложения миндельского оледенения вскрыты бурением по всему течению реки, исключая ее низовья южнее г. п. Паричи.

Севернее Борисова состав моренных отложений весьма пестрый, здесь наблюдается сложное переслаивание валунных

супесей и суглинков серого, зеленовато-серого, коричневато-бурого и бурого цветов с прослойками преимущественно тонко- и мелкозернистых песков и алевритов. Мощность отдельных слоев валунных супесей и суглинков достигает 7 м, песков — 6 м и алевритов — 5 м. Южнее Борисова количество и мощности внутриморенных прослоев песков уменьшаются. На некоторых участках бассейна Березины (в районе грабена у дд. Углы и Стасевка) на выступах дочетвертичных отложений отмечено формирование локальной морены, сильно обогащенной мелкими валунами мела.

На территории Польши миндельская морена считается максимальной по распространению среди антропогеновых ледников. В настоящее время осадки этого оледенения лучше всего сохранились в северной части Центральной Польши, где они достигают значительной мощности (10—20 и даже больше метров). Как указывает С. З. Ружицкий (1961), моренные отложения этого периода очень плотные, в соответственных обнажениях они образуют вертикальные стены с хорошо выраженным кливажом. Моренные отложения характеризуются серым цветом, темно-серым, иногда черным. Эти черты в значительной степени отличают их от моренных отложений более молодых по возрасту оледенений, которые обычно имеют коричневую, серо-коричневую и красно-бурую окраски. Серая окраска миндельских морен связана с их положением в разрезе, с тем, что они адсорбировали значительную часть третичного материала и с особенностями процессов выветривания.

Ян Жеховский и Рациновский обнаружили в разрезе Лэнцица миндельскую морену мощностью около 120 м, в которой наблюдаются ритмичные колебания в содержании палеозойских известняков и некоторых других компонентов, а именно ритмичность проявляется в увеличении содержания известняков в слоях мощностью 8—10 м, причем в верхней части их содержание составляет около 8%, а в нижней — около 15—17%.

В настоящее время трудно судить, сколько было стадий миндельского оледенения, потому что в отличие от рисского оледенения в современном рельефе не сохранилось хорошо выраженных моренных гряд. Однако, по мнению С. З. Ружицкого (1961), на основании имеющегося материала по скважинам можно предположить, что были по крайней мере (2—3) крупные стадии в движении миндельского ледника.

М. Ф. Козлов считает, что миндельское оледенение на территории Полесья представлено только одним горизонтом, в толще которого наблюдаются маломощные линзы или прослои песка, которые еще не дают оснований выделять два самостоятельных оледенения.

Рисские моренные отложения более изучены, так как они обнажаются на дневной поверхности на территории БССР примерно на расстоянии 300—400 км от границы максимального распространения вюрмского ледника на севере до государственной границы на юге. Максимальные границы рисского ледника выходят за территорию республики, он продвигался еще значительно южнее на территории УССР.

В настоящее время многие авторы выделяют 3 комплекса рисских отложений, разделенных межледниками: рисс 1 (днепровское оледенение), межледниковые (одинцовское) и рисс 2 (московское оледенение).

Морена днепровского оледенения имеет широкое, но не повсеместное распространение. В северной части Полесья она покрыта более молодыми отложениями, в южных районах в ряде мест выходит на поверхность. В северной и северо-западной частях низменности имеют почти повсеместное распространение, в пределах низменности морена сильно размыта. Представлена днепровская морена в северных районах желтовато-серыми, зеленовато-серыми и серовато-коричневыми суглинками. Содержит валуны и гравий кристаллических пород, песчаника, известняка и других осадочных пород. В юго-западной части района, охватывающей северный склон Украинского кристаллического массива, моренные отложения представлены суглинками, супесями, песками, валунными глинями бурого, красно-бурового, желто-бурового и сизовато-бурового цвета. Моренные суглинки юго-восточной части более обогащены глинистыми примесями.

Конечноморенные гряды этого возраста известны в юго-восточной части района к западу от с. Тесновки, по берегам р. Жерев к северо-западу, к югу от м. Лугины, на р. Норинск между Велединками и г. Овруч, к востоку от г. Овруч между с. Дрогин, к северу от г. Чернобыль и в других местах. Мощность моренных отложений от 3—4 до 18—24 м. На юго-западе Припятского Полесья конечноморенные отложения днепровского оледенения известны на правом берегу Зап. Буга, к югу от г. Устилуг, в районе с. Стенжаричи, в районе м. Рожища, южнее м. Туринска, в районе сс. Озеряны и Туличева, а также к северу от г. Клесова, мощность до 14 м.

Днепровско-московский межморенный (одинцовский) горизонт представлен межледниками и водноледниками отложениями, образовавшимися при наступлении московского ледника. Встречаются в ряде пунктов: Волковыск, Браково, Хороща, Синявка, ст. Ганцевичи, ст. Дороги, ст. Осиповичи, Сидорово, Цекотово, Красная Дубрава и т. д. Мощность отложений колеблется от 15 до 27 м. Эти образования отсутствуют в долине р. Припяти и на юге территории в районе Украинского кристаллического щита.

Отложения представлены серыми гумусированными песками, часто с растительными остатками, супесями и суглинками. Нередко в толще песков встречаются валуны и гравий. В восточных районах Полесья в толще межморенных аккумуляций встречаются прослои мергеля. В палинологическом отношении эти формирования изучены слабо.

В Полесье широко распространены ледниковые отложения мозырской, славгородской (московской) стадий отступания. Это конечноморенные гряды в районе Мозыря — дд. Юровичи — Хойники и гряды в районе дд. Озеряны (к северу от Ковеля) — Маневичи — Дубровица. Мощность их колеблется от нескольких метров до 100 (Дрозды). К западу от Мозыря морена сильно денудирована и сохранилась в виде небольших островов. Отдельные гряды и выходы известны к северо-востоку от г. Дрогичина, на правом берегу Ясельды, к северу от Пинска, в районе д. Логишин, г. п. Глуск, Петриков, д. Милевичи на правом берегу р. Случи, к востоку от Червоного озера и в других местах. Морена представлена супесями, суглинками, реже глинями желто-бурого, красно-бурого и коричневато-бурого цвета, в отдельных случаях имеет зеленовато-серую и серую окраску. Морена содержит большое количество гравия и валунов (в Западном Полесье среди них много кремния и холцедона). Встречаются отдельные отторженцы мергельно-меловых пород (Логишин, Дубровки и др.).

К более позднему времени рисского оледенения (московская стадия) относятся ледниковые отложения в северных районах Полесья. При этом нужно отметить, что некоторые авторы считают их более молодыми по возрасту. Г. Ф. Мирчинк относит их к вюрму, А. И. Москвитин — к калининскому оледенению и проводит границу их максимального распространения на широте Слуцк — Седлец (Польша).

Представлена морена красно-бурыми, желто-бурыми, коричневато-бурыми суглинками и супесями с большим содержанием гравия и валунов. В верхней своей части обычно опесчанена и выщелочена. В нижней части содержит больше глинистых разностей и больше карбонатов. Мощность морены колеблется от долей метра до 20—25 м. Отдельные моренные аккумуляции имеют мощность до 40—70 м.

В рельефе морена образует либо слабоволнистые равнины, либо серию гряд и холмов, занимающих широкую полосу, протягивающуюся в субширотном направлении. Между грядами располагаются понижения, часто заболоченные. В некоторых местах морена состоит из гравийных песков и покрыта лессовидными супесями мощностью до 1,5—3,0 м.

На территории Польши после максимальной фазы ледник стадии Варта отступил на 110—120 км с небольшой задержкой на расстоянии 30—40 км. В это время образовался тонкий

покров моренных отложений, который в последующем был значительно размыт.

Отмечаются некоторые различия в направлении движения ледника в различные фазы: в стадию Радомка с северо-запада на юго-восток, во время стадии Вкра и Млава с севера на юг.

Во время стояния ледника около него образовывались долины стока глубиной 6—15 м. В них накапливались флювиогляциальный гравийно-галечный материал, разнозернистые пески, а также сортированные осадки: мелко- и тонко-зернистые пески, а также лессовый материал.

В районе различных препятствий в подстилающем рельефе (поднятия коренных пород, моренные холмы более древнего рельефа) ледник задерживался, и здесь накапливались значительные по мощности отложения.

На выравненных равнинах аккумуляция ледникового материала была незначительной.

Конечные морены, указывающие максимальную границу распространения стадии Варта, имеют небольшую мощность—2—3 м. Однако расположенные к северу формы рельефа лучше выражены, более крупные и имеют моренный покров 10—15 м.

Фациальное строение русских ледниковых отложений доступно изучению в глубоких оврагах в районе г. Мозыря. Мозырская конечноморенная гряда представляет собой вытянутую в юго-восточном направлении вдоль долины р. Припяти систему холмов и гряд, разделенных понижениями между ними. Длина гряды около 20 км. Абсолютные высоты ее достигают 200—210 м. Северо-восточный склон гряды более крутой и в отдельных местах образует обрывы вдоль долины р. Припяти.

Ряд скважин в пределах гряды показывает, что с поверхности она сложена красно-коричневой мореной глиной, суглинками, супесями, песками с галькой и валунами (мощностью 30—70 м). Ниже идут пески желтых и серых оттенков разного гранулометрического состава с галькой, в некоторых скважинах этот слой состоит вверху из мелкозернистых песков, внизу — из крупнозернистых.

Эти пески подстилаются третичными породами (зелеными суглинками, белыми и зелеными песками). Встречаются оторженцы палеогеновых пород.

Глубокие (до 40—50 м) овраги, развитые на северо-восточном склоне, также дают возможность хорошо изучать геологическое строение верхней толщи морены в полосе примерно 2,5—3 км.

В районе Речицы (Жмуровка) отмечается 2 комплекса моренных образований.

Выше морен в районе д. Жмуровка залегает мощный комплекс древнеаллювиальных отложений, по характеру близкий к выделенным Г. И. Горецким образованиям перигляциальной формации.

Из нескольких образцов красной и серой морены были составлены средние пробы, которые оказались весьма различными по химическому составу (табл. 13). Красная морена характеризуется более высокими содержаниями Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , а также высокими значениями коэффициентов $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ и va . В 3% HCl вытяжке из средней пробы красной морены оказалось больше Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO и K_2O .

Литологические особенности рисских морен на территории Белорусского Полесья изучались нами и С. Д. Махнач (1964, 1966). Обнаруживается тесная связь между содержанием основных химических элементов (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O) и гранулометрическим составом морен. В суглинистых моренах увеличивается количество Fe_2O_3 (от 1,85 до 3,1%), Al_2O_3 (от 6,25 до 9,07%), TiO_2 (от 0,21 до 0,49%), K_2O (от 1,5 до 2,85%) и соответственно уменьшается SiO_2 (от 85,7 до 79,0%). В моренах рисского возраста в тех случаях, когда они сходны по гранулометрическому составу, не наблюдается значительных колебаний в содержании основных химических компонентов.

Господствующими минералами легких фракций моренных отложений являются кварц и полевой шпат, в мелкоалевритовой — кальцит, гидратированный биотит, глинисто-железистые агрегаты.

Во фракции 0,075—0,01 мм отмечается наибольший выход тяжелых минералов (до 2%). Среди них преобладают амфиболы, ильменит, гранаты, эпидот, циркон и т. д.

Содержание Ва в моренах рисского возраста Полесья выше кларковых значений для земной коры и осадочных пород, Сг и V — в пределах кларковых, количество Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn — ниже кларковых.

На основании имеющихся данных можно выделить по гранулометрическому, минералогическому и химическому составу морен Полесья три региона: западный, северный и южный.

В бассейне Сожа Б. Н. Гурский (1965) выделяет 2 минералогические провинции (района) для моренных отложений московского оледенения: северную и южную и 4 минералогические провинции (района) для моренных отложений Днепровского оледенения: северную, центральную, южную, нижнесожскую.

При изучении глинистой фракции минералов (<0,001 мм) А. В. Матвеев (1966) установил, что гюнцская и миндельская морены в бассейне Березины обогащены монтмориллонитом

Таблица 13

Валовой химический состав, % (I), отношения элементов (II) и состав 3% HCl вытяжки, % (III)
из средних проб красной и серой морен в районе Речицы (Жмуровка)

Отложения	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O ₃	K ₂ O	CO ₃	SO ₃	H ₂ O	п. п. п
I														
Красная морена	78,19	1,71	0,32	7,59	0,34	0,04	3,28	1,32	0,78	2,52	3,09	»	0,71	4,05
Серая морена	82,77	1,30	0,42	8,79	0,41	0,02	0,87	0,65	0,73	2,83	0,21	»	0,80	1,39
II														
Отложения	SiO ₂ Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	CaO MgO	K ₂ O Na ₂ O	Na ₂ O Al ₂ O ₃	TiO ₂ Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃	ea						
Красная морена	10,30	0,19	2,48	3,23	0,10	0,045	0,22	0,86						
Серая морена	9,41	0,32	1,34	3,87	0,083	0,046	0,15	0,50						
III														
Отложения	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O						
Морена красная	0,83	0,63	0,02	2,71	0,88	0,01	0,15	0,64						
43 Морена серая	0,45	0,67	0,01	0,14	0,16	0,01	0,09	0,77						

и хлоритом. Гюнцская морена отличается от миндельской, а также от более молодых моренных отложений наивысшим значением емкости поглощения глинистой фракции. Например, ее емкость поглощения составляет 33,66 мг-экв/100 г, в миндельской — 25,66, в рисских — 27,81 (московская стадия), 27,57 мг-экв/100 г (днепровская стадия).

В рисских моренах Полесья и Предполесья (бассейн Березины) преобладают гидрослюды при очень незначительном содержании остальных глинистых минералов. То же самое характерно, например, для рисских морен Литвы (А. Климашаускас, 1965).

Рисская морена имеет целый ряд литологических особенностей. В частности, для рисской морены характерно высокое содержание осадочных, главным образом карбонатных, пород. Кроме обломков меловых белимнитов, в ней содержатся окаменелости ордовикской, силурийской, девонской, юрской систем.

Отмечается некоторая зональность в распределении до-четвертичных отторженцев в рисской морене.

В частности, на западе в пределах Гродненской, Волковысской, Слонимской, Новогрудской возвышенностей и Столбцовской равнины встречается большое количество отторженцев меловых, палеогеновых и неогеновых и нижнечетвертичных отложений. В пределах Центрально-Белорусской равнины преобладают девонские и кембр-силурийские отторженцы, а на Восточно-Белорусском плато господствуют девонские и мезозойские породы.

Уместно отметить, что породы типа плиоценовых пестрых глин и миоценовых песков благоприятствовали различным гляциально-тектоническим нарушениям в моренах.

В то же время в районе развития мела, юрских известняков и песчаников эти явления отсутствуют, но наблюдаются большая эрозия и включение материала в тело морены.

В частности, в зоне максимального распространения рисского ледника на территории Польши отмечается до 80% содержания местных пород в гравийно-галечной фракции (С. З. Ружицкий, 1961).

Однако в целом на территории Польши морены рисского оледенения содержат меньше местных пород (менее 20%). Колебания в составе тяжелых минералов между различными стадиями рисского оледенения незначительны. Морены этого оледенения наиболее песчанистые и их осадконакопление происходило в условиях значительного воздействия текучих вод.

Обычным явлением считается небольшое количество гравийного материала в моренах. Исключение составляет морена северо-мазовецкой стадии (Вкра) среднепольского оледенения, в которой количество гравия превышает даже 20%.

На территории БССР московская морена отличается от днепровской тем, что она более песчаниста, часто с прослойками внутриморенных песков, мощностью до 10—13 м, более выветрелая, менее плотная и более светлая по окраске, чем днепровская.

Гранулометрический состав моренных отложений, особенно более древних оледенений, находится в тесной связи с составом коренных дочетвертичных пород. В связи с этим более четко выражена региональная дифференцированность гранулометрического состава по сравнению со стратиграфической. Содержание местных пород, которое редко превышает 20%, в Польше повышается в моренах древнего краковского оледенения (миндель) и самого древнего гюнцского оледенения. Польские авторы также указывают, что моренные отложения самого древнего оледенения характеризуются в несколько раз большим содержанием минералов группы хлорита и наиболее глинистые по механическому составу.

В миндельской морене БССР содержится много отторженцев третичных отложений (палеогеновые, кварцево-глауконитовые пески; супеси и алевриты, а также неогеновые углистые пески и черные глины). В некоторых районах БССР в ней встречаются отторженцы девонских пород.

Согласно материалам К. И. Лукашева и Л. Н. Вознячука (1968), фракция гравия березинской (миндельской) морены содержит больше осадочных пород, чем более молодые морены (55—60% по сравнению с 35%). Это подтверждает выводы М. Б. Лаховского, который указывал, что миндельская морена в Польше содержит известняков 48% и кристаллических пород 36%. В то же время рисская морена содержит соответственно 39 и 46% этих пород, а вюрмская морена — 19 и 69%.

Имеющиеся данные показывают, что гюнцская морена отличается рядом литологических черт, которые в значительной степени вызваны тем, что морена состоит из продуктов выветривания дочетвертичных пород.

В долине Березины (по данным А. В. Матвеева, 1966) гюнцская морена более мелкозернистая по своему механическому составу и имеет меньший медианный диаметр зерен (0,056 мм) по сравнению с миндельской (0,062 мм) и рисской мореной днепровской стадии (0,062 мм). Хотя в ней меньшее содержание коллоидной фракции (меньше 0,001 мм), чем в миндельской морене (13,07 и 12,10% соответственно), в ней немного больше пылеватых частиц размером 0,056—0,01 мм, частиц крупнее 1 мм в ней меньше, чем во всех последующих моренах. Например, при сравнении гюнцской и миндельской морен в них находится соответственно 4,34 и 5,71% частиц > 1 мм.

В районе р. Березины гюнцская морена отличается также от миндельской по ряду минералогических показателей.

Наибольшая разница обнаружена в коэффициенте влияния местных коренных пород, который представляет собой произведение от деления суммы содержаний роговой обманки и граната на сумму содержаний дистена, ставролита, силиманита. В миндельской морене этот коэффициент равен 17,6, в гюнцской — 26,0.

В целом по среднему содержанию отдельных минералов различия между гюнцской и миндельской моренами оказались не очень выражеными.

Для гюнцской морены характерно присутствие в ней выветрелых и коррозионных зерен эпидота, кварца и граната, обилие окислов и гидроокислов железа, ярозита, образующегося за счет окисления сульфидов железа, что указывает на ее сильную связь с подстилающими породами.

Геохимические особенности разновозрастных морен

При анализе моренных отложений был использован ряд методов, широко применяемых в геохимии осадочных отложений. Был выполнен анализ средних содержаний (кларков) химического состава моренных отложений различного возраста из различных районов. По этим данным рассчитаны геохимические коэффициенты; анализ связи между химическими составами морены и отложениями других генетических типов; анализ особенностей распределения химических анализов в различных литофациях моренных отложений; анализ особенностей распределения элементов в различных гранулометрических фракциях морен.

В табл. 14 приведены средние содержания основных химических элементов в моренах различного возраста Польши и Белоруссии.

Образцы польских морен изучались совместно с польскими учеными Яном Жеховским, Софьей Михальской, Эдвардом Мойским, Ядвигой Новак, Анджеем Новицким, проф. Стефаном Збигневым Ружицким и Катериной Страшевской.

В табл. 15 приводятся коэффициенты, которые дают возможность более точно сравнить вещественный состав морен. Отношения SiO_2 к Al_2O_3 в значительной степени являются функцией механического состава пород и отражают содержание кварца. По отношениям CaO к MgO можно судить о содержании карбонатов и их перераспределении. Например, в Белоруссии есть области, где девонские доломиты широко распространены в моренах и подстилающих породах, и область, где преобладают меловые кальциты.

Таблица 14

Химический состав валовых образцов разновозрастных морен ПНР и БССР, %

Район	Возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	п. п. п.	H ₂ O гигр.
ПНР	гюнц	77,20	6,49	1,39	0,60	0,34	4,60	1,32	0,56	1,49	0,42	5,60	0,90
	миндель	69,29	6,98	1,50	0,78	0,34	7,88	1,94	0,66	1,85	0,34	8,64	1,01
	рисс	75,33	6,82	1,40	0,64	0,32	4,99	1,39	0,53	1,53	0,17	5,92	1,02
БССР	гюнц	79,24	7,30	1,59	0,85	не опр.	2,88	1,30	0,46	2,08	не опр.	4,20	не опр.
	миндель	73,63	8,97	2,08	0,41	»	4,92	2,01	0,48	2,33	»	6,40	»
	рисс (днепр.)	77,56	6,70	2,0	0,48	»	4,51	2,00	0,40	2,35	»	4,01	»
	рисс (моск.)	79,0	8,52	2,27	0,60	»	2,97	1,38	0,41	2,32	»	3,61	»

Таблица 15

Геохимические коэффициенты для разновозрастных морен

Район	Возраст	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{CaO+K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
Польша	гюнц	11,89	0,43	3,48	2,66	1,025
	миндель	9,93	0,53	4,06	2,80	1,488
	рисс	10,75	0,46	3,59	2,87	1,034
БССР, Центральная часть	гюнц	10,85	0,53	2,21	4,95	0,742
	миндель	8,21	0,20	2,45	4,85	0,862
	рисс (днепр.)	11,58	0,24	2,25	5,87	1,083
	рисс (моск.)	9,27	0,26	2,15	5,66	0,669

Коэффициент *ва* и отношение FeO к Fe₂O₃ дают информацию о характере и интенсивности процессов выветривания. Коэффициент *ва* рассчитывается как отношение суммы (CaO + Na₂O + K₂O) к Al₂O₃. Его можно рассматривать как обобщенный показатель геохимических процессов в определенных климатических условиях.

Наряду с различиями, связанными с разнообразными геохимическими и минералогическими провинциями, которые выявляются при анализе отношений CaO к MgO и K₂O к Na₂O, можно заметить, что как в Белоруссии, так и в Польше миндельские морены отличаются от морен гюнца и рисса более низким значением отношения SiO₂ к Al₂O₃.

Изменения в окислительных условиях среды, которые хорошо видны по отношениям FeO/Fe₂O₃, имеют место в обеих областях на границе гюнц — миндель, особенно в БССР. Другая причина этого явления, возможно, — более высокое содержание глауконита, однако влияние географической среды не исключается. В обоих районах отношение K₂O/Na₂O увеличивается вверх по стратиграфической колонке, что, вероятно, связано с концентрацией гидрослюды.

Максимальное значение коэффициента *ва*, связанного с минимальной интенсивностью процессов выветривания, обнаружено в Польше в миндельской, а в Белоруссии — в рисской моренах днепровской стадии. Это дает возможность предположить, что в эти периоды существовали более холодные климатические условия. Интересно отметить, что геологи Польши и Белоруссии считают каждую из этих морен максимальной по распространению.

В табл. 16 и 17 суммированы результаты анализов микроэлементов и их отношения в образцах из трех районов: восточная Польша, район Гродно и центральная часть Белоруссии, в бассейне р. Березины. В общем существует значительная вариация содержаний микроэлементов в этих районах. Изучение особенностей распределения микроэлементов и их отношений в моренах различного возраста позволили выявить следующие признаки.

Наследственность. Более молодая морена ассимилирует определенные минералы из более старой или получает их из одних и тех же источников сноса. Эти процессы приводят к тому, что отношения микроэлементов остаются постоянными в старой и более молодой моренах, например, отношение Ti : Zr в гюнцской и миндельской моренах Польши.

Ритмичность. В различные периоды оледенения менялось направление движения ледника и состав выпахиваемых им подстилающих пород. В некоторых районах последующие ледники повторяли пути движения более ранних, что привело к ритмичности химического состава моренных отложений.

Таблица 16

Среднее содержание микроэлементов
в разновозрастных моренах БССР (0,001 %).

Возраст	Ti	Mn	Cr	Ni	V	Cu	Zr	Ba
<i>Центральная часть БССР</i>								
Вюрм	390	7,2	5,1	3,1	5,0	не опр.	3,0	4
Рисс (моск.)	340	17	3,6	3,8	3,9	»	40	5,4
Рисс (днепр.)	270	17	3,6	3,3	4,0	»	36	5,5
Миндель	350	14	4,3	4,0	3,8	»	40	5,4
Гюнц	340	21	4,0	4,0	3,7	»	37	4,3
<i>Север БССР</i>								
Вюрм	100	10,0	2,4	1,4	2,2	0,52	9	9
<i>Полесье (юг БССР)</i>								
Рисс	165	21,0	6,0	0,8	5,3	0,96		76
<i>Гродно (запад БССР)</i>								
Вюрм	90	15	1,4	1,2	5,1	0,5	22,5	17
Рисс	80	23	1,6	1,4	2,3	0,7	20,5	26
Миндель	145	25	1,6	1,4	2,5	1,5	25,0	90

Таблица 17

Геохимические коэффициенты микроэлементов в разновозрастных моренах

Возраст	$\frac{\text{Ti}}{\text{Zr}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Cu}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{V}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Cr}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Zr}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Ti}}{\text{Ni}}$
<i>Восточная Польша</i>								
Рисс	16	36,3	11,3	1,62	1,7	0,3	5,83	77,24
Миндель	13,7	21	10,78	2,13	1,86	0,6	8,89	111,1
Гюнц	13,75	25,6	10,5	2,00	1,79	0,48	6,75	88,32
<i>Гродно (БССР)</i>								
Вюрм	4,0	30	12,5	4,25	1,161	0,42	18,75	75,0
Рисс	3,9	32,8	16,43	1,64	1,14	0,5	14,64	57,14
Миндель	5,8	16,6	17,86	1,78	1,14	1,07	17,86	103,57
<i>Бассейн Березины, Центральная часть БССР</i>								
Вюрм	12,6	не опр.	2,32	1,61	1,64	не опр.	9,67	125,8
Рисс (моск.)	8,29	«	4,47	1,03	0,95	«	10,52	89,4
Рисс (днепр.)	7,5	«	5,15	1,21	1,09	«	10,9	81,8
Миндель	8,5	«	3,5	0,95	1,07	«	10,0	87,5
Гюнц	9,18	«	5,25	0,925	1,0	«	9,25	85,0

Другой причиной могла быть ритмичность гидрохимических условий выветривания. Например, в центральной части Белоруссии отношение Mn : Ni выше в моренах гюнца и днепровской стадии, чем минделя и московской стадии рисского оледенения.

Направленное увеличение или уменьшение содержания некоторых микроэлементов в стратиграфическом разрезе. Например в центральной части БССР, отношение Ti : Zr увеличивается в стратиграфическом разрезе от гюнца к днепровской морене.

Геохимические аномалии в содержании микроэлементов в разновозрастных моренах. В этом смысле интересно отметить морены вюрма и рисса. Например, различия в отношении V : Ni являются характерной чертой вюрмских морен как в районе Гродно, так и в центральной части БССР, несмотря на значительные различия в целом между этими провинциями. Изучение особенностей распределения элементов в отложениях отдельных генетических типов ледниковой формации позволяет восстановить некоторые палеогеографические условия литогенеза. При сравнении содержания кальция и железа, которые являются активными элементами процессов выветривания во время теплых периодов, обнаруживается следующее явление: в озерно-ледниковых отложениях минделя заметно накопление кальция по сравнению с его содержанием в моренах. В то же время такого накопления кальция не обнаружено в межстадиальных озерно-ледниковых отложениях рисса. Этот факт дает возможность предположить, что существовали различные палеогеографические условия во время этих двух оледенений, что отразилось на интенсивности выщелачивания.

Один исследователь образно сравнил ледник с коллоидной мельницей. Можно также сказать, что ледник — это огромный сепаратор. Изучение отношений содержания химических элементов в суглинистых лиофациях к их содержанию в песчаных лиофациях показывает, что в различные ледниковые эпохи этот механизм сепарации имеет различную интенсивность. Максимальные отношения характерны для вюрма, причем для всех исследованных элементов (Ti, Mn, Zr, Ba, Cu, V); исключение составляет Сг.

Процессы сепарации (табл. 18) более интенсивные в минделе, чем во время рисса, и проявляются в распределении меди, бария, в меньшей степени — циркония и никеля. Мы полагаем, что явление сепарации элементов между песчаной и суглинистой лиофациями морен отражает в значительной степени климатические условия ледникового периода, в частности его влажность и степень участия флювиогляциальных процессов. Во всяком случае наши данные показывают, что

Таблица 18

**Отношения количества микроэлементов в суглинистой литофации
к их содержаниям в песчаной литофации**

Возраст	Ti	Mn	Cr	Ni	V	Cu	Zr	Ba
Вюрм	3	1,5	2	2	—	—	3,46	1,70
Рисс	1,63	1	2	1,076	1,44	2,3 (3)	1,28	0,72
Миндель	1,70	1	2,28	1,4	—	3,75	1,56	3,21

рисские морены более ранней днепровской стадии характеризуются меньшей степенью сепарации, что указывает на слабую активность флювиогляциальных процессов, и на более сухие климатические условия во время рисского оледенения. Сильнее были развиты флювиогляциальные процессы в минделе, особенно обводненным был вюрмский ледник.

На рис. 13 показано распределение некоторых микроэлементов (Ti, Mn, V) в различных гранулометрических фракциях моренных отложений Полесья и Латвии. В его характере существуют некоторые различия, а именно в моренах Полесья эти элементы распределены более контрастно, чем в моренах Латвии. Другие различия заключаются в том, что во фракции меньше 0,001 мм содержание всех изученных микроэлементов, кроме V, выше в моренах Полесья. Общей чертой для морен из обоих регионов являются максимальные концентрации микроэлементов во фракции 0,005—0,001 мм.

Изучаемые нами микроэлементы находятся в моренах главным образом в рассеянном состоянии. Хотя существуют определенные корреляционные связи между содержанием отдельных микроэлементов и количеством в породе полевых шпатов, слюд и ряда акцессорных минералов, увязать их с присутствием каких-либо конкретных минералов не всегда удается. В изверженных и метаморфических породах Cr, Ni, V, Cu и др. находятся главным образом в темноцветных минералах (пироксене, амфиболах, эпидоте, слюдах и др.). В процессе выветривания и транспортировки эти минералы разрушаются и значительная часть микроэлементов захватывается в кристаллические решетки глинистых минералов. Чем интенсивнее процессы выветривания, тем больше обедняются пески микроэлементами и обогащаются ими глины. Этот процесс становится более интенсивным в результате хорошей сортировки песков и ослабевает при плохой сортировке. Mn, Cu, V, Ni принимают активное участие в процессах выветривания, Ti, Zr, Cr менее активны в них и перераспределяются в осадочных породах главным образом в результате механической сортировки отложений.

При оценке вопроса интенсивности процессов выветривания и выщелачивания морен, который мы затронули выше, большое значение имеет изучение профилей выветривания на моренах.

В табл. 19 приведены результаты изучения химического состава миндельской морены в скважине Фердинандув (Польша). Эта скважина является важной в стратиграфическом отношении, так как в ней обнаружен довольно полный профиль

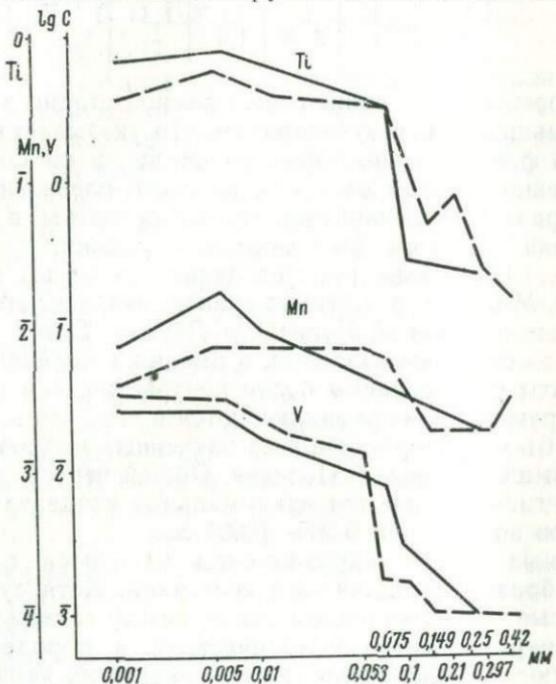


Рис. 13. Распределение титана, марганца, ванадия в гранулометрических фракциях моренных отложений Полесья (пунктир) и Латвии (сплошная линия)

выветривания на миндельской морене. В профиле выветривания отмечается миграция карбонатов, движение вниз фракции меньше 0,001 мм и изменение значений pH вниз по разрезу (рис. 14). Изучение содержаний микроэлементов в рассматриваемом профиле показало следующие особенности: профиль является двучленным, что видно по отношению Ti : Zr на глубине 47 м. Наблюдаются вариации в содержаниях Mn на глубинах 43,25 и 45,60 м, которая может быть связана с различными горизонтами профиля выветривания. Наблюдается также обогащение медью по отношению к никелю на глубине 45,60 м. Аномальное отношение марганца к никелю

Таблица 19

**Содержание микроэлементов и их отношения в профиле выветривания
миндельской морены в скважине Фердинандув (Польша)**

Глубина отбора проб, м	$\frac{\text{Ti}}{\text{Zr}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Cu}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Cr}}{\text{Ni}}$	$\frac{\text{Zr}}{\text{Ni}}$	Ti
43,25—43,50	6,57	21,66	13,00	0,10	10,00	54,0	0,35
43,75—44,00	5,58	18,33	3,66	0,20	21,0	14,3	0,24
44,50—44,75	5,38	25,0	3,33	0,13	12,6	13,0	0,21
45,25—45,60	4,86	40,0	16,0	0,40	21,0	37,0	0,18
46,00—46,25	5,12	37,50	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,24
47,00—47,25	7,81	53,3	«	«	«	«	0,25
48,00—48,25	7,42	39,0	«	«	«	«	0,26
49,00—49,25	7,07	53,3	«	«	«	«	0,29

Глубина отбора проб, м	Zr	Cr	Mn	Ni	Co	Cu	V
43,25—43,50	0,054	0,010	0,013	0,001	не обн.	0,0006	не обн.
43,75—44,00	0,043	0,063	0,011	0,003	«	0,0006	«
44,50—44,75	0,039	0,038	0,010	0,003	«	0,0004	«
45,25—45,60	0,037	0,021	0,016	0,001	«	0,0004	«
46,00—46,25	0,048	0,008	0,015	не обн.	«	0,0004	«
47,00—47,25	0,032	0,015	0,016	«	«	0,0006	«
48,00—48,25	0,035	0,011	0,002	«	«	0,0005	«
49,00—49,25	0,041	0,012	0,016	«	«	0,0003	«

обнаружено также в верхней части морены в скважине Негув в долине Буга (Польша). Мы считаем, что эта аномалия связана с процессами выветривания.

Нами изучался также химический состав 3% HCl вытяжки из образцов пород из профилей выветривания на моренах (табл. 20).

В частности, изучение современного профиля выветривания на миндельской морене в Волковянах (Польша) показывает, что происходит изменение содержаний исследуемых элементов. Максимальное содержание Fe_2O_3 отмечено на глубине 0,8—0,9 м (0,77%). Вниз по разрезу количество Fe_2O_3 убывает до 0,37%. Максимальное содержание Al_2O_3 также отмечено в верхнем подпочвенном горизонте — 1,41% по сравнению с 0,81% в более нижних горизонтах. С выносом карбонатов в процессе выветривания связано изменение концентрации CaO и MgO .

Содержание CaO в верхней части разреза составляет 0,33% по сравнению с 8,48% в более нижних горизонтах. Количество MgO выше в верхнем горизонте за счет меньшего выноса его.

Более древний профиль, сформировавшийся на морене во время миндель-рисского межледникового, имеет ряд отличий.

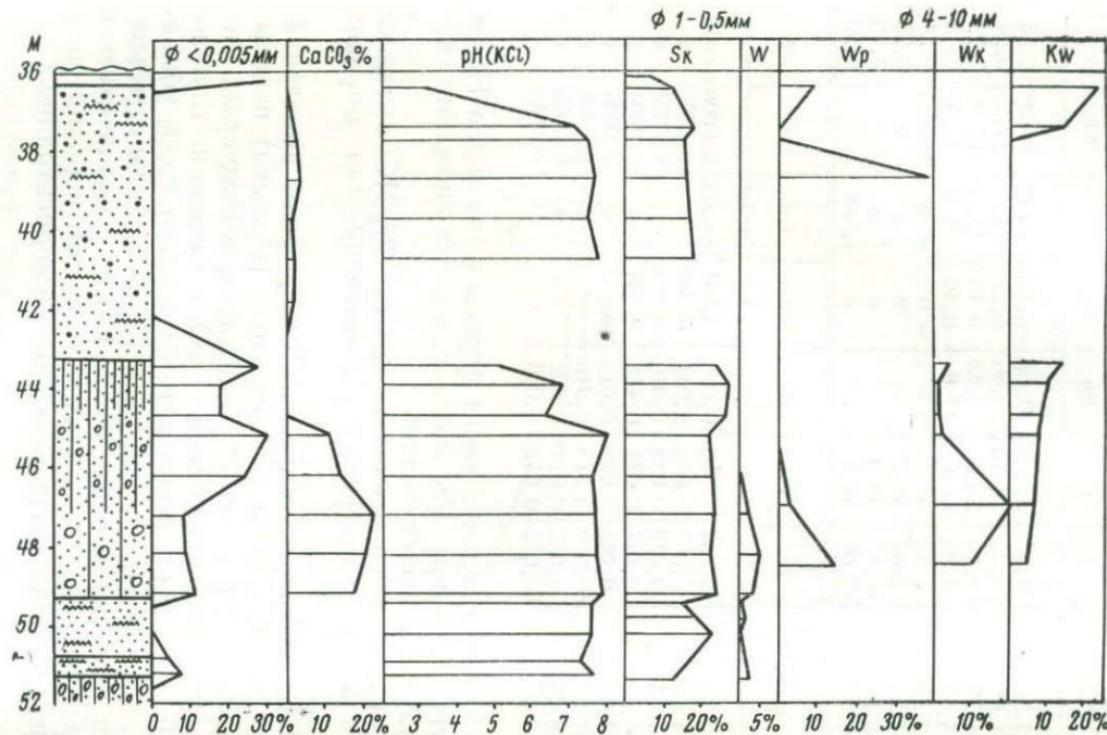


Рис. 14. Фердинандув, скважина А. Профиль выветривания на валунной глине южнопольского оледенения:

S_k —полевые шпаты, W —известняки, W_p —скандинавские палеозойские известняки, W_k —местные меловые известняки, K_w —кварц; литологические обозначения общепринятые (по Ю. Мойскому и Я. Жеховскому, 1957)

Таблица 20

Содержание некоторых элементов в 3 % HCl вытяжках
в профилях выветривания морен, %

Пункт и № образцов	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O
Волковяны (ПНР), миндальская морена							
гл. 0,8—0,9 м, обр. 4	0,77	1,41	0,33	0,28	не обн.	0,01	0,06
1,4, обр. 3	0,47	0,81	8,47	0,11	то же	0,02	0,04
2,5, обр. 2	0,37	0,85	8,48	не обн.	«	0,02	0,04
2,8, обр. 1	0,46	0,85	7,06	0,16	«	0,02	0,04
Фердинандув, скв. А (ПНР), миндальская морена							
гл. 43,25—43,50 м	0,58	0,92	0,47	0,15	0,13	0,01	0,08
43,75—44,00	0,46	0,84	0,29	0,26	0,17	0,02	0,07
44,50—44,75	0,54	0,84	0,31	0,21	0,04	0,01	0,06
45,00—45,25	0,62	0,81	1,77	0,90	не обн.	0,01	0,07
46,00—46,25	0,73	0,64	2,04	0,64	0,01	0,02	0,06
47,00—47,25	0,68	0,79	2,80	0,67	0,10	0,02	0,07
48,00—48,25	0,82	0,84	2,30	0,63	не обн.	0,02	0,07
49,00—49,25	0,53	0,78	2,11	0,47	то же	0,02	0,05

Если для первого профиля в целом характерно более высокое содержание CaO, то второй (древний) отличается более высокими содержаниями MgO, K₂O, Fe₂O₃. Имеются различия и в характере распределения элементов по профилю. Для первого профиля (Волковяны) характерно некоторое накопление Fe₂O₃, растворимого в соляной кислоте в верхнем горизонте, и вынос карбонатов на меньшую глубину (где-то до 1,4 м) по сравнению с профилем в Фердинандуве, где карбонаты вынесены на глубину почти 2 м. Кроме того, профиль в Фердинандуве отличается тем, что в нем Fe₂O₃ частично вынесено из верхнего горизонта и в нем имеются довольно высокие содержания SO₃, что, вероятно, связано с восстановительными условиями.

В табл. 21 приводятся данные о составе 3% HCl вытяжки из смешанных проб по отдельным разновозрастным моренным горизонтам ПНР и БССР (Полесье).

* * *

В тесной связи с моренами находится вещественный состав флювиогляциальных песков. Их литогеохимические особенности изучались С. Г. Дромашко (1966). Нами исследовалось их распространение и залегание в четвертичной толще.

В толще флювиогляциальных отложений, достигающей мощности 20 м, наблюдается определенная стратификация

Таблица 21

Химический состав 3% HCl вытяжки из моренных
отложений Польши и БССР

Пункт	Возраст	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	H ₂ O гигр.	Нераств. остаток
Фердинандув Негув Сокулка	рисс	0,83	1,10	3,34	0,82	сл.	1,24	89,53
	миндель	0,83	0,74	2,43	0,73	0,09	0,93	91,69
	миндель	11,12	0,91	8,67	1,70	0,08	1,70	83,44
	рисс	1,41	1,01	8,25	2,49	0,04	0,87	90,19
	миндель	0,82	0,41	12,36	0,94	0,06	0,66	75,86
	то же	0,71	0,32	5,51	0,97	0,06	0,63	90,81
Славинск Белановичи Речица	гюнц	0,69	0,58	5,57	0,75	0,1	0,63	91,02
	рисс	1,07	0,77	2,47	0,97	не опр.	1,85	—
	то же	0,71	0,56	2,34	0,86		0,07	—
	«	0,83	0,63	2,71	0,88	«	0,64	—

как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. В частности, в нижней части флювиогляциальные образования представлены разнозернистыми и грубозернистыми сероватыми и серо-желтыми песками с гравием, галькой и валунами, а выше — более однородными и мелкозернистыми песками, реже супесями и суглинками. Отмечается также сортировка во флювиогляциальных песках при движении с севера на юг.

Вблизи от морен Белорусской гряды флювиогляциальные отложения представлены крупно- и разнозернистыми песками, содержат много гравия и валунов. По мере удаления они становятся более мелкозернистыми и лучше сортированными. Вблизи морен пески часто имеют красновато-желтые оттенки. Мощность колеблется в значительных пределах, но обычно 5—7 м.

В ряде случаев встречаются песчаные толщи мощностью 30—40 м, которые иногда трудно расчленить, так как на древнеантропогенные отложения сверху наложились среднеантропогенные. Эти толщи очень разнообразны по механическому составу и представлены разнозернистыми песками с галькой, светло- и зеленовато-серыми мелкозернистыми кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песками, часто с глауконитом, иногда в них встречаются маломощные прослои тонких зеленовато-серых известковистых супесей. Примером таких отложений являются осадки в нижней части скв. 5 (д. Старч Калинковичского района), в скв. 8 (у д. Новый Свет) или в скв. 23 (д. Старые Дятловичи).

В целом во флювиогляциальных отложениях роль химического разложения на путях переноса менее выражена по сравнению с механической дифференциацией. При транспор-

тировке некоторые минералы разрушались (например, полевые шпаты), оседая в мелкоалевритовой фракции. Однако значительная часть тонкодисперсного терригенного материала вымывается из моренных отложений и оседает вместе с флювиогляциальными песками при их накоплении. Глинистая фракция представлена в основном диоктаэдрическими гидрослюдами с примесью каолинита, кварца, гидроокислов железа и алюминия в различной комбинации.

Сведения о химическом составе древнеантропогеновых и среднеантропогеновых флювиогляциальных песков, по нашим данным, приводятся в табл. 35—37. В целом же они весьма сходны между собой, за исключением несколько более высокого содержания CaO в древнеантропогеновых флювиогляциальных песках. Более высокие количества CaO , MgO и Al_2O_3 в 3% HCl вытяжках отличают древние флювиогляциальные пески от третичных морских.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В эту группу нами включены озерные, озерно-аллювиальные, озерно-ледниковые (ленточные глины), лессовые отложения разных возрастных стадий четвертичного литогенеза. Характерной особенностью этих образований является их парагенетическая близость по способу отложения непосредственно в водной среде или при существенном участии воды в переносе и осаждении материала.

Озерные и озерно-аллювиальные отложения

В антропогене на территории Полесья неоднократно возникали и существовали в течение некоторого времени озерные водоемы с разнообразными режимами, что нашло отражение в различных типах озерных осадков. Анализ строения толщи осадков Полесья и других районов дает возможность предположить, что до вюрмского периода озерные условия осадконакопления были более широко распространены в Полесье, в последующем они уступали место аллювиальным и болотным процессам.

О гюнц-миндельских межледниковых отложениях беловежского горизонта (по К. И. Лукашеву, Л. Н. Вознячуку, 1968) в настоящее время имеется сравнительно немного материала. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что они представлены аллювиальными и озерными отложениями. Среди последних преобладают карбонатные суглинки, алевриты, супеси, мергели, известковистые гиттии, т. е. осадки преимущественно карбонатизированы. Подчиненную роль играют торфянистые суглинки, сапропелиты и гумусированные осадки,

низинные торфы встречаются лишь в нескольких разрезах (Старобин, Почтари и др.). Мощность карбонатных отложений колеблется от 3 до 30 м, в среднем составляет 7—9 м (Л. Н. Вознячук, 1967).

Озерные отложения этого периода в Польше (С. З. Ружицкий, 1961) также представлены слоистыми супесями и глинами и мелкозернистыми песками, содержащими пелитовый материал, и довольно редко и в небольшом количестве слюды. Вся эта серия содержит карбонаты. Накопление осадков, вероятно, происходило в больших озерных водоемах, аналогичных в какой-то степени тем водоемам, которые образовались в период среднепольского оледенения в долине р. Пелица*. Вся эта серия не содержит типично ледниковых ленточных глин.

М. М. Цапенко (1966) указывает, что в окраске пород этого возраста, встречающихся в Полесье, преобладают серые и зеленовато-серые тона (от присутствия главным образом закисных соединений железа). Они представлены глинами, суглинками, супесями, песками и растительными остатками, а также и другими гумусированными породами вплоть до торфа.

При изучении озерных отложений четвертичного периода нами было уделено внимание особенностям распространения карбонатов и органического вещества (рис. 15). Изучались озерные отложения в небольшом районе (Петриков — Мозырь) и поэтому недалеко удалены друг от друга.

В частности, изучались миндель-рисские озерные отложения (Глинная Слобода). Они залегают на глубине 23,0—47,0 м под слоем вюрмских аллювиальных и рисских флювиогляциальных песков. Преобладают буроватые супеси, темно-бурые с коричневатым оттенком суглинки и зеленовато-серые алевриты. Ниже в этой скважине на глубине 52,0—54,0 м встречаются осадки раннего антропогена (согласно данным Белгавгеологии). С глубины 54,0 м распространены палеогенные (киевские) пески и алевриты.

В образованиях миндель-рисского периода в изученном озерном водоеме на территории Полесья содержание органического вещества выше, чем в верхнетретичных аккумуляциях. Отмечается два небольших кульминационных пика в его распределении. Характер кривой распределения карбонатов и органического вещества не совпадает. Вероятно, в миндель-риссе большую роль играл терригенный карбонатный материал и не создавались в данном районе такие отдельные благоприятные периоды для карбонатонакопления, связанного с биогенными процессами, как в рисс-вюрме и голоцене. Кривые распростране-

* Подпруженные ледником.

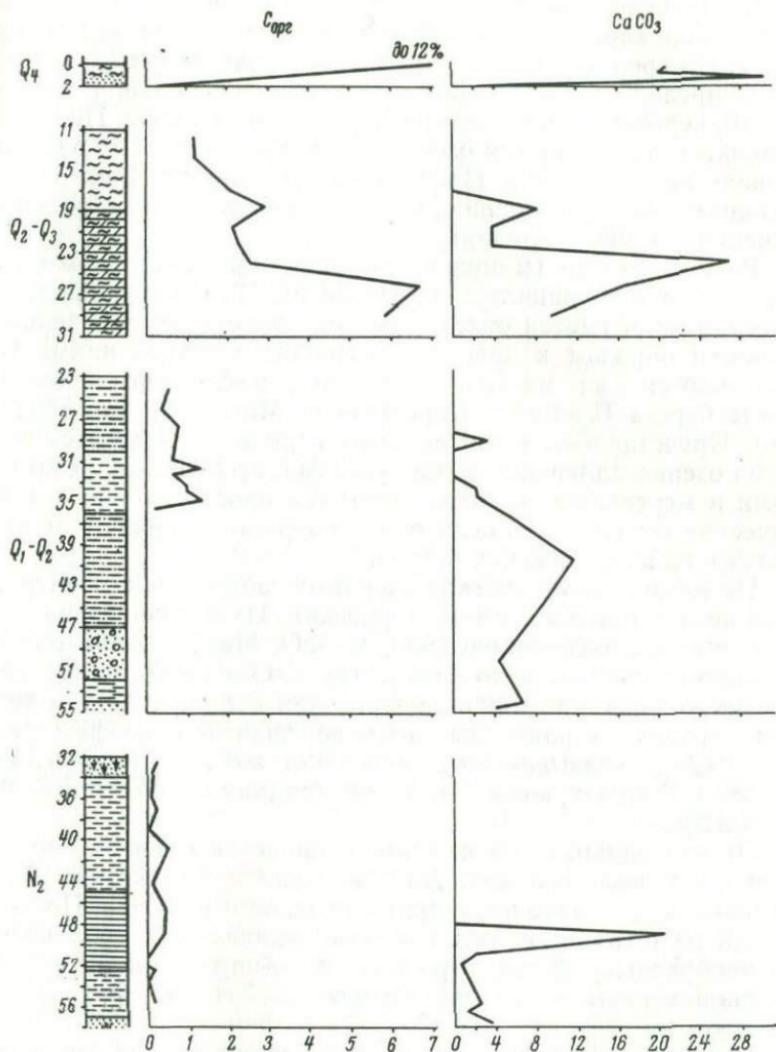


Рис. 15. Распределение органического углерода и карбонатов в озерных отложениях центрального Полесья. Снизу вверх:
скв. Шиничи (Горохово); скв. 4, Деревище; скв. 5, Старч; скв. оз. Червоное

нения органического вещества и карбонатов в рисс-вюрме характеризуются двумя кульминациями, которые совпадают.

В голоцене в водоемах Полесья наблюдается постепенное увеличение концентрации органического вещества, которая достигает в среднем и верхнем голоцене значительных величин. В распределении карбонатов отмечается небольшой пик, который, вероятно, имел место в бореальном периоде. Последнее явление характерно для озерных отложений Русской равнины. Однако на территории Полесья накопление карбонатов происходило менее интенсивно, чем на севере в области распространения вюрмского ледника.

Рисс-вюрмские (микулинские) межморенные отложения в целом лучше сохранились на севере БССР. На остальной территории встречаются отдельными островками, приуроченными главным образом к древним эрозионным углублениям. Они встречаются во многих скважинах, наблюдаются выходы вдоль берега Припяти (Дорошевичи, Макаричи, Семиходы и др.). Представлены эти отложения серыми песками, темно-серыми озерно-аллювиальными супесями, суглинками, реже глинами и мергелями, часто встречаются прослои торфа и органические остатки. Иногда они содержат гравий и мелкую гальку кристаллических пород.

По химическому составу озерные осадки раннего антропогена весьма близки к миндель-рисским. Их отличительная черта — высокое содержание SiO_2 и CaO . Между собой они несколько различаются по количеству CaO и Fe_2O_3 , более высокое их содержание в миндель-рисских осадках. И для тех и для других характерны высокие значения коэффициента $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, указывающие, вероятно, на восстановительные условия. Концентрация SO_3 в этих осадках колеблется от 0,07 до 0,42 %.

От указанных осадков резко отличается комплекс среднеантропогенных осадков. Для последнего характерно более высокое содержание полуторных окислов и щелочей. Поскольку среднеантропогенный комплекс включает в себя весьма разнообразные осадки, отражающие быструю смену условий осадконакопления, то их химический состав значительно варьирует.

Озерные осадки рисс-вюрма заимствуют многие черты рисских. В целом для них характерно высокое содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , а также SO_3 (до 0,81 %). Приведенные результаты анализа 5 % HCl вытяжек из озерных глин среднего антропогена и для сравнения третичных глин из Славинска показали, что от последних первые отличаются прежде всего по концентрации CaO и Fe_2O_3 .

В зависимости от типа антропогенных осадков содержание SiO_2 колеблется в пределах 0,69—1,74 %; Fe_2O_3 — 0,48—2,00;

Таблица 22

Химический состав ленточных глин
в районе Варшавы (средние), %

Элементы и их отношения	Светлые ленты	Темные ленты	В целом
SiO ₂	51,26	46,81	48,66
Al ₂ O ₃	11,54	16,81	14,17
Fe ₂ O ₃ +FeO	4,65	8,40	6,52
MnO ₂	0,50	0,77	0,63
CaO	11,67	8,92	10,30
MgO	3,02	3,30	3,16
Na ₂ O	0,73	0,55	0,64
K ₂ O	3,42	4,16	3,79
CO ₂	10,96	9,85	10,40
SO ₄	1,13	0,41	0,82
H ₂ O ⁺	1,58	2,02	1,80
H ₂ O ⁻	2,13	3,12	2,63
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,44	2,78	3,61
CaO/MgO	3,86	2,69	3,28
K ₂ O/Na ₂ O	4,65	7,49	6,07

Al₂O₃ — 0,11—1,68; CaO — 3,27—10,79; MgO — 0,70—3,40; Na₂O — 0,03—0,10; K₂O — 0,05—0,27; SO₃ — до 0,09 %, а нерастворимого осадка — в пределах 94,21—97,54 %.

На территории Полесья широким распространением пользуется также глинистый тип озерных осадков — озерно-аллювиальные отложения верхнего отдела антропогеновой системы (Q₃). Они приурочены главным образом к высоким террасам рек. Образование их связано в значительной степени с размывом и переотложением моренного материала в условиях перигляциального климата. По нашим данным, месторождения озерно-аллювиальных глин (для кирпичного сырья) составляют на территории восточной и западной частей Полесья 74,4 и 58,8 % соответственно. По содержанию этих глин Полесье значительно отличается от севера БССР, где на территории Полоцкой низменности они составляют только 3,4 %, уступая место главным образом озерно-ледниковым отложениям. Обычно отложения озерно-аллювиальных водоемов верхнего антропогена имеют следующее строение (снизу вверх): базальные пески, супеси, суглинки. Выше залегают глины серого цвета с различными оттенками, коричневые или черные, плотные, жирные, с песчаными прослойками, карбонатные, в верхней и нижней части ожелезненные, иногда с гнездами и прослойками органического вещества и ракушечником.

Мощность глинистой литофации колеблется в пределах 2—10 м. Выше глин залегает песчаная или супесчаная вскрыша мощностью 0,2—2 м.

Глинистые отложения могут залегать пластообразно, занимая площади до 30—40 га, или в виде линз, часто очень не выдержаны по простиранию, на участках порядка 1—2 га.

Величина pH в глинах колеблется в пределах 4,90—8,28. Причем по сравнению с глинами бассейна Немана и Днепра в глинах бассейна Припяти наблюдается значительно большая вариация значений pH, что связано с большим увлажнением этой территории, выщелоченностью, значительными колебаниями в содержаниях карбонатов и органического вещества.

В некоторых разрезах отмечается увеличение pH с глубиной, что может быть связано с выветриванием и накоплением карбонатов в более глубоких горизонтах.

Озерно-аллювиальные глины характеризуются сложным полиминеральным составом глинистых минералов (Л. И. Матвеева, 1968). Среди последних преобладает гидрослюдя, иногда со значительной примесью монтмориллонита (средняя часть бассейна Днепра) и каолинита (бассейн Немана). Помимо глинистых минералов, во фракцию меньше 0,001 мм входят гидроокислы железа и алюминия, карбонаты, тонкодисперсный кварц и органо-минеральные соединения.

Емкость поглощения фракции менее 0,001 мм колеблется в пределах 12,35—124,2 мг-экв/100 г (данные И. А. Добровольской). Величина емкости поглощения свидетельствует о значительном количестве гидрослюд в этой фракции.

Преобладающими катионами являются Ca^{+2} и Mg^{+2} . На долю поглощенных катионов Na^+ приходится 0,30—2,02 и K^+ 0,64—9,22% от общей емкости.

Химический состав поровых растворов колеблется в следующих пределах (мг/л): сульфаты — 27,4—2180,9; хлор — 31,9—191,7; гидрокарбонаты — 71,1—225,7; магний — 6,1—170,2; кальций — 11,8—177,1; натрий — 14,7—204,2; калий — следы — 36,4.

Средний химический состав озерно-аллювиальных глин верхнего отдела антропогенной системы составляет (в %): SiO_2 — 72,9; Fe_2O_3 — 3,4; FeO — 3,3; Al_2O_3 — 10,4; TiO_2 — 0,54; CaO — 2,76; MgO — 1,49; SO_3 — следы; Na_2O — 0,60; K_2O — 1,80 и CO_2 — 2,1.

Озерно-ледниковые отложения

В западных районах Полесья многочисленными скважинами, прошедшими всю толщу антропогенных отложений, установлен только один погребенный горизонт ленточных глин (рис. 16). Глины залегают примерно на одной и той же глубине, начиная примерно с 15—21 м. Мощность горизонта от 9,0 до 31,1 м. В скв. 40, 41 этот горизонт залегает среди моренных образований.

В центральном Полесье ленточные глины вскрыты в карьерах кирпичного завода в Петрикове (это один из наиболее характерных разрезов. Они вскрыты также в естественных обнажениях на берегу р. Припяти в районе д. Голубицы Петриковского района Гомельской области, что указывает на довольно обширное по площади распространение приледниково-го водоема или целой серии таких водоемов.

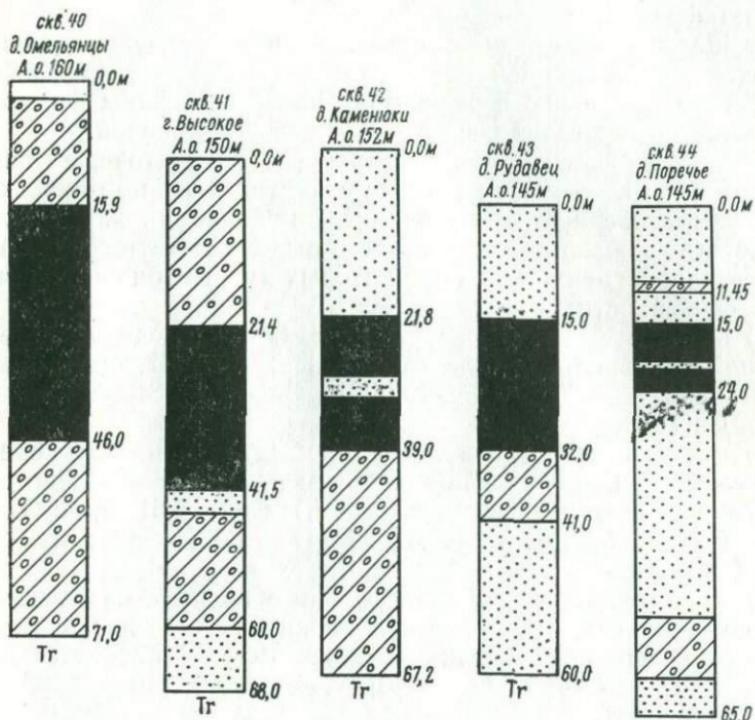


Рис. 16. Положение горизонтов ленточных глин (сплошной черный фон) в разрезе четвертичных отложений в районе Брест—Высокое—Каменец (по Н. В. Зайцевой)

На основании сравнения 144 анализов из 29 месторождений ленточных глин севера БССР (вюрм) и 30 анализов из 8 месторождений Белорусского Полесья (рисс) следует, что ленточные глины вюрма характеризуются более высоким содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO . В ленточных глинах юга выше содержание SiO_2 . В них также значительно выше значение коэффициентов вариаций содержаний CaO и Fe_2O_3 . Имеются также большие колебания в отношении CaO/MgO , вызванные различным составом пород, подстилающих четвертичные отложения. Для ленточных глин вюрма оно равно $5,41 : 2,54 = 2,12$, для рисса $5,28 : 1,77 = 2,98$.

Значительные различия между районами вскрываются также при анализе химического состава отдельных лент (глинистые и алевритовые) и фракций внутри них. Так, отношение содержания CaO во фракции 0,005—0,001 мм к его количеству во фракции меньше 0,001 мм в глинистых лентах составляет для вюрма $5,66 : 1,78 = 3,17$, а для рисса $5,39 : 4,44 = 1,21$. Это свидетельствует о другом характере распределения карбонатов по фракциям.

Глинистые ленты вюрма также характеризуются более высокой концентрацией Na_2O (0,45 и 0,29%) и K_2O (3,27—2,83%) по сравнению с рисскими. Ленточные глины характеризуются обычно слабощелочной и щелочной средой.

Согласно данным Н. В. Зайцевой (1968), ленточные глины южной части Белоруссии (Белорусское Полесье) по микроскопическим особенностям и по содержанию в них химических компонентов резко различны. Здесь выделяются три подрайона на ленточных глинах, каждый из которых имеет свои специфические особенности:

а) западный характеризуется следующей средней концентрацией основных компонентов (%): $\text{SiO}_2 — 57,94$; $\text{Al}_2\text{O}_3 — 13,69$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 4,47$; $\text{CaO} — 10,0$; $\text{MgO} — 2,50$; $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 — 4,42$; $\text{CaO} : \text{MgO} — 4,0$;

б) центральный отличается от предыдущего низким содержанием CaO и MgO , но повышенным Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Ленточные глины имеют в своем составе (%): $\text{SiO}_2 — 61,25$; $\text{Al}_2\text{O}_3 — 17,35$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 5,30$; $\text{CaO} — 3,32$; $\text{MgO} — 1,57$; $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 — 3,56$; $\text{CaO} : \text{MgO} — 2,11$;

в) в восточном подрайоне ленточные глины с очень высоким содержанием SiO_2 и самым низким Fe_2O_3 , CaO и MgO . Среднее содержание в глинах (%): $\text{SiO}_2 — 75,79$; $\text{Al}_2\text{O}_3 — 12,01$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 4,14$; $\text{CaO} — 1,68$; $\text{MgO} — 1,10$; $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 — 5,71$; $\text{CaO} : \text{MgO} — 1,52$.

В табл. 22 приводится средний химический состав ленточных глин рисского возраста в бассейне Вислы (рис. 17) около Варшавы по данным Э. Мышльинской. По составу (особенно CaO) они ближе всего к западному району Полесья.

Химический состав более древних (миндель, гюнц) озерно-ледниковых отложений был изучен нами в ряде скважин восточной Польши. В табл. 23 приведены результаты анализов средних проб, характеризующие отдельные горизонты, и в табл. 24 — отношение элементов в них. Средний состав озерно-ледниковых отложений этого района (включая 1-ю пробу рисских образований) составляет: $\text{SiO}_2 — 66,64\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 1,96$; $\text{FeO} — 0,88$; $\text{Al}_2\text{O}_3 — 8,53$; $\text{TiO}_2 — 0,46$; $\text{CaO} — 7,30$; $\text{MgO} — 2,20$; $\text{SO}_3 — 0,31$; $\text{Na}_2\text{O} — 0,70$; $\text{K}_2\text{O} — 1,97\%$.

Наблюдается значительная вариация в содержании CaO , пределы колебаний 1,35—12,32%.

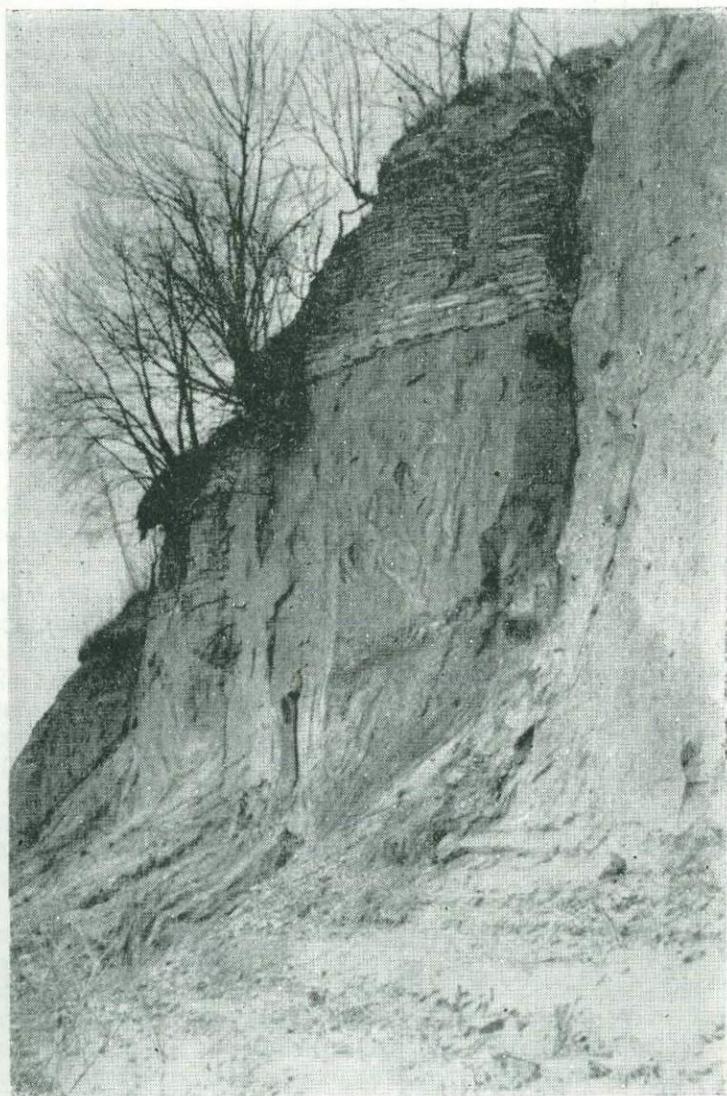


Рис. 17. Ленточные глины, подстилаемые мореной. Мохты на Висле (ПНР)

Таблица 23

Химический состав озерно-ледниковых отложений восточной Польши (средние пробы по горизонтам), %

Пункт	Возраст	Глубина отбора проб, м	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O гигр.	CO ₂	Сумма
Сокулка	рисс—Варта	96,5—115,3	69,91	1,15	0,41	6,15	0,30	7,55	3,12	0,02	0,91	1,98	8,90	0,62	4,68	100,40
	миндель	142,6—163,4	66,19	1,80	0,74	7,95	0,45	7,73	2,66	0,20	0,68	2,09	9,30	1,03	4,76	99,79
	то же	163,4—176,0	76,25	0,54	0,69	5,81	0,30	5,82	1,43	0,07	0,74	1,81	6,36	0,27	не опр.	99,82
Негув	миндель 1	64,0—70,0	52,47	2,18	1,39	10,24	0,58	12,18	2,96	0,91	0,81	2,12	14,33	1,32	не опр.	100,17
	гюнц—миндель	93,8—99,8	51,92	2,96	1,28	10,86	0,55	11,72	3,22	0,54	0,79	2,53	13,79	1,95	то же	100,16
	то же	99,8—105,2	48,16	3,53	1,43	11,87	0,54	12,32	3,10	0,54	0,57	2,50	14,93	2,61	«	99,50
Млынаже	гюнц 1—гюнц 2	97,0—100,5	70,82	2,87	0,62	10,70	0,58	3,77	1,68	0,32	0,60	1,88	6,21	2,20	2,50	100,05

Таблица 24

Отношения элементов в озерно-ледниковых отложениях восточной Польши

Пункт	Возраст	Глубина отбора проб, м	SiO ₂ Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	CaO MgO	K ₂ O Na ₂ O	Na ₂ O Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ TiO ₂	Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃	за
Сокулка	рисс — Варта	96,5—115,3	11,36	0,356	2,41	2,17	0,15	20,5	0,19	1,70
	миндель	142,6—163,4	8,32	0,411	2,90	3,07	0,08	17,6	0,23	1,32
	то же	163,4—176,0	13,12	1,27	4,06	2,44	0,13	19,4	0,09	1,44
Негув	миндель 1—2	64,0—70,0	5,12	0,637	4,11	2,61	0,08	17,6	0,21	2,19
	гюнц—миндель	93,8—99,8	4,78	0,432	3,63	3,20	0,07	19,7	0,27	1,38
	то же	99,8—105,2	4,05	0,405	3,97	4,38	0,05	22,0	0,30	1,29
Млынаже	гюнц 1—гюнц 2	96,0—100,5	6,61	0,216	2,24	3,13	0,06	18,44	0,27—	0,58

Лессовые отложения

На территории Полесья лессы развиты как на левом борту Припятской впадины, в окрестностях Слуцка (Слуцкая платообразная равнина) и на Копыльской возвышенности, так и на правом, в районах северной Украины (Чернобыль, Овруч, Словечко и др.).

В пределах самой впадины они встречаются на Мозырской моренной гряде и ее продолжении — Хойникско-Брагинском моренном массиве (общая площадь распространения лессов на этой территории составляет около 426 км^2). Они встречаются также в окрестностях Турова (в междуречье Стыги и Горыни), а также на некоторых участках на террасах Припяти.

В пределах Припятского прогиба лессовые породы часто залегают в обнажениях между двумя горизонтами морен, например, в районах д. Дворец и г. Речицы. Около Шклова, в долине р. Марьянки (овраг Школьный), в лессовых породах отмечаются гляциодислокации. Среди покровных отложений они начинают снова широко встречаться на Украине.

Мы разделяем следующие взгляды по вопросу о генезисе лессовых пород Белоруссии, в том числе Полесья. В аккумуляции лессового детрита могут принимать участие различные процессы при доминирующем водном способе транспортировки и отложения материала.

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.

Проведенные в Лаборатории геохимических проблем АН БССР в последние годы исследования подтверждают эти

Таблица 25

Сравнительная характеристика состава лессов и отложений других генетических типов в БССР

положения. Хотя лессовые отложения могут быть представлены осадками различных генетических типов, на территории БССР они преимущественно водного происхождения, озерно-аллювиального и делювиального генезиса в условиях перигляциального климата. В табл. 25 приведены результаты статистической обработки анализов состава лесовых и других пород территории БССР.

В течение плейстоцена лессообразование представляло собой грандиозный литолого-геохимический процесс. На территории БССР и Польши, как и в других районах мира, лесовые отложения в стратиграфической колонке представлены разновозрастными образованиями.

Лесовые породы окрестностей Мозыря характеризуются максимальными значениями кремнекислых коэффициентов как следствие их литологических особенностей и зонально-климатических условий формирования.

В районе Мозыря лессы залегают на морене рисского возраста и встречаются в комплексе с целым рядом переходных тонкозернистых пород, которые по ряду свойств (механическому составу, окраске и др.) приближаются к лессам. Поскольку эти породы включены внутри морены, возникает предположение о синтетичности времени осаждения всего комплекса. Однако наличие погребенных почв в лессах Мозыря (рис. 18) и двух систем оврагов указывает на то, что имелось несколько циклов усиления делювиальных процессов, во время которых лессовый плащ мог постепенно переотлагаться. Особенностью вещественного состава мозырских лессов является несколько повышенное содержание песчаной фракции. Фракция 0,075—0,01 мм мозырских лессов отличается по минералогическому составу от лесовых пород других районов БССР несколько меньшим содержанием полевых шпатов в легкой части и сравнительно большим количеством циркона и рутила в тяжелой.

Небольшое количество зерен топаза в крупных фракциях указывает, вероятно, на то, что имелось смешение северного материала с местным, принесенным с Украинского кристаллического щита. Глинистая фракция состоит преимущественно из гидрослюды (около 80%) типа иллита. В качестве примесей в составе этой фракции присутствуют каолинит, монтмориллонит, галлуазит, карбонаты и кварц.

На территории БССР выделяется два литогеохимических района, в которых лессы отличаются по своему вещественному составу (табл. 26). Первый район охватывает лесовые породы центральной части республики (Белорусская гряда и прилегающие возвышенности), второй район — лесовые породы южной части республики (Припятское Полесье). Первый район отличается повышенным содержанием роговой обманки

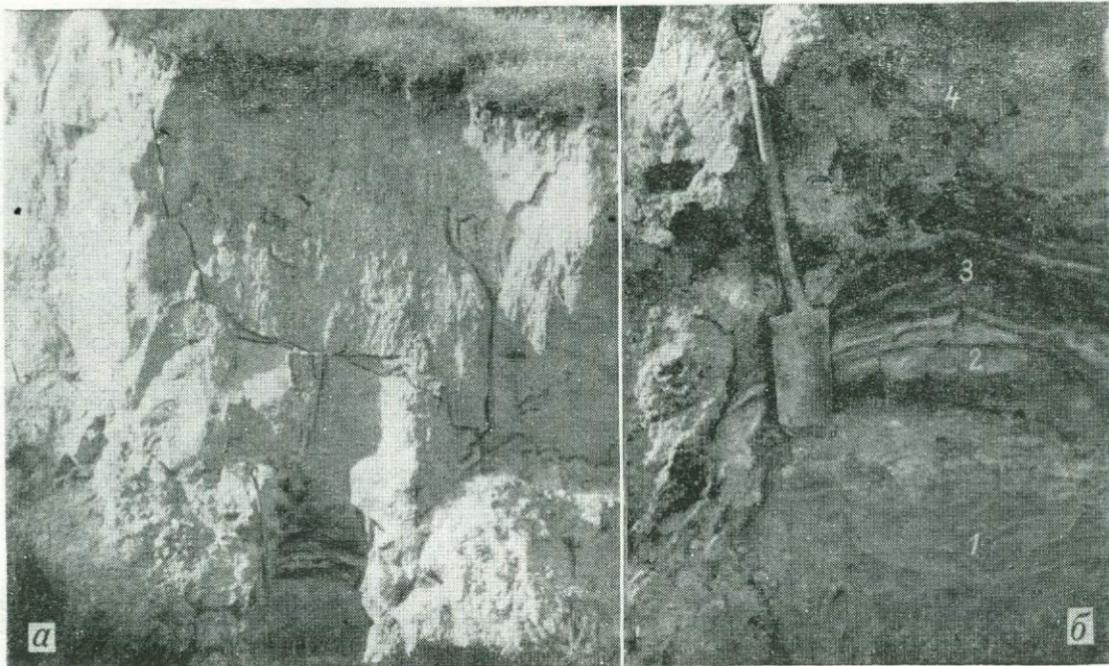


Рис. 18. Обнажения лесовых пород:

a—на Мозырской возвышенности; *б*—погребенные почвы (1—выветрелая морена; 2—серая супесь; 3—гумусированные горизонты; 4—лессы)

Таблица 26

Химический состав лесовых пород двух литогеохимических районов Белоруссии (по И. А. Добровольской, 1968), %

Геохимический район	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	V	Ni	Cr	Mn	Cu	Ba	Zr
Белорусская гряда	74,7— 2,2	6,69— 11,34	1,44— 3,29	0,16— 0,32	0,23— 0,60	0,59— 5,6	0,54— 1,98	1,69— 2,77	0,70— 1,70	—	—	—	—	—	—	—
<i>Пределы колебаний</i>																
Припятское Полесье	79,4	8,85	2,44	0,20	0,40	2,08	1,14	1,50	1,01	0,0015	0,0005	0,003	0,027	0,0003	0,027	0,026
<i>Среднее</i>																
	78,38 87,30	5,97 10,3	1,78 2,68	0,16 0,29	0,24 0,49	0,48 3,0	0,21 0,92	1,65 2,49	0,70 1,18	—	—	—	—	—	—	—
<i>Пределы колебаний</i>																
	83,98	7,3	2,21	0,20	0,40	1,20	0,61	2,20	1,11	0,0029	0,0005	0,004	0,025	0,00015	0,020	0,022

в составе фракции тяжелых минералов, а также повышенными содержаниями Al_2O_3 , CaO и MgO . Вполне возможно, что лессы этих районов являются разновозрастными образованиями. Перечисленные отличительные черты лессов первого района являются характерными для глинистых пород вюрма.

Мы сделали попытку подсчитать коэффициенты $K = \frac{\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, т. е. силисити, и $va = \frac{\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ — интенсивности геохимических процессов, характерных для лессов разных районов.

Еще в работах Гаррасовитца и Шейдига было предложено классифицировать лесовые породы по величине коэффициента силисити. Согласно Шейдигу, для германских лессов характерны коэффициенты $K=1$. Для лессов Советского Союза А. К. Ларионов (1959) приводит величины $K=3,1-7,4$.

На основе обработки большого количества образцов лесовых пород получены для лессов Советского Союза величины $K=3,0-13,6$. Это увязывается, вероятно, с климатическими условиями лессообразования. Еще больше зависимость состава лесовых пород от климатических условий проявляется при анализе величины коэффициента va , который подсчитывается по формуле

$$\frac{\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3},$$

где числитель представляет собой сумму более подвижных,

Химический состав разновозрастных лесовых пород на

Возраст	Пункт	Глубина отбора проб, м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO
Плиоцен	Варшава (ПНР)	66,2—68,2	64,53	15,25	4,21	0,62	0,76	3,87	1,70
Плейстоцен, гюнц, мидель	Фердинандув (ПНР)	80	75,89	8,47	1,86	0,92	0,53	3,23	1,04
Бюром	то же	85	88,14	4,72	0,74	0,46	0,30	1,35	0,60
Рисс, пе-реотло-жен. час-тично в вюрме	ПНР	—	75,69	9,13	2,19	не опр.	не опр.	3,28	0,67
	БССР	—	83,98	7,30	2,21	0,20	0,40	1,20	0,61

а знаменатель — более инертных химических соединений в процессах выветривания.

Нами получены следующие величины коэффициента va для лессов разных зональных районов Советского Союза:

а) северных лессов (Белоруссия, северная Украина и др.) — 0,7—0,8;

б) степных и полустепенных условий — 1,3—1,5;

в) среднеазиатских лессов — 1,4—1,7, в ряде случаев — 2,3—3,7.

Эти вопросы заслуживают более детальной дальнейшей разработки. Со временем на этой основе можно будет подойти к геохимической классификации лесовых пород.

На территории восточной Польши лесовые породы широко развиты на Люблинской возвышенности и являются, вероятно, продолжением полосы лессов на правом берегу Полесья (Припятского, Бугского, Люблинского), а также встречаются спорадически в обнажениях и скважинах на территории Подлясья.

Наиболее древние лессовидные породы из изученных встречаются среди озерно-аллювиальных отложений плиоценовых (пестрых глин) в виде прослоев (мощность 1—1,5 м) палево-желтой плотной алевритистой породы с высоким содержанием карбонатов.

Лессы, возраст которых старше минделя (расположены ниже миндельской морены), описаны Я. Жеховским (1967) в скважине Фердинандув (ПНР) на глубине около 85 м, где они представлены палево-желтыми супесями и суглинками, обогащенными карбонатами. Химический состав лессов представлен в табл. 27.

Таблица 27
территории БССР и Польши, %

Na_2O	K_2O	SO_3	п.п.п.	Σ	H_2O	CO_2	SiO_2	FeO	CaO	K_2O	va
							Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	Na_2O	
0,85	1,93	сл.	6,77	100,49	3,43	2,81	4,23	0,147	2,28	2,27	0,436
0,76	1,64	0,07	5,27	99,67	1,54	не опр.	8,95	0,424	3,10	2,15	0,65
0,46	1,22	0,10	1,96	100,05	0,36	то же	18,67	0,621	2,25	2,65	0,64
0,78	1,50	не опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,11	2,20	не опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Анализ имеющихся материалов показывает, что существуют некоторые различия между лессовидными породами плиоцена и плейстоцена. Лесовые породы плиоцена содержат больше глинозема, и по составу глинистые минералы отличаются более высоким содержанием монтмориллонита. Эти лесы ближе к покровным лессам степной зоны. В лесовых породах плиоцена меньше SiO_2 и более высокое содержание Fe_2O_3 , другое отношение $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$.

В плейстоценовых лессах, связанных с миндельским или рисским оледенением, выше содержание SiO_2 , больше гидрослюды. Геохимические особенности лессов Польши изучались автором совместно с польскими исследователями на примере лессов Люблинской возвышенности.

На территории Люблинской возвышенности стратиграфически лессы представлены 4 разновозрастными образованиями. Древнейший лесс (горизонт I) относится к среднепольскому оледенению, а три младших горизонта лесса — к северопольскому, причем горизонт II относится к щетинской стадии, горизонт III — допаудорфской фазе главной стадии, а горизонт IV — к лещицкой, познаньской и поморской фазам главной стадии северопольского оледенения. Весьма изменчивые палеогеографические условия в верхнем плейстоцене привели к тому, что каждая возрастная единица характеризуется различным соотношением фаций лессов (субаэральная, солифлюкционная, аллювиальная).

Так, субаэральная фация преобладает в горизонтах I, II и IV, считая снизу, солифлюкционный лесс — в основном в нижних горизонтах, а аллювиальный — в горизонтах II и IV. Неоднократно должен был изменяться характер поступающего лесового материала. В то время, когда прекращалась аккумуляция материала, имели место активное выветривание и почвообразование. Из-за смены физико-географических условий среди процессы выветривания проявляли себя в разной форме и степени.

Определенную роль сыграло также геоморфологическое развитие возвышенности, расчленение ее оврагами, углубление долин, изменение уровня грунтовых вод, которые повлияли на характер почвообразования и диагенетические процессы в лессах.

Разрез в Неледуве является опорным (реперным) для восточной Польши. Он детально изучен и описан Ю. Э. Мойским (1967).

Разрез состоит из 4 стратиграфических горизонтов. Его общая мощность 14—15 м. В сводном виде он представлен на рис. 19. Сверху вниз он имеет следующее строение: под пост-

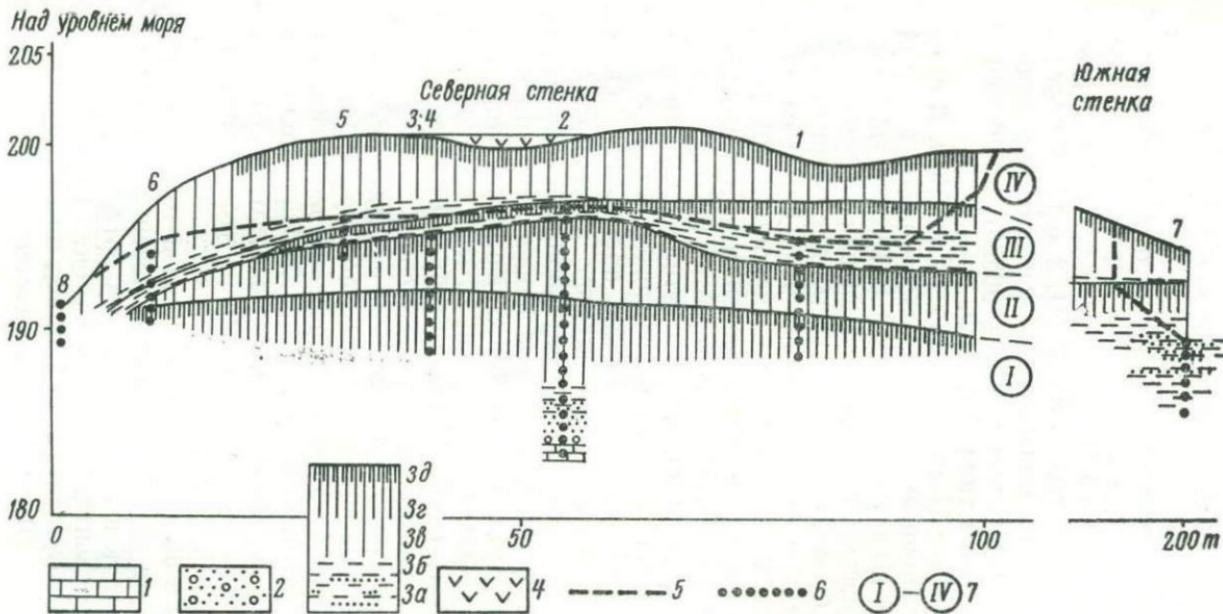


Рис. 19. Геологический разрез в Неледуве (ПНР):

1—мел; 2—песок с гравием; 3—а—аллювиальный лесс с прослойками песка; б—лесс солифлюкционный; в—лесс субэрзальный; г—иллювиальный горизонт почвы; д—аккумулятивный горизонт почвы; 4—современная почва; 5—натуральное обнажение; 6—шурфы и зонды; 7—уровни лесса (по Ю. Мойскому)

гляциальной почвой черноземного типа залегает толща лессов (горизонт IV) мощностью до 5 м. По возрасту она относится к одной из фаз щетинской главной стадии северопольского оледенения. Горизонт представлен лессом субаэральной фации.

Горизонт III мощностью до 3,8 м состоит главным образом из солифлюкционного лесса. Его верхняя часть захвачена процессами выветривания, продукты которого имеют ржаво-бурую окраску (мощность до 1,2 м), в верхней части профиля выветривания наблюдаются тонкие гумусированные прослойки. Это образование рассматривается многими исследованиями как почва типа Паудорф.

Лесс горизонта II имеет мощность до 7,1 м. В его верхней части развит мощный профиль выветривания, который захватывает толщу до глубины около 3 м. Гумусовый горизонт достигает мощности 0,9 м, под ним находится горизонт оподзоливания (?) белесой окраски. Затем идет мощный горизонт *B* бурого цвета мощностью порядка 1 м. Ниже следуют горизонты *CL* (бескарбонатный) и *CC* (карбонатный). В некоторых местах разрез представляется оглеенными мелкозернистыми и тонкозернистыми песками и алевритом (*CG*).

Горизонт I представляет собой толщу выветрелого, оглеенного алеврита, возможно, переотложенного лесса. Его верхняя часть захвачена почвенными процессами. Отмечаются также следы нарушений, связанных с промерзанием в условиях перигляциального климата. Мощность горизонта I достигает 5,5 м. Считается, что образование почвы на этом горизонте происходило в ээмское (рисс-вюрмское) межледниковые. Из разреза Неледув авторами было отобрано 18 проб (рис. 20). Образцы 10—15 были отобраны из другой, сходной по строению зачистки в том же карьере.

Обнажение в районе населенного пункта Хульча находится в нескольких километрах от него по дороге на Хлопятин, с левой стороны от дороги. Разрез интересен тем, что почти прямо под современной почвой на глубине около 2 м находится слой выветрелого лесса, состоящего из сизых и бурых слоев. Было сделано предположение, что это делювиальная почва — типа паудорфской.

Примерно в 30 м от этой зачистки в том же обнажении в толще лессов на глубине 3—5 м от поверхности под довольно большим углом к ней протягивается ортштейн, разделяющий толщу на 2 горизонта. Ортштейн состоит из тонкого (1—3 см), плотного черно-бурового прослойка, под ним идет ржаво-бурый лесс мощностью 20 см, который постепенно переходит в палевый.

Таким образом, в данном обнажении фиксируются две толщи лессов, на контакте которых наблюдаются следы про-

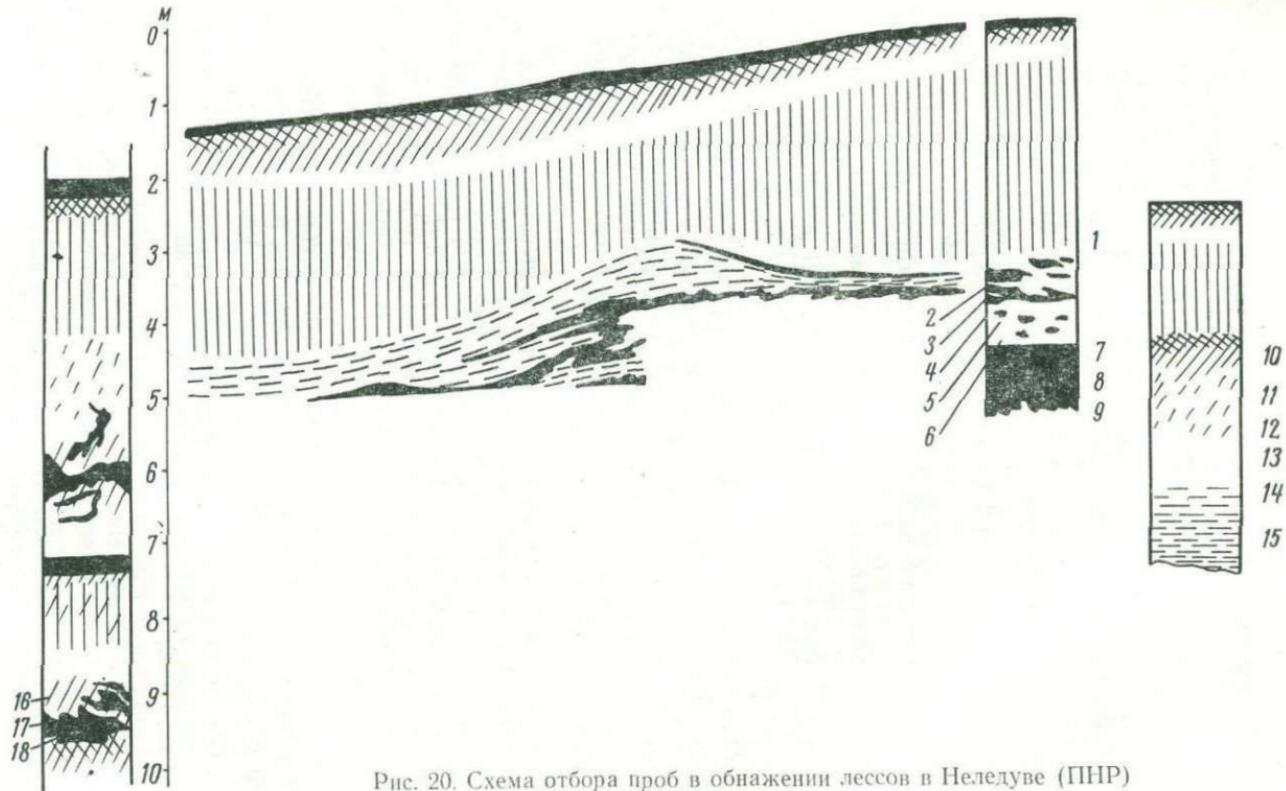


Рис. 20. Схема отбора проб в обнажении лесов в Неледуве (ПИНР)

цессов диагенеза или выветривания. Были отобраны следующие пробы:

Из современной почвы	X-1	глубина (м)	0,2	горизонт A_1
	X-2		0,45	горизонт A_2B_1
	X-3		0,90	горизонт B_1
	X-4		1,25	горизонт B_2
	X-5		1,55	горизонт C_1
	X-6		1,85	горизонт C_2
Из нижележащего выветрелого лесса в 2 м в стороне от указанного профиля	X-7		1,85	
	X-8		2,05	
	X-9		2,50	

Из 2-й зачистки были отобраны:

Проба из верхнего горизонта лесса с гл. 2,5 м от поверхности разреза	X-10
Образец из плотной черно-буровой корки ортштейна с гл. 3,00 м	X-11
Сильно ожелезненный ржаво-бурый лесс с гл. 3,06 м	X-12
Лесс из нижнего горизонта с гл. 3,21 м	X-13
Лесс из нижнего горизонта с гл. 3,40 м	X-14

Обнажения лессов в овраге Квасова-Гура в районе Казимежа описаны В. Пожарским (история исследования лессов ПНР приведена в работах Ю. Мойского).

Нами были отобраны пробы из погребенной почвы, по возрасту относимые к интерстадиалу Береруп. Образцы были отобраны в следующем порядке:

- K-2. Глубина 10,8 м. Образец взят из переходного размытого горизонта.
K-3. Глубина 11,1 м. Выветрелый лесс красно-бурового цвета. Горизонт B исключаемой почвы. Общая мощность горизонта около 1 м.
K-4. Глубина 12,0 м. Пестрый пятнистый лесс. Чередование красно-бурых и белых пятен. Переходный горизонт между B и C .
K-5. Глубина 13,0 м. Лесс грязно-палевого цвета, не вскипает с HCl. Пронизан точечными вкраплениями черного цвета, возможны марганцевые конкреции.

В том же овраге в 230 м от его устья на глубине 10 м в толще лессов были отобраны 3 образца из образования, которое некоторые авторы рассматривают как почву:

- K-6. Образец взят из слоя серого гумусированного лесса общей мощностью 45 см из его нижней части, примерно с гл. 30 — 40 см от поверхности этого слоя.
K-7. Представляет собой образец ожелезненного светло-желто-бурового лесса, взятого с гл. 55 — 56 см от поверхности этого профиля. Общая мощность этого горизонта 55 см. На границе 2 и 3-го слоев наблюдаются тонкие ортзанды.
K-8. Является образцом пепельно-серого лесса с редкими пятнами ожелезнения. Образец был отобран с гл. 1,2 — 1,3 м.

В стенке оврага таких образований разной степени гумусированности можно насчитать несколько.

Были осмотрены и отбирались пробы также в разрезах в Хрубешове, Избице и др.

В Хрубешове в обнажении берега реки в районе костела из 10-метровой толщи лессов были отобраны две пробы: проба неслоистого (эолового лесса) с глубины 5 м и проба слоистого опесчаненного аллювиального лесса с глубины 7,5 м. В Избице в новом карьере из 14-метровой толщи были отобраны 2 пробы с глубины 5 и 12 м. Разрез состоит из 2 толщ (горизонтов) лесса, разделенных на глубине 5 м прослоем оглеенного лесса с линзочками песка и пятнами ожелезнения. Нижняя часть второго нижнего горизонта лесса также сильно оглеена. При осмотре обнажения имела место дискуссия: является ли оглеенный лесс на глубине 5 м почвенным образованием? С целью изучения этого возраста были взяты две пробы из 2 оглеенных горизонтов.

Гранулометрический состав лессов Люблинской возвышенности имеет следующие особенности: в лессах Люблинской возвышенности фракция 0,01—0,05 мм содержится в количестве от 27 до 35%, причем в различных фракциях распределена следующим образом: субаэральная фация — 45—74%, аллювиальная — 50—84, солифлюкционная — 27—85%. По отдельным местам распространения лесса эти величины представляются следующим образом: в восточной части Люблинской возвышенности субаэральная фация — 45—65%, аллювиальная — 60—84, солифлюкционная фация — 27—64%; у Западного Розточа соответственно — 47—71, 50—77, 44—85%, в окрестностях г. Пулавы субаэральная фация — 55—62%, а в окрестностях г. Красныстава (разрез Избица) — 59—74%, солифлюкционная — 48—62%.

При сопоставлении перечисленных величин оказывается, что фракция 0,01—0,05 мм преобладает только в двух фациях — субаэральной и аллювиальной, солифлюкционная же фация может содержать ее вдвое меньше по сравнению с другими фациями. Наилучшей сортировкой зерен обладает аллювиальная фация. Особенно отчетливо это заметно в лессах восточной части Люблинской возвышенности, в которых при общем максимальном количестве фракции 0,01—0,05 мм, как правило, отсутствует песчаная фракция 0,05 мм.

Субаэральный лесс характеризуется средней степенью сортировки по сравнению с остальными фациями.

Минералогический состав отдельных горизонтов лесса весьма однороден. Наиболее распространенные компоненты — кварц, полевые шпаты, кальцит, свободные (бурые) окислы железа, глауконит, тяжелые и глинистые минералы. Содержание отдельных компонентов непостоянное. Наиболее выдержано оно для кварца и составляет, как правило, свыше 95%. Полевые шпаты содержатся в количестве нескольких

процентов. Среди калиевых полевых шпатов преобладает микроклин, плагиоклазы представлены альбитовыми и анортитовыми разностями. До сих пор не наблюдалось, чтобы концентрация этих двух основных компонентов подвергалась колебаниям в вертикальном разрезе. Количество кварца колеблется в значительных пределах. Большие различия наблюдаются в содержании полевых шпатов, но не обнаруживают закономерностей связи с определенными стратиграфическими горизонтами.

В числе глинистых минералов, распространенных в количестве от 2 до 25%, больше всего иллита, меньше каолинита. Оба минерала распространены совместно, но в различных пропорциях. Большое количество глинистых фракций наблюдается преимущественно в выветрелых и в более древних горизонтах лесса (I и II). В горизонтах III и IV содержание их меньше, причем самое низкое в горизонте IV.

Из числа остальных минеральных компонентов, исключая карбонаты, внимания заслуживают тяжелые минералы, имеющие в некоторой степени диагностическое значение для определения генезиса лессового материала и условий его седиментации. В лессах Люблинской возвышенности представлены следующие основные тяжелые минералы: циркон, рутил, роговая обманка, гранат, ставролит, дистен, эпидот. В некоторых горизонтах наблюдается повышенное содержание граната, циркона и роговой обманки. Следует указать, что среди тяжелых минералов совершенно отсутствуют минералы малостойкие при выветривании (оливины, пироксены и др.).

Минералогический состав лесса находит отражение в его химическом составе.

Согласно нашим данным, средний состав лессов Польши следующий (%): SiO_2 —75,69, Al_2O_3 —9,13, Fe_2O_3 —2,19, CaO —3,28, MgO —0,67, Na_2O —0,78 и K_2O —1,50.

Интерес представляет распределение карбонатов по разновозрастным горизонтам и различным фациям.

Лессы Средней Европы содержат от 5 до 20% CaCO_3 . В лессах Люблинской возвышенности, включая зоны выветривания и связанные с ними горизонты повышенного содержания карбонатов в иллювиальном горизонте, количество CaCO_3 колеблется от 1,2 до 20,2%. В отдельных фациях лесса содержание CaCO_3 распределяется следующим образом: субаэральная фация—5,6—20,2%, аллювиальная—5,2—11,0, солифлюкционная—1,2—13,2%. В лессах восточной части Люблинской возвышенности субаэральная фация составляет 5,6—20,2%, аллювиальная—6,8—11,0, солифлюкционная—1,2—13,2%; в лессах Западного Розточа субаэральная фация—8,2—17,0%, аллювиальная—5,2—8,4%, солифлюкционная—2,0—13,0%. Сравнительные данные для лесса разреза

Избица: субаэральный лесс—7,5—10,4%, солифлюкционный—6,5—9,8%.

Наибольшими колебаниями содержания CaCO_3 характеризуется солифлюкционный лесс. Это обусловлено так же, как и в отношении гранулометрического состава, смешением различных образований, часто выветрелых или обогащенных карбонатами, составляющими примеси в этой фации. Такое явление — почти постоянный признак в лессах Люблинской возвышенности.

Согласно проведенным нами расчетам (по материалам Б. Грабовской, 1963), среднее содержание (X) CaCO_3 в лессах W_1 составляет 5,62% при σ , равной 4,56%, и коэффициенте вариации (C.V.) 81,14%, в лессах W_{II} эти показатели соответственно равны X — 4,09%, σ — 2,59, C.V. — 63,33%; в лессах W_{III} — X — 6,91%, σ — 4,0, C.V. — 59,61%. Таким образом, в более молодых лессах (W_{III}) увеличивается среднее количество CaCO_3 и его содержания меньше варьируют. Наиболее низкое содержание CaCO_3 отмечается в лессах W_1-W_{II} (интерстадиал Гетвейг), где X — 1,08%, σ — 1,33 и C.V. — 123,1%.

Для периода $W_{II}-W_{III}$ (интерстадиал Паудорф) не было достаточно материала для статистической обработки.

В результате процессов выветривания во время интерстадиалов содержание CaCO_3 уменьшается в лессах почти в 4—5 раз, кроме того, процесс перемещения карбонатов начинает проявляться в их неравномерном распределении в осадках, что видно по коэффициенту вариации.

Следует обратить внимание на несколько более низкое содержание CaCO_3 в лессах вюрма II по сравнению с вюрмом I и вюрмом III, что, возможно, может указывать на несколько более влажные климатические условия.

Вопрос о формах нахождения карбонатов в лессах является весьма сложным.

Как указывает Кринитцкий и Тёрнбулл, кальцит, который заполняет поровые пространства и цементирует лессы в долине Нижней Миссисипи, является полностью вторичным. Большая часть кальцита осаждалась вокруг корней растений, сгнивших впоследствии. На долю карбонатного скелета лесса, который состоит из многочисленных пустотелых труб, приходится до 25% общего веса лесса. Корневая цементация обнаружена на глубине 27 м, что свидетельствует о наличии корневой системы в лессе до отложения верхних слоев. По мере накопления лесса вся система перемещалась вверх. Вариации в содержании карбонатов авторы связывают с периодическими изменениями интенсивности отложения лесса.

Однако данные, полученные в Лаборатории геохимических проблем АН БССР на материале белорусских лессов (К. И. Лукашев, И. А. Добровольская, В. К. Лукашев, 1966),

Таблица 28

Значение pH в водных вытяжках и содержание органического углерода в лесовых породах Люблинской возвышенности (ПНР)

Пункт	Порода	Глубина, м	pH	C, %
Неледув, разрез № 1	лесс I почва Паудорф	2,5 0,1 от поверхн. почвы	8,54 8,44	0,12 0,34
	почва Паудорф	0,3	7,12	0,13
	то же	0,5	7,89	0,12
	лесс II	0,75	8,56	0,10
	лесс II	1,05	8,49	0,10
	почва Беруруп	0,1 от поверхн. почвы	8,14	0,30
	то же	0,50	8,29	0,66
	»	0,90	8,69	0,28
	почва Беруруп	0,35 от поверхн. почвы	8,36	0,50
	гор. A ₁	0,6—0,7	8,00	—
Неледув, разрез № 2	гор. A ₂	1,0—1,2	9,34	0,08
	гор. B	2,2	7,70	0,05
	гор. C	4,2	8,69	0,04
	гор. CC	5,2	8,62	0,04
	оглеен. песок			
Неледув, разрез № 3	ээм, алеврит с органич. веществом	0,03 от поверхн. почвы	8,54	0,14
	алеврит	0,07	8,19	0,09
	то же	0,30	7,69	0,10
Хульча, раз- рез № 1	современная почва,	гл. 0,2	5,62	0,66
	A ₁	0,45	6,05	0,48
	гор. A ₂ B ₁	0,90	6,71	0,44
	гор. B ₂	1,25	8,44	0,21
	гор. C ₁	1,55	8,38	0,16
	гор. C ₂	1,85	8,21	0,16
Хульча, разрез № 1—Б	выветрелый лесс	1,65	8,42	0,16
	то же	2,05	8,07	0,07
	лесс	2,5	7,81	0,05
Хульча, разрез № 2	лесс	2,7	8,48	0,09
	Fe-Mп-ортштейн	3	9,44	0,09
	то же	3,06	8,20	0,09
	лесс	3,21	8,36	0,07
	лесс	3,40	8,44	0,08
Хрубешев	неслоистый лесс	5	8,24	0,10
	слоистый лесс	7,5	8,62	0,04
Избица	оглеенный лесс	5	8,14	0,09

Пункт	Порода	Глубина, м	pH	C, %
Избица	то же	12	8,41	0,10
Казимеж	лесс III	10,5	8,12	0,18
Квасова				
Гура				
Разрез № 1	контакт лесса и почвы	10,8	7,20	0,13
Разрез № 1	почва, гор. В	11,1	7,27	0,09
	то же	12,0	7,42	0,05
	лесс II	13,0	—	0,06
Казимеж	гумусированный	0,3—0,4	8,39	0,26
Квасова				
Гура	лесс			
Разрез № 2	ожелезненный лесс	0,55—0,65	8,02	0,16
	палевый лесс	1,2—1,3	8,52	0,14

свидетельствуют об обратном явлении, т. е. о первичном происхождении основной массы карбонатов. Диагенетические изменения, связанные с действием процессов почвообразования и выражавшиеся главным образом в выносе CaCO_3 , охватывали целиком лишь маломощные толщи (2—3 м). Гидрокарбонатные растворы, возникающие в почвенных горизонтах при участии CO_2 органического вещества, мигрировали по наиболее доступным каналам, микро- и макротрецинам и выкристаллизовывались в них, но они не промачивали всю толщу лесса там, где она была значительной по мощности. Таким образом возникли карбонатные скопления в виде желваков, состоящие на 47—76% из CaCO_3 .

Резюмируя этот сложный вопрос, нужно сказать, что соотношение вторичных и первичных карбонатов будет в каждом конкретном случае зависеть от целого ряда факторов, прежде всего геологических и зонально климатических.

Согласно нашим данным, значение pH в водных вытяжках колеблется от 8,69 до 5,62 (табл. 28). Наиболее кислая обстановка отмечается в горизонтах A и B современной почвы. Несколько понижается значение pH в толщах лесса, где вынесены карбонаты. Измерение pH в погребенных почвах не может дать много информации об их генезисе из-за диагенетических процессов, протекающих в толще лессов. Однако изменения величины pH в разрезе показывают, насколько погребенная почва находится в сфере действия растворов, инфильтрирующихся из вышележащей толщи лессов.

Следует отметить также, что нейтральная и слабощелочная среда в лессах не содействует значительной миграции

железа и многих металлов, что в свою очередь дает возможность использовать эти элементы для восстановления картины первичных геохимических процессов.

Органический углерод в лессах определялся по методу И. В. Тюрина (бихроматный метод с индикатором фенилантралиновая кислота). Результаты анализов приведены в табл. 28 в виде процентного содержания органического углерода. Для пересчета анализов на органическое вещество (% перегноя, гумуса) нужно содержание органического углерода умножить на коэффициент, равный 1,724. При этом исходят из того, что основная часть органического вещества представлена гуминовыми кислотами. Количество органического углерода в лессах колеблется в пределах 0,04—0,66% при среднем значении 0,17%. Современная почва в Хульче содержит в горизонте A_1 0,66% органического углерода, почва Паудорф в Неледуве — 0,34%, почва Бреруп в Неледуве — 0,50% в одном обнажении, а во втором — 0,66%. Образец с органическими остатками из профиля ээм в Неледуве содержит 0,14% органического углерода.

Образец оглеенного лесса на глубине 5 м в разрезе Избица имеет такую же низкую концентрацию органического углерода (0,09%), как образец оглеенного лесса с глубины 12 м (0,10%). Железомарганцевый ортштейн в Хульче содержит 0,09% органического углерода.

Естественная радиоактивность в лесовых породах возникает за счет радиоактивного распада K^{40} , Th, Ra, и U. На ее величину влияет гранулометрический и минералогический состав породы. Перераспределение вещества в профиле лессов ведет к миграции радиоактивных элементов и изменению величин радиоактивности. Проведенные нами совместно с Г. Гурским исследования показывают (табл. 29), что естественная радиоактивность (по γ -излучению) в пересчете на процент эквивалент урана колеблется от $4,7 \cdot 10^{-4}$ до $9,7 \cdot 10^{-4}$. Наиболее высокой радиоактивностью характеризуются верхние почвенные горизонты профиля Бреруп и образцы из профиля Паудорф.

Низкие значения радиоактивности наблюдаются в алевритах профиля ээм.

Содержание микроэлементов в лессах определялось методом количественного эмиссионного спектрального анализа. Анализы выполнялись на спектрографе ИСП-28. Проба сжигалась в дуге переменного тока в угольных электродах до полного выгорания. Навеска 30 мг (разбавлялась угольным порошком 1 : 1). Сила тока 16—18 а. Пластиинки «спектральные», тип «II», время проявления 4 мин.

Изучалось валовое содержание микроэлементов в породе. Кроме того, анализировалась фракция меньше 0,001 мм об-

разцов из Неледува. Полученные данные представлены на рис. 21 и 22.

Анализировалось содержание Ti, Zr, Cr, Cu, Ni, V, Pb, Co, Zn, Mn. Использовался также метод расчленения осадков по разности почернений Fe—Mn, Ca—Mg и Al—Si (С. М. Катченков, 1964).

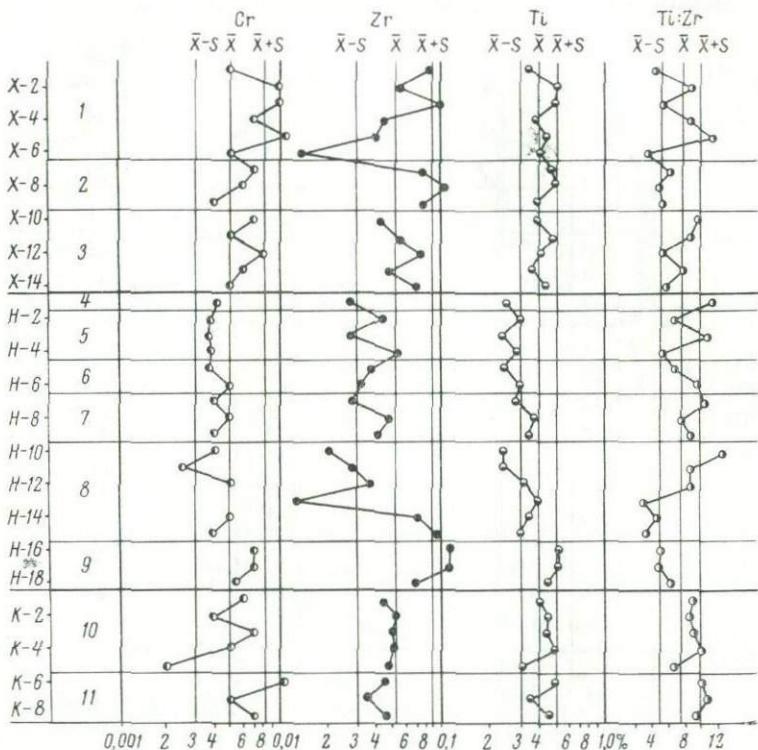


Рис. 21. Распределение малых элементов в лессах Люблинской возвышенности (X — Хульча, H — Неледув, K — Казимеж), I — IV — выделенные горизонты

При статистической обработке аналитических данных в качестве математической модели для сглаживания вариационных рядов был использован логарифмический нормальный закон. Аналитические данные (40 образцов) по каждому химическому элементу были разбиты на группы, для которых были построены интервальные ряды. Проверка согласия эмпирического распределения с теоретическим (логнормальным) и определение параметров распределения (X — средняя арифметическая из логарифмов содержаний и S — стандартное от-

клонение логарифмов содержаний) проводилась графически с помощью вероятностного трафарета.

Во всех случаях распределение рассмотренных элементов было достаточно близко к логнормальным. В качестве среднего содержания было использовано среднее геометрическое из произведения концентраций элемента, которое равно антилогарифму величины X . Фоновые содержания определялись

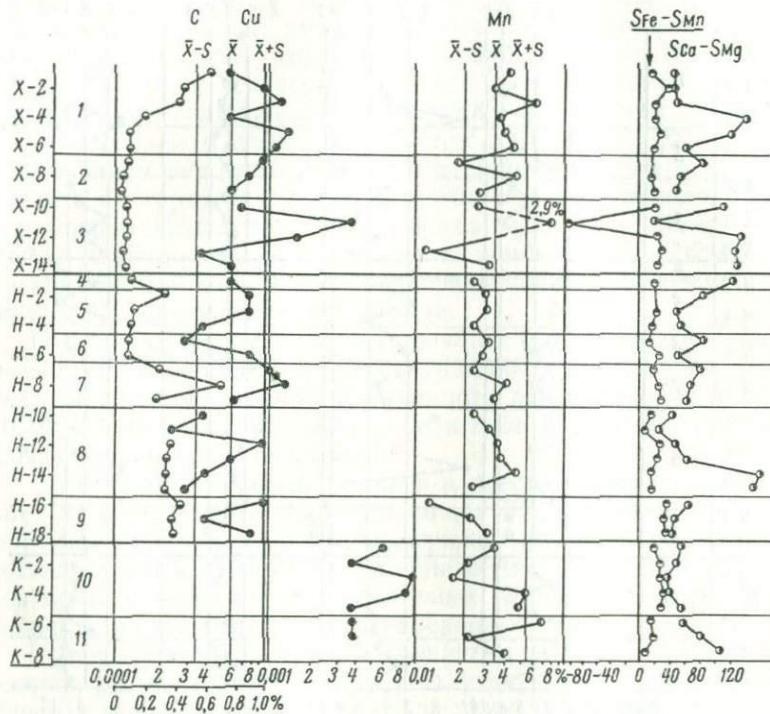


Рис. 22. Распределение органического углерода (С) и малых элементов в лессах Люблинской возвышенности (Х — Хульча, Н — Неледув, К — Казимеж)

с учетом закона распределения по формуле $C_{\phi} = \text{antlg } X \pm S$, а также для случая $C_{\phi} = \text{antlg } X \pm 2S$.

Полученные статистические данные сведены в табл. 30, где даются также кларки элементов по А. П. Виноградову.

Среднее содержание Zr несколько выше кларковых по А. П. Виноградову, Mn, Cu и Cr в несколько раз ниже. Среднее содержание Ti близко к кларковому.

Согласно Гольдшмидту, Ti, Zr, Cr являются малоподвижными элементами в зоне гипергенеза (элементы-резистаты).

Таблица 2

**Результаты радиометрического анализа порошковых проб лесовых пород
Люблинской возвышенности (ПНР)**

№ обр.	Порода	γ -активность		Содержание K_2O , %
		имп./мин	% экв. урана	
H-1	Лесс I уровня	36	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \pm 0,5$
H-2	Почва	39	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2,25 \pm 0,5$
H-3		44	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \pm 0,5$
H-4		51	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \pm 0,5$
H-5	Лесс II уровня	39	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2,25 \pm 0,5$
H-6	Оглеенный лесс II уровня	39	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2,25 \pm 0,5$
H-7	Почва Беруп	51	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \pm 0,5$
H-8		40	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \pm 0,5$
H-9		24	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \pm 0,5$
H-10		44	$8,7 \cdot 10^{-4}$	
H-11		57	$1,0 \cdot 10^{-3}$	
H-12		50	$9,7 \cdot 10^{-4}$	
H-13		46	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \pm 0,5$
H-14		23	$4,0 \cdot 10^{-4}$	
H-15		36	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \pm 0,5$
H-16		25	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \pm 0,5$
H-17		33	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \pm 0,5$
H-18		32	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \pm 0,5$

Примечание. Ошибка ± 5 имп./мин.

Их распределение в лессах самым тесным образом связано с минералогическим и механическим составом этих пород. Содержание этих элементов увеличивается в алевритовой и глинистой фракциях. Значительная часть присутствующего в породе циркония связана с минералом цирконом и слюдами. Причем нужно отметить, что максимальные концентрации Zr наблюдаются в алевритовых фракциях. Как мы указывали выше, содержание минерала циркона колеблется в разрезах лессов, что, вероятно, находит отражение в наблюдаемой вариации в концентрации циркония.

Количество Ti колеблется в пределах от 0,24 до 0,54%, Zr — от 0,02 до 0,13%, Cr — от 0,002 до 0,011%. В разрезах лессов (рис. 21 и 22) Ti распределен более равномерно, чем Zr.

Колебания концентраций Ti, Zr и Cr значительно больше в профиле Беруп, чем Паудорф.

Современная почва в Хульче имеет большую вариацию Cr по профилю. В современной почве Zr больше в верхних частях профиля, чем в нижней. Почва Беруп в Неледуве имеет обратное распределение. Ti весьма равномерно представлен в профилях, его содержание несколько выше в почве ээм. Количество Zr увеличивается в нижней части разреза Неледув, это также относится к хрому.

Таблица 30

Среднее содержание микроэлементов в лессах Польши, %

Элементы	Среднее содержание	Фон			Кларки по Виноградову	
		X+2S	X-2S	X+1S	почвы	глины, сланцы
Ti	0,40	0,66	0,24	0,51	0,46	0,45
Zr	0,051	0,148	0,018	0,087	0,03	0,02
Cr	0,005	0,0112	0,0019	0,0081	0,02	0,016
Cu	0,006	0,0018	0,0002	0,001	0,002	0,0057
Mn	0,03	0,08	0,011	0,05	0,085	0,067

Отношение Ti : Zr изменяется от 3 до 12,5 (Н-10). Оно показывает, что толща лессов весьма неоднородна по литологическому составу (по механическому и минералогическому составу). Например, в Хульче современная почва развита на лессовом материале иного состава, чем погребенная почва, лежащая почти сразу под ней. В Неледуве лессовый разрез также является весьма неоднородным. По отношению Ti : Zr выделяется нижняя часть разреза (начиная с образца Н-13). По этому отношению видно, что профиль выветривания Бреруп развит на неоднородной по механическому составу толще.

Со, Pb и Zn при данной методике исследований не были обнаружены в валовой пробе из-за низких содержаний. Ванадий встречается в пробах только в разрезе в Казимеже. Ni обнаружен в отдельных пробах в разрезе в Хульче.

Аномальным по содержанию элементом группы железа и меди является железомарганцевый ортштейн на границе двух лессовых горизонтов в Хульче. Количество Mn в этом ортштейне равняется примерно 1,5%.

Согласно А. П. Виноградову (1957), во многих почвах довольно часто происходит накопление марганцевого ортштейна, наблюдающееся не только в почвах с подзолистым процессом в иллювиальном горизонте, но и в черноземах и других почвах. Марганцевые конкреции встречаются иногда не только в горизонте B, но и C и даже A₁.

Марганец находится в конкрециях главным образом в виде Mn₂O₃ и MnO₂ · nH₂O. Пиролюзит является одним из главных минералов, содержащих Mn.

Выпадение в щелочных почвах CaCO₃ вызывает на нем сорбцию марганца. Хорошо известна, как указывает А. П. Виноградов, фиксация Mn²⁺ доломитом, известняком. Поэтому вместе с известковыми журавчиками нередки и марганцевые пятна, натеки, примазки.

Велика также роль почвенных бактерий, способных осаждать Mn. Различные отношения Mn : Fe в конкрециях зависят от свойств бикарбонатов Mn и Fe и величины pH. При pH

5—6 в природных условиях в почвах осаждается гидрат Fe^{3+} , а Мп лишь при рН 8—8,5 дает осадок $\text{Mn}(\text{OH})_2$, легко окисляющийся. Многие природные соединения Мп (воды с гидратом Fe и др.) имеют коллоидный характер.

В миграции Мп значительную роль играют организмы. Растения с длинными корнями извлекают Мп из подпочвы и накапливают его с опадом листьев в верхних горизонтах почв.

Сравнивая данные распределения Мп по горизонтам в современных почвах с подобными данными в погребенных, древних почвах Люблинской возвышенности, можно сделать вывод о некотором отличии в распределении Мп. В изученных нами погребенных почвах обнаружено уменьшение содержания Мп в горизонте A_1 по сравнению с горизонтами B и C . Так, например, если в погребенной почве (Паудорф) в Неледуве Мп распространен по горизонтам почти так же, как и в некоторых современных почвах (суглинистый чернозем, дерново-подзолистые легкосуглинистые почвы на моренном суглинке и др.), то в погребенных почвах типа Береруп характер распространения Мп по горизонтам иной — концентрация Мп увеличивается в горизонтах B и C .

Если принять содержание элемента в горизонте B за 1, то изученные профили будут иметь следующие соотношения: современная почва в Хульче — горизонт A_1 —0,67; A_2B_1 —0,52; B_1 —1; B_2 —0,58; C_1 —0,64; C_2 —0,70; почва (?) Паудорф в Неледуве— A_1 —0,87; B —1; C —0,77; почва Береруп в Неледуве— A_1 —0,70; A_2 —0,89; B —1; C —1,06; CC —1,32; CG —0,7.

Сравнивался характер распределения микроэлементов в погребенных почвах с целым рядом современных почв.

По распределению Мп в профиле почва Береруп оказалась похожа на современную аллювиально-луговую (пойменную) почву в Белорусском Полесье, где наблюдалось следующее отношение: A_1 —0,75; A_2B_1 —0,87; B_2 —1; CC —1.

Не исключается возможность того, что в интерстадиал Береруп лесовой материал переотлагался в долине р. Хучва и на нем развивалась почва в гидрогеологических и климатических условиях, близких к современным в Люблинском Полесье и соседнем Белорусском Полесье. Облик профиля Береруп дает возможность предположить весьма гумидные условия.

Былоделено также внимание распределению меди в погребенных почвах. Согласно А. П. Виноградову, общее содержание Си в почвах зависит от характера породы, почвообразовательный процесс вносит лишь небольшой корректив.

Дренаж увеличивает потерю меди. Известно, что Си дает с гуминами прочные соединения.

В щелочных почвах, богатых гумусом (например, в черноземах), происходит обогащение медью горизонта A (в 2—

3 раза по сравнению с подстилающей породой). Концентрация Cu в черноземах в общем повторяет ход кривой содержания гумуса.

Согласно нашим данным, в погребенной почве Беруп в Неледуве больше всего Cu отмечается в горизонте *B*. Если принять его за 1, то в горизонте *A₁* содержится 0,4 этого количества, а в *A₂*—0,3, в горизонте *C*—0,6.

В почве Паудорф в двух верхних образцах концентрация Cu одинаковая, в горизонте *C*—в 2 раза меньше. Современная почва на лессах в Хульче имеет самое высокое содержание Cu в горизонте *C* (по сравнению с горизонтом *B* в 1,25 раза выше). В горизонте *A₁* элемента меньше, чем в горизонте *B* (0,67). Почва Беруп больше всего подходит по распределению Cu к современной сильнооподзоленной пылевато-суглинистой почве на лессовидном суглинке, постилаемой песком, в БССР, где *A₁*—0,55; *A*—0,57; *B₁*—1; *B₂*—0,41; *B₃*—0,37. Почва Беруп в Неледуве также неоднородна по механическому составу и опесчанена в нижней части профиля.

Процессы четвертичного гипергенеза отражаются прежде всего в химическом составе фракции <0,001 mm (табл. 31). Проведенные нами спектральные анализы 16 образцов из Неледува показали, что содержание Ti колеблется в этом разрезе в пределах от 0,23 до 0,69% при среднем содержании 0,3%, Zr — от 0,012 до 0,020% (среднее 0,015%), Cu — от 0,0017

Таблица 31
Содержание микроэлементов во фракции меньше 0,001 mm в лесовых породах в разрезе Неледув (ПНР), %

№ обр.	Ti	Zr	Cu	Cr	Ni	Mn	V	$\frac{Mn}{Ni}$	$\frac{Cu}{Ni}$	$\frac{V}{Ni}$	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Zr}{Ni}$
H-1	0,35	0,015	0,003	0,003	0,004	0,020	0,010	5,00	0,75	2,50	0,75	3,75
H-2	0,32	0,016	0,004	0,006	0,006	0,089	0,015	14,80	0,66	2,50	1,00	2,66
H-3	0,23	0,013	0,003	0,005	0,005	0,040	0,014	8,00	0,60	2,80	1,00	2,60
H-4	0,27	0,016	0,003	0,005	0,005	0,034	0,014	6,80	0,60	2,80	1,00	3,20
H-5	0,30	0,018	0,004	0,002	0,004	0,016	0,010	4,00	0,35	2,50	0,50	4,50
H-6	0,40	0,015	0,003	0,004	0,004	0,018	0,010	4,50	0,75	2,50	1,00	3,75
H-8	0,35	0,014	0,0045	0,003	0,004	0,020	0,012	5,00	1,12	3,00	0,75	3,50
H-9	0,33	0,017	0,005	0,003	0,004	0,012	0,014	3,00	1,25	3,50	0,75	4,25
H-10	0,35	0,015	0,003	0,004	0,004	0,039	0,10	9,75	0,75	2,50	1,00	3,75
H-12	0,32	0,020	0,007	0,004	0,007	0,072	0,012	10,90	1,00	1,71	0,57	2,85
H-13	0,51	0,020	0,006	0,006	0,006	0,072	0,015	12,00	1,00	2,50	1,00	3,33
H-14	0,24	0,014	0,0017	0,002	0,005	0,035	0,010	7,00	0,34	2,00	0,40	2,80
H-15	0,41	0,019	0,0045	0,006	0,005	0,034	0,012	6,80	0,90	2,40	1,20	3,80
H-16	0,69	0,014	0,004	0,004	0,004	0,011	0,010	2,75	1,00	2,50	1,00	3,50
H-17	0,66	0,013	0,003	0,005	0,004	0,010	0,010	2,50	0,75	2,50	1,25	3,25
H-18	0,38	0,012	0,003	0,004	0,004	0,012	0,010	3,00	0,75	2,50	1,00	3,00

до 0,0070% (среднее 0,0037%); Cr — от 0,002 до 0,006% (среднее 0,004%); Ni — от 0,004 до 0,007% (среднее 0,005%); Mn — от 0,10 до 0,089% (среднее 0,033%); V — от 0,010 до 0,015% (среднее 0,011%).

Приведенные данные показывают, что колебания в содержании элементов во фракциях меньше 0,001 мм значительно меньше выражены, чем в валовых образцах, где большое влияние на вариацию концентрации оказывает механический состав.

Обращает на себя внимание более высокое содержание Ti в нижней части разреза Неледува. Наиболее высокие концентрации (0,020%) также наблюдаются в образцах из профиля Бреруп. Наметить какие-либо тенденции в распределении Cr не удается. Самое высокое содержание меди отмечается в образце из горизонта *B* почвы Бреруп. То же самое относится к Ni. Самое высокое содержание Mn наблюдается в верхнем образце из почвы Паудорф.

Судя по нашим данным, паудорфские профили характеризуются более высоким содержанием Mn, и, возможно, этот признак имеет стратиграфическое значение. Во всяком случае отложения в Хульче и Неледуве, относимые по возрасту к Паудорфу, являются аномальными по содержанию Mn.

Вероятно, причиной появления геохимического барьера Mn могли бы быть специфика в поступлении карбонатного материала и изменения рН среды, а также изменения гидрогеологических условий. В частности, понижение уровня грунтовых вод в результате эрозии долин и оврагов могло привести к тому, что Mn перестал выноситься из лессовых толщ элювиальными процессами. Эти явления могли иметь место одновременно на всей территории Люблинской возвышенности. Не исключается также возможность влияния климатического фактора.

Самые высокие содержания V (0,015 и 0,014%) отмечаются в профиле Паудорф, а также горизонтах *A₁* и *CC* профиля Бреруп, хотя нужно отметить, что V варьирует очень мало.

Рассмотренные выше элементы V, Cr, Mn, Ni принадлежат к семейству железа и в процессах гипергенеза в значительной степени мигрируют вместе с ним. Судя по величине почернений линии железа на спектральных пластинках, можно отметить более высокие его содержания во фракции меньше 0,001 мм в почве Паудорф, горизонтах *B*, *CL* и *C* профиля Бреруп.

Были рассчитаны также некоторые геохимические коэффициенты: Mn/Ni; Cu/Ni; V/Ni; Cr/Ni; Zr/Ni.

Несмотря на геохимическое сродство элементов семейства железа Mn, Cr, V, Ni, различия в таких физико-химических

свойствах, как валентность, чувствительность к Eh и pH, способность к комплексообразованию с органическим веществом обуславливают некоторые отличительные особенности поведения их в гипергенных процессах.

Поэтому представляет интерес изучение отношений следующих пар элементов для освещения некоторых особенностей их поведения в процессах лессового литогенеза.

Из рассмотренных отношений больше всего варьирует отношение Mn/Ni — от 2,50 до 14,80 (при среднем значении 6,57). Вынос Mn из пород приводит к его понижению. На него также влияет содержание карбонатов. Оно возрастает из-за концентрации Mn в карбонатных примесях. Судя по отношению Mn/Ni, больше всего Mn вынесено из профиля ээм и больше накопилось в верхнем образце из профиля Паудорф. Такой же вынос Mn, как и в профиле ээм, характерен для образца из горизонта A₁ в профиле Бреруп.

Величины отношений Cu/Ni, V/Ni, Cr/Ni и Zr/Ni характеризуются значительно меньшими колебаниями. Отношение Cu/Ni изменяется от 0,34 до 1,25 (при среднем значении 0,78). Значительные понижения содержания меди по сравнению с никелем наблюдаются в образце лесса из II стратиграфического горизонта и образце из горизонта CC профиля Бреруп. Возможно, это связано с накоплением карбонатов в этих горизонтах.

Отношение V/Ni колеблется от 1,71 до 3,50 (при среднем значении 2,54).

Никель обладает большей миграционной способностью, чем V. Интересно отметить, что самое низкое и самое высокое значение этого коэффициента связано с горизонтами B из двух разных профилей Бреруп.

Согласно С. М. Катченкову (1964), увеличение значений коэффициентов Zr/Ni и Cr/Ni связано с обогащением осадочных пород магматическими минеральными примесями. Отношение Cr/Ni изменяется от 0,40 до 1,25 (при среднем значении 0,88), а отношение Zr/Ni — от 2,60 до 4,50 (при среднем значении 3,40).

Отношение железа к марганцу, о котором мы можем только приближенно судить по разности почернений спектральных линий, меняется сравнительно мало. Разность почернений линий этих двух элементов приводится на рис. 23.

В значительном контрасте с этой кривой находится кривая разности почернений Ca и Mg, которая указывает на значительные вариации в содержании этих элементов.

Концентрация Mg во фракции меньше 0,001 мм колеблется в сравнительно небольших пределах — от 0,51 до 1,00% (при среднем содержании 0,75%). Поэтому наблюдаемая большая вариация разности почернений линий Ca и Mg связана с очень

неравномерным распределением в разрезе Са карбонатов. Судя по кривой, резко выделяются образцы из профиля Паудорф, профиля ээм и горизонта СС Бреруп.

В заключение сделаем краткие обобщения.

В течение плейстоцена лессообразование представляло собой грандиозный литолого-геохимический процесс.

На территории БССР и Польши этот процесс в ограниченном масштабе начал проявляться еще в конце третичного периода. Плиоценовые лессы на этой территории в значитель-

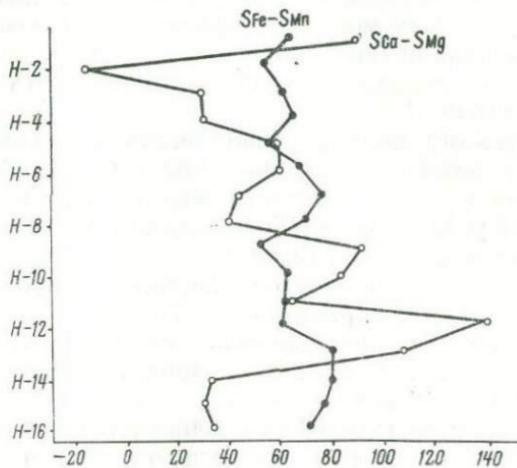


Рис. 23. Спектрокартажная диаграмма по разности почернений линий кальция — магния, железа — марганца лессовой толщи в Неледуве

ной степени напоминают лессы более южных районов: в них среди глинистых минералов присутствует в заметном количестве монтмориллонит и они характеризуются более высоким содержанием глинозема и железа.

Лессовые породы антропогена на территории БССР представлены несколькими горизонтами. Они характеризуются высоким содержанием SiO_2 . В них присутствуют гидрослюдистые минералы и связанное с ними K_2O . Значительную роль в лессовом накоплении сыграли различные межстадиальные проточные приледниковые водоемы, которые были широко распространены на юге БССР во время рисского оледенения. С развитием рельефа и дренажной сети в вюрме значительная часть отложений этих водоемов была вскрыта и имела место переотложение лесового материала.

Перигляциальные условия вюрма способствовали как переотложению более древнего лесового материала водными,

делювиальными и эоловыми способами, так и возникновению нового лессового детрита, который также принимал участие в процессе лессообразования. Прерывистость и смена физико-географических условий вюрма фиксируется в разрезах в виде чередования слоев лесса и погребенных почв, которые отличаются различным вещественным составом. Отмечается более высокая карбонатность лессов верхнего вюрма.

Изучение геохимических особенностей погребенных почв подтверждает выводы некоторых почвоведов, что этим почвам, кроме паудорфской, можно найти современные аналоги. Геохимическая аномалия паудорфской почвы заключается в высоком содержании марганца.

Проведенные исследования позволяют сделать также следующие выводы:

1. Химическому исследованию лессов не уделяется еще достаточного внимания, хотя они дают возможность раскрыть многие новые аспекты лессового литогенеза. Геохимические исследования указывают на большее, чем считалось раньше, разнообразие в составе лессов.

2. Важнейшей геохимической характеристикой лессового литогенеза являются карбонаты.

3. Содержание и распределение их в лесовых породах отражает направленность и интенсивность протекающих в них геохимических процессов.

4. Изучение особенностей поведения ряда микроэлементов и их отношений может дать интересную информацию о лессовом литогенезе. Было обнаружено также, что отложения паудорфского интерстадиала характеризуются аномальными содержаниями Mn .

Для выявления некоторых особенностей механического состава и связанных с ними процессов литогенеза может быть использовано отношение $Ti : Zr$.

Заслуживают внимания вопросы дальнейшего применения таких новых методов, как радиометрические.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

К этим отложениям отнесены аллювиальные, дюнные и современные озерно-болотные аккумуляции. Формирование осадков происходило главным образом в верхнечетвертичном периоде и голоцене. Они слагают значительную часть покровных пород на территории Полесской низменности. Как и в предыдущих случаях, при описании этих отложений главное внимание уделяется литогеохимическим особенностям их вещественного состава.

Аллювиальные отложения

В четвертичной толще Полесья широко представлены аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, местами переработанные ветром. Изучение геохимических особенностей надпойменных террас Припяти и ее поймы дает прежде всего материал для изучения вюрма и голоцен.

В вюрмскую эпоху происходило формирование надпойменных террас Припяти и ее притоков. Вопрос о количестве террас полесских рек весьма сложен и далеко еще в деталях не изучен. Дело в том, что в рельефе Полесья наблюдается сочетание большого количества песчаных поверхностей с очень незначительным превышением одна над другой и ступенчато расположенным прирусовыми валами. Согласно нашим исследованиям и наблюдениям других авторов, у Припяти можно выделить пойму и две надпойменные террасы. Аллювиальные отложения Припяти обычно залегают на комплексе рисских флювиогляциальных отложений. В местах переуглублений сохранился рисс-вюрмский и более древний аллювий.

Средние данные, характеризующие химический состав осадков I и II надпойменных террас Припяти, приведены в табл. 32.

Таблица 32

Средний химический состав аллювиальных отложений I и II надпойменных террас Припяти (по В. А. Кузнецкову, 1965), %

Порода	Терраса	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	п.п.п
Пески	I	94,95	2,02	0,73	0,34	0,14	0,25	0,61	0,13	1,22
	II	93,93	2,93	0,80	0,15	0,10	0,26	1,07	—	—
Супеси	I	89,25	6,75	2,15	0,77	0,30	0,59	1,21	0,06	6,06
	II	89,20	3,84	3,12	1,20	0,02	—	0,75	—	—
Суглинки	I	78,36	5,75	3,70	2,10	0,62	—	—	—	4,67
	II	79,78	5,62	1,84	3,20	0,51	3,29	1,52	—	3,51
Глина	I	73,77	10,99	4,90	1,92	1,22	—	—	0,37	6,40
	II	75,16	9,95	3,10	2,10	1,10	9,39	2,49	—	3,20

Для песчаного аллювия ряда II надпойменная — I надпойменная террасы — современный аллювий отмечается увеличение содержаний кремния, кальция, магния и уменьшение железа, алюминия, щелочей и ряда микроэлементов. Такое распределение элементов характерно для аллювиальной дифференциации вещества рек Русской платформы, Урала и Сибири. Нами были вычислены средние содержания некоторых химических элементов в грунтовых водах Полесья (табл. 33).

Химический состав грунтовых вод Полесья, приуроченных к разным генетическим типам осадков, мг/л

Тип отложений	Ca	Mg	Na	Fe ⁺³	SiO ₂
Морены	87,50	14,16	24,50	—	—
Флювиогляциальный	26,07	6,67	8,92	1,34	12,54
Аллювий II террасы	21,16	7,78	14,64	2,68	7,50
Аллювий I террасы	15,91	5,91	10,59	1,75	15,07
Пойма	36,66	7,23	8,78	1,90	8,63
Озерно-болотный	39,61	7,19	8,45	1,43	15,17
Среднее по Полесью	32,68	7,09	9,22	1,65	12,29

По критерию Стюдента (*t*) подтверждаются различия в содержаниях Ca в грунтовых водах пойм и надпойменных террас. По содержанию Ca выделяются грунтовые воды морен. На геохимические особенности поймы большое влияние оказывает органическое вещество.

Диагенетические процессы, происходящие в аллювиальных отложениях, приводят к перераспределению и концентрации железа, марганца, кальция, магния, алюминия и сопутствующих им микроэлементов. В результате происходит образование кальцита, доломита, сидерита, мanganокальцита, минералов окислов и гидроокислов железа, марганца, вивианита и др. Во вторичных минералах окислов железа содержится Ni в 1,5—2 раза, Mn — 5—20, Cr — 1—1,5, Co — 1,6—6,0, V — 1,5—5, Cu — 1,4—2, Zn — до 20, Ti — в 1,1—1,8 раза больше, чем в окружающих породах. Накопление органического вещества приводит к концентрации Ni, Ti, Co, Cr, Zn. Некоторый интерес представляет сравнение бассейна Припяти с бассейном Зап. Двины. Во-первых, Зап. Двина течет по территории, покрытой в прошлом вюрмским ледником, и аллювий ее формируется в значительной мере за счет перемыва отложений этого оледенения. Во-вторых, анализ химического состава аллювия Зап. Двины может дать некоторый материал для понимания особенностей более древнего аллювия на юге БССР, где, например, в миндель-риссе или конце рисса формировался аллювий с более инстравативным характером, чем в последующие периоды. Долина Зап. Двины имеет четко выраженный инстравативный характер (она уже, имеет крутые склоны, преобладают эрозионные формы рельефа). На Зап. Двине наблюдается следующее сочетание фаций: русловые — 58,6%, пойменные — 35,8 и старицкие — 5,6%. Отметим, что на Припяти мы имеем соответственно 61, 15 и 24%. Современный аллювий Зап. Двины в ее верховьях и левых притоках формируется преимущественно за счет размыва вюрмских морен-

ных глин, супесей и песков. В среднем и нижнем течении река размывает в основном озерно-ледниковые глины, суглинки и супеси.

Литологически речные осадки в бассейне Зап. Двины представлены валунно-галечным материалом (3,3%), песками (75,7), среди них превалируют мелкозернистые (58,5), супесями (12,0), суглинками (2,7) и глинами (3,4%); русловые отложения сложены разнозернистыми песками, супесями, реже суглинками (В. А. Кузнецов, 1968). Переотложение моренной супеси сопровождается обеднением ее титаном и ванадием — в 2 раза, хромом — 2,5, марганцем — 1,7, никелем — 3 и медью — в 2,7 раза за счет обогащения супеси песчанистым материалом. Средний химический состав руслово-го и пойменного аллювия Зап. Двины приводится в табл. 34.

Сравнение вещественного состава аллювия рек Зап. Двины и Припяти (табл. 34) показывает, что река в инстративной фазе развития, какой является Зап. Двина, характеризуется грубообломочным и глинистым составом аллювия и содержит больше алюминия, железа, щелочных и щелочноземельных элементов.

Таблица 34

Химический состав современных аллювиальных отложений

Фация	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	п.п.п.	H ₂ O гигр.
<i>Район Зап. Двины</i>										
Русловая	90,23	4,33	0,85	1,00	0,47	0,64	1,27	до 0,28	1,13	0,64
Пойменная	85,56	5,20	1,59	1,43	0,75	0,79	1,53	сл.	—	—
<i>Район Припяти</i>										
Русловая	93,93	1,86	0,71	0,31	0,27	0,22	0,56	—	—	—
Пойменная	87,98	3,36	1,32	0,55	0,59	0,39	0,92	0,12	2,84	—

Аллювиальная деятельность, сопровождавшаяся речной эрозией и аккумуляцией, значительно распространялась в межледниковых, межстадии и межфазы антропогена.

В разрезе четвертичной толщи Польши выявлены речные отложения эоплейстоцена (представленные двумя циклотемами), межстадиальные осадки времени южнопольского оледенения, мазовецкого межледниковых (три серии речных осадков различного литолого-фациального состава), ээмского межледниковых и северопольского оледенения.

В целом на территории Польши С. З. Ружицкий (1961) выделяет до 17 циклов аллювиальных аккумуляций, относящихся к межледниковым и стадиалам. После отступления

гюнцского ледника имели место значительные процессы эрозии, главным образом в древних речных долинах. Эти долины были углублены на 40—55 м ниже аккумуляционной поверхности гюнцских моренных отложений. Они были широкими и хорошо развитыми. Дно этих долин покрыто грубозернистыми аллювиальными осадками со значительным содержанием скандинавского материала. Этот материал был вымыт из моренных отложений и во многих случаях покрывает склоны этих долин.

Указанная серия покрывается аллювиальными песками различного гранулометрического состава. Они перекрываются в свою очередь вторым циклом аллювиальных отложений мощностью 13—20 м. Этот цикл начинается с гравия и вверх по разрезу сменяется грубыми и среднезернистыми песками с редкой галькой. Еще выше они покрываются мелкозернистыми песками, содержащими значительное количество растительных остатков.

Б. Грановская и Ю. Мойский выделяют межстадиальные аллювиальные осадки миндельской эпохи. Эти осадки наблюдаются в скважине Серныки, в долине р. Вепш, а также скважине Фердинандув. Они имеют мощность около 7 м и подразделяются на две *серии: нижняя мощностью около 4 м и верхняя мощностью 3 м. В нижней части они представлены слабоотсортированными глинистыми алевритами и в верхней кровельной части — хорошо отсортированными песками. Эти отложения залегают под флювиогляциальными отложениями более молодых стадий миндельского оледенения, по нашему мнению, по своему характеру они не являются нормальным аллювием, а представляют собой разновидность озерно-аллювиальных осадков.

С. З. Ружицкий (1961) называет межледниковые миндель-расс величим. Он указывает, что многие события, имевшие место в течение этого межледникового, оказали большое влияние на развитие последующего рельефа, в частности в южной Польше. В течение этого межледникового геоморфологические и геологические процессы достигли большой активности. Изучение флювиогляциальных и аллювиальных осадков показывает, что по геоморфологическим процессам этот период (миндель-расское межледниковое) разделяется на два периода: 1-й период охватывает время от момента отступания миндельского ледника до климатического оптимума межледникового и характеризуется преобладающим глубинным врезанием рек. Благодаря активности эрозионных процессов уже к середине межледникового многие речные долины выработали ту форму или заняли то положение, которое они занимали до оледенения, и текли в старых долинах, которые были предрасположены по данным литологии и тектонической структуры глубин-

ных пород или тектонической структуре фундамента. В процессе врезания рек были обнажены отложения многих дочетвертичных периодов, в частности меловых и третичных. Для аллювиальных отложений этого периода характерно большое содержание гальки и большое содержание пород именно местного материала.

В частности, в некоторых районах, например на Малопольской возвышенности, глубинное врезание рек достигло 50—80 м ниже поверхности миндельских морен. Характеризуя геоморфологическое строение этих древних долин, можно отметить, что они были более наклонными, чем современные долины, кроме того, их ширина обычно не превосходила 1/5—1/8 ширины современных долин тех же рек, которые существуют и в настоящее время. Такие узкие долины уже давно привлекают внимание ученых, в частности автор изучал такие долины в южной Польше. Они характерны большой глубиной при незначительной ширине.

Во второй половине межледниковой отмечается некоторая смена в соотношениях между врезанием реки и процессами заполнения долины осадками. В этот же период начинает отмечаться более интенсивное накопление материала в долине и более широкое развитие боковой эрозии и расширение долин.

Как указывает С. З. Ружицкий (1961), эти явления были связаны главным образом с климатическими изменениями. В разрезах аллювиальных толщ миндель-рисского возраста в районе Малопольской возвышенности и в районе средней Вислы отмечается до четырех аллювиальных циклотем, состоящих в нижней части из гравия и гальки; вверх по разрезу они сменяются грубозернистыми песками. В верхней части циклотема представлена супесями. Каждая вышележащая циклотема находится в более широкой речной долине, чем предыдущая, т. е. наблюдается процесс становления речной долины, более широкой за счет эрозии. В ряде случаев в верхних частях циклотем развиты озерные мергели, гиттии и болотные отложения. Эти образования занимают различные депрессии, главным образом бывшие старичные озера на поверхности террас.

К сожалению, по химическому составу древнего аллювия в настоящее время нет достаточного материала.

В заключение раздела можно подчеркнуть следующее:

1. Существует заметная разница в строении аллювия, вещественном составе и геохимических особенностях между Зап. Двиной, протекающей в области распространения вюргмского ледника и находящейся в инсторативной фазе развития, и Припятью, расположенной в перигляциальной области и находящейся в долине на более позднем этапе ее развития.

2. При анализе химического состава древних надпойменных террас Припяти и ее современной поймы выявляется увеличение содержаний кремния, кальция и магния в последней за счет более малого количества железа, алюминия, щелочей и ряда микрэлементов.

3. Аллювий верхнего вюрма в области распространения карбонатов и выхода мергельно-меловых пород на юге содержит в своем составе карбонатизированные лессовидные отложения.

4. Химический состав грунтовых вод современной поймы отличается более высокой концентрацией карбонатов по сравнению с водами надпойменных террас и зандров.

5. В голоцене и рисс-вюрме на территории Полесья большую роль играли процессы заболачивания и органическое вещество принимало активное участие в геохимических процессах.

Дюнные отложения

Дюнно-песчаные образования занимают видное место в ландшафте Белорусского Полесья. Особенно широко распространены они в долине р. Припяти и ее притоков. Изучение их важно для реконструкции палеогеографических условий накопления осадков и образования ландшафтов в Полесье в течение верхнего плейстоцена и голоцена. Сведения о дюнах Полесья имеются в ряде работ, посвященных четвертичной геологии и географии Белоруссии. Наибольший интерес из них представляют те, которые характеризуют условия образования дюнно-песчаного рельефа и роль различных гипергенных процессов в его развитии и преобразовании.

П. А. Тутковский (1909) посвятил этому вопросу специальную монографию, им была высказана гипотеза по вопросу образования дюн Полесья на основе материалов, которыми располагала геология к этому времени. Работы, в которых характеризуются палеогеографические условия накопления осадков на территории Полесья в антропогене или описываются различные генетические типы отложений этого времени, опубликованы многими авторами. Однако вопросы, касающиеся палеогеографии и особенно литологии и стратиграфии дюнно-песчаных отложений, освещены до настоящего времени лишь в общих чертах.

В настоящее время более или менее ясно формирование крупных эоловых форм рельефа и связанных с ним генетических типов отложений в засушливых областях, где ветер играет существенную роль в геологических процессах. Менее ясен вопрос об образовании эоловых форм в областях с влажным климатом, где ветровая деятельность выражена слабее по

сравнению с другими геологическими агентами. Многие общие черты эоловых форм рельефа ныне влажных и аридных областей привели ученых к выводу, что внутриконтинентальные эоловые отложения являются признаком аридности геологических эпох, во время которых они образовались.

На территории Полесья широко развиты небольшие поднятия песчаных образований, имеющих вид дюн, небольших холмов и различных бугров.

Пески, слагающие такие поднятия, представлены различными генетическими типами. Среди них ведущее место занимают флювиогляциальные и аллювиальные отложения, во многих местах переработанные ветром.

Большинство песчаных возвышений расположено на речных террасах или генетически связано с зандрами, занимающими на рассматриваемой территории большие площади.

Во многих районах Полесья переход зандровых отложений в древнеаллювиальные происходит постепенно, часто они почти не различаются по своим литологическим особенностям и расчленение их иногда очень затруднено. Поверхности зандротов представляют собой в рельфе равнинные участки с небольшими величинами глубины расчленения, покрытые многочисленными заболоченными понижениями различной конфигурации и размеров. Большой частью это слившиеся удлиненные ложбины, представляющие собой следы потоков ледниковых вод в прошлом, ширина ложбин колеблется от десятков метров до километра и более, глубина вреза — до 2—3 м. Образование зандротов связано со сложной переплетающейся сетью тальных ледниковых потоков различного размера — от рек до ручьев.

Режим этих потоков зависел от динамики ледника, сезонных и более длительных климатических колебаний, рельефа подледникового ложа и состава осадков, подвергшихся эрозии и переотложению. По всей видимости, их режим был неустойчивым, жизнь сравнительно недолговечной, русло свободно блуждало, течение было медленным и они были перегружены наносами. Переотложению осадков во многом способствовала мелкозернистость полесских песков.

Наряду с чисто флювиогляциальными потоками, текущими по периферии ледника вне выработанных речных долин, имелось много потоков, которые вырабатывали свои пути стока или использовали более древние долины, происхождение которых было обусловлено тектоническим строением фундамента. Влияние тектоники докембрийского фундамента на формирование рельефа поверхности земли местами хорошо прослеживается в БССР. В древних долинах откладывались аллювиальные отложения, а вместе с ними происходило формирование прирусловых валов.

Наши наблюдения показывают, что многочисленные песчаные гряды, распространенные вдоль заболоченных ложбин, в большей своей части являются по генезису прирусловыми валами. Прирусловые валы обычно сложены рыхлыми песками и имеют асимметричные склоны. Крутизна склонов достигает угла естественного откоса сыпучих тел. Образование прирусловых валов имеет место и в настоящее время как на Припяти, так и на других реках.

Из-за смещения русла и изменения динамики потока и количества влекомых наносов образование валов происходит скачкообразно и они представляют собой серию обособленных поднятий вдоль прирусловых отмелей.

В ряде случаев смещение русла по дну долины сопровождается не образованием меандров, а дроблением на рукава. При фуркации рост поймы происходит за счет присоединения новых островов.

По мере развития и расширения таких островов на них образуются две системы прирусловых валов, в плане вытянутые параллельно каждому из огибающих острова рукавов.

С песчаными участками поймы часто связаны эрозионные ложбины. Обычно это замкнутые удлиненные в плане котловины, которые вытягиваются вдоль межгривных ложбин и усложняют их.

В четвертичный период в Полесье формировался рельеф, в котором ведущее место принадлежало флювиогляциальным и аллювиальным отложениям с характерными для них песчаными положительными и отрицательными формами рельефа.

Одновременно происходила эоловая переработка осадков и накопление их эоловых фаций. Степень развития эоловых аккумуляций зависит от степени развития песчаных отложений и климатических факторов.

Формы песчаного рельефа Полесья по генезису можно разделить на водно-эрэзионные; водно-аккумулятивные; водно-аккумулятивные, преобразованные ветром, и эоловые. К водно-эрэзионным формам рельефа относятся островные останцы размыва — фрагменты террас, зандров, отдельные песчаные гряды и холмы водноледникового происхождения. Водно-аккумулятивный рельеф может быть представлен западинно-буристыми и грядово-ложбинными формами, а также отдельными грядами-валами. Преобразованный ветром водно-аккумулятивный рельеф имеет перекрестные (сетчатые) формы. Формами эолового рельефа являются дюны и буристые пески, а также останцы развёвания.

Очень часто песчаный рельеф включает в себя сразу несколько элементов.

В литературе приводятся многочисленные данные, характеризующие вещественный состав дюнных песков отдельных

районов СССР. В качестве общей закономерности отмечается, что многократно перевеянные пески отличаются хорошей отсортированностью, тонкозернистостью и минералогической однородностью на больших пространствах.

Среди песчаных отложений Полесья значительное распространение имеют аллювиальные пески. Они характеризуются повышенным содержанием глинистых и пылеватых частиц (до 40%). Содержание тонкой фракции достигает 30%, мелкой — 36—85,4, средней — 24 (обычно 10—20%), крупной — 2—5 (редко до 15—19%), грубой фракции — до 2—4% (обычно десятые и сотые доли процента). Гравийно-галечные зерна отсутствуют или составляют доли процента.

По данным автора, медианный диаметр дюнных песков Полесья 0,05—0,34 мм. Коэффициент сортировки 1,394—4,755 вычислялся по формуле

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}},$$

где Q_1 и Q_3 — первая и третья квартили.

Дюнные пески Полесья представлены в основном разнозернистыми песками с преобладанием мелких и тонких фракций, а местами мелкозернистыми, тонкозернистыми разностями.

Содержание отдельных фракций колеблется в следующих пределах: >1 мм — от 4,90 до 0,01%; 1—0,5 мм — от 25,20 до 0,185%; 0,5—0,25 мм — от 43,87 до 1,19%; 0,25—0,10 мм — от 67 до 20,38%; <0,10 мм — от 73,51 до 13,340%.

В 54,6% изученных образцов песков преобладающей оказалась фракция 0,25—0,10 мм, в 24,2% образцов — фракция меньше 0,10 мм и в 21,2% образцов — фракция 0,5—0,25 мм.

Кривые распределения фракций песка обычно характеризуются одним четко выраженным вытянутым пиком приблизительно симметричного вида либо имеют вид усеченной пирамиды, если две соседние фракции отличаются близким содержанием.

В дюнах гранулометрический состав песков значительно изменяется даже в пределах одного разреза (например, 3-меровая толща песка в дюне в районе Микашевичей, где содержание фракции 1—0,5 мм изменяется в пределах от 1,73 до 25,20%). Полевые наблюдения, подтвержденные гранулометрическим анализом, показывают, что в отдельных районах Полесья (бассейн р. Случи, ниже р. Морочи, к югу от Червоного озера, район Пинска, правобережье Припяти между рр. Стырю и Горынью и др.) дюны сложены более мелкозернистыми песками и лучше отсортированы. В районах, где размываются морены (Предполесье, район ниже Мозыря и др.), дюнные пески хуже отсортированы и содержат большое количество крупных зерен.

Изучался вопрос об изменении гранулометрического состава песков в поперечном профиле дюны. Для этой цели были выбраны крайняя грязь высотой 30 м в северо-восточном углу дюнного массива в районе д. Белово и дюнная грязь около д. Копище на р. Уборти.

На дюнах эоловыми процессами в ряде случаев переработан слой песка мощностью до 1—2 м. Это нашло отражение в изменении гранулометрического и химического состава песка

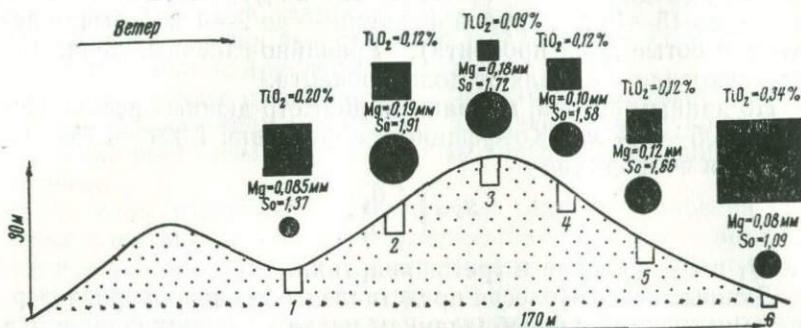


Рис. 24. Распределение медианного диаметра, коэффициента сортировки и содержания оксида титана в песке по профилю около д. Белово (Житковичский район)

по их профилю. Из дюны высотой около 30 м в районе д. Белово брались образцы на склонах, гребне и на площадках перед дюной с подветренной стороны с глубины около 1—1,2 м, т. е. из верхних слоев, чтобы на гранулометрии породы не сказалось существенное влияние почвообразовательного процесса.

Как показали анализы, песок на дюне неоднородный, что видно по Md и S_0 (рис. 24). Наиболее крупный и хуже отсортированный песок находится на вершине и на наветренном склоне дюны. В понижениях между грязями на подветренном склоне и на площадке перед дюной песок более мелкий и лучше отсортирован. Это говорит о том, что в процессе эолового разведения грязей водного генезиса произошло изменение гранулометрического состава песков: ветер выдул на подветренный склон и в понижения между грязями более мелкий песок. В процессе эоловой транспортировки песок лучше отсортировался. Механическая переработка его привела к изменению химического состава, что видно на примере TiO_2 (рис. 24). Более мелкий по гранулометрическому составу песок в понижениях имеет высокое содержание TiO_2 . Эти изменения сказываются и на концентрации SiO_2 . Самое высокое содержание его отмечается на вершине дюны. Однако, помимо фактора эолового перераспределения песка, на количество отдельных элементов

в нем (например, железа) могут оказывать влияние грунтовые воды, которые в понижениях между дюнами расположены ближе к поверхности.

С целью выяснения влияния эоловой переработки на состав песков проведены более детальные исследования песков в бассейне р. Случи. Изучался вещественный состав эоловых песков, и полученные результаты сравнивались с данными по пескам других генетических типов (аллювиальными и флювиогляциальными). В гранулометрическом составе большой разницы между эоловыми, аллювиальными и флювиогляциальными песками в целом не наблюдается. Различие наблюдается для фракции меньше 0,01 мм. В эоловых песках ее содержание колеблется в пределах 0,1—1%, в песках других генетических типов, как правило, — выше 1%.

В ряде случаев в дюнных песках Полесья отмечается увеличение процентного содержания тяжелых минералов (в 3—5 раз) во фракции 0,10—0,075 мм по сравнению с песками других генетических типов.

Минералогическое изучение фракции 0,10—0,075 мм существенной разницы между образцами не дало, кроме образца песка моренных отложений. Почти во всех образцах легкая фракция превышает 99%. Господствующим минералом в ней является кварц. В эоловых песках он содержится в количестве от 89,5 до 99,7%.

Основные минералы тяжелой фракции эоловых, аллювиальных и флювиогляциальных песков — гранат, роговая обманка, ильменит, лейкоксен, эпидот, турмалин, ставролит (содержание остальных минералов определяется долями процента), а тяжелой фракции (0,10—0,075 мм) моренных песков исследованного района — биотит, бурые окислы железа, роговая обманка, ильменит, гранат, эпидот, мусковит и другие минералы.

Химический состав песков определяется минералогическими и гранулометрическими особенностями, а также окислительно-восстановительными условиями, в которых они находятся.

Внутреннюю обстановку в дюне могут характеризовать такие элементы, как Mn и Fe, чутко реагирующие на изменение окислительно-восстановительных условий.

Сравнение дюнных песков с песками других генетических типов района показывает, что имеет место увеличение SiO_2 в первых (95,18% в дюнных песках против 89,81—95,75% в песках других генетических типов), что может быть связано с лучшей механической сортировкой.

Как указывает А. В. Сидоренко (1956), в песках после перевалывания уменьшается содержание Al_2O_3 , CaO , SO_3 , CO_2 , соответственно увеличиваются количества SiO_2 и Fe_2O_3 .

Наши дюнные пески, за исключением SiO_2 , не дают таких показателей, еще раз подтверждая, что в своей массе эти пески не золового происхождения.

Геохимический состав дюнных песков изучался на основании средних и одиночных проб. С учетом ряда геологических особенностей Полесья было условно выделено 8 районов и по образцам из них составлено 8 средних проб:

1) дюны около озер Черного и Белого Березинского района и населенного пункта Козики Ивацевичского района Брестской области (10 образцов из 4 точек);

2) дюны, расположенные вдоль Припяти и Пинска до Давид-Городка (10 образцов из 5 точек);

3) дюны на обоих берегах Случи на участке Микашевичи — устье Морочи (12 образцов из 6 точек);

4) дюны в районе Старобина (9 образцов из 6 точек);

5) дюны в долине Птичи на участке д. Песчаники Слуцкого района — г. п. Глуск (15 образцов из 9 точек);

6) дюны на левобережье Припяти, в районе оз. Червоного на севере, пос. Житковичи на западе и устья Бобрика на востоке (27 образцов из 10 точек);

7) дюны в долине Уборти от д. Копище близ границы с УССР до устья (13 образцов из 4 точек);

8) дюны на левобережье Припяти от Мозыря до Красноселья Хойникского района (11 образцов из 3 точек).

Средние арифметические содержания основных химических элементов из 8 средних проб песков, составленных по 107 образцам из 47 точек Белорусского Полесья, составляют: SiO_2 — 95,10%; Al_2O_3 — 1,98; Fe_2O_3 — 0,63; TiO_2 — 0,24; CaO — 0,28; MgO — 0,31; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 1,02%.

Сопоставление химического состава проб песков показывает, что в районах 3 и 6 (центральная часть Полесья, где широко распространены крупные болотные массивы и близко расположены к поверхности грунтовые воды) в дюнных песках отмечается более высокое содержание Fe_2O_3 , что, вероятно, связано с гидрогеологическими особенностями этого региона.

Дюнные массивы, прилегающие к поясу конечных морен на севере, имеют более высокую концентрацию Al_2O_3 (районы 4 и 5). Дюнные пески в долинах Припяти ниже Мозыря и Уборти (районы 7 и 8) обогащены SiO_2 (96,49%). Здесь наблюдается наиболее переотложенный песчаный материал. Пески из этих районов обращают на себя внимание также низкими содержаниями Fe_2O_3 (0,41%), целочай ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 0,55%) и MgO (0,21%). Большое количество MgO отмечается в районе 2, около Пинска, в то же время он характеризуется низкими концентрациями CaO (0,15%) и TiO_2 (0,19%).

Анализы химического состава песков дюнных массивов в долинах некоторых меридионально вытянутых крупных прито-

ков Припяти (Случь и Птичъ) позволяют выявить некоторую зональность, которая выражается в том, что по направлению к устью по мере удаления от пояса морен увеличивается содержание Fe_2O_3 (в долине Случи, район 4 и 5, соответственно 0,66 и 0,87%), очень незначительно SiO_2 (93,96 и 95,19%) и уменьшается концентрация Al_2O_3 (2,44 и 1,75%).

Вниз по долине Припяти определенную направленность в изменении состава проследить труднее из-за более сложного характера поступления материала в речную долину. Однако, судя по нашим данным, пески в низовьях Припяти наиболее переработаны и обогащены SiO_2 , в то же время в них мало Fe_2O_3 и щелочей. Увеличение количества Fe_2O_3 , как указывалось выше, связано с гидрогеологическими особенностями, изменения же в содержаниях SiO_2 и Al_2O_3 являются результатом перераспределения материала при его транспортировке реками.

По данным 46 анализов одиночных образцов дюнных песков (из которых были исключены пески почвенных горизонтов) предельные содержания основных элементов составляют: SiO_2 — 98,97—94,56% (если включить также образцы, подвергнутые поверхностному выветриванию и значительному воздействию грунтовых вод, то 99,45—92,97%); Al_2O_3 — 3,31—0,08% (3,69—0,01%); Fe_2O_3 — 1,70—0,07 (1,70—0,02); CaO — 2,24—0,01; MgO — до 0,25 (до 0,30); K_2O — 1,03—0,18; Na_2O — 0,51—0,11 (0,62—0); SO_3 — до 0,22% (до 0,25%).

Средние арифметические, подсчитанные по 46 анализам дюнных песков, оказались равны: SiO_2 — 96,07%; Al_2O_3 — 1,39; Fe_2O_3 — 0,56; TiO_2 — 0,05; CaO — 0,24; MgO — 0,09; Na_2O — 0,25 и K_2O — 0,63%.

Средние количества TiO_2 и MgO при подсчете по одиночным пробам оказались заниженными по сравнению с данными средних проб, так как из-за малого содержания элемента в породе и недостаточной чувствительности химического метода значительная часть анализов попадает в класс запороговых значений.

В целом среднеарифметические по 46 одиночным пробам несколько отличаются от среднеарифметических, полученных по анализам средних проб. Вероятно, последние следует считать более представительными, так как в них участвует в два с лишним раза больше проб.

По данным спектрального анализа 59 образцов дюнных песков среднее содержание (по медиане) Ti 0,13%, а в пересчете на TiO_2 — 0,22%, что по величине близко к данным, полученным при химическом анализе средних проб. Верхняя граница нормальной концентрации Ti 0,27% (TiO_2 — 0,45%). Среднее количество Ti в дюнных песках Полесья несколько выше, чем кларк Д. Грина для песчаников (0,09%), но является низким по

сравнению со средним содержанием Ti в осадочных породах по А. П. Виноградову (0,45%).

Среднее значение Zr 0,026%, верхняя граница нормальной концентрации 0,065% и предельное значение его по результатам наших анализов 0,3%.

По данным А. П. Виноградова, среднее содержание Zr в осадочных породах 0,02%, что по величине близко к нашим результатам. Д. Грин не приводит данных о концентрации Zr в песчаниках.

Среднее количество Сг в дюнных песках Полесья составляет 0,0013% (по Д. Грину, в песчаниках 0,0063—0,002%; по А. П. Виноградову, для осадочных пород 0,016%). Крайне низкое значение Сг может быть объяснено отсутствием минералов Сг и кислыми условиями среды. Верхняя граница нормального его содержания в дюнных песках 0,0034%, предельная концентрация (0,025%) связана с сильно ожелезненными песками.

Среднее содержание (медиана), верхняя граница нормальной концентрации и предельное значение составляют: для Mn — 0,0019, 0,007 и 0,08% соответственно; V — 0,0004, 0,001 и 0,005; Cu — 0,005, 0,0013 и 0,005; Ba — 0,0024, 0,0775 и 0,08%. Среднее содержание Ni 0,0003%, предельное значение 0,001%. Верхняя граница нормального значения не вычислялась. Кларки Mn, V, Cu и Ba ниже кларков как Д. Грина, так и А. П. Виноградова. Среднее значение Ni близко к кларкам Д. Грина для песчаников — 0,0002—0,0008(?)%, но значительно ниже, чем у А. П. Виноградова для осадочных пород (0,0095%).

Результаты геохимического анализа дюнных песков Полесья были сопоставлены с данными З. А. Горелика, Э. Д. Мишаговой, Э. А. Левкова (1961) и др. Сравнения показывают, что полученные нами максимальные содержания SiO₂, Fe₂O₃ и CaO выше, чем указывается в литературе. Концентрация Al₂O₃ и щелочей в дюнных песках влажных зон может быть выше, судя по литературным данным, чем наблюдается у нас.

Среднее значение SiO₂ в наших образцах находится на грани верхнего предела, который приводится для дюнных песков. Это может указывать на то, что в пределах БССР Полесье является областью с повышенным содержанием SiO₂. Значительное участие грунтовых вод в ландшафтах Полесья приводит к тому, что здесь во многих случаях больше Fe₂O₃ и CaO, чем в других районах.

Сравнение полученных нами кларков дюнных песков с кларками Д. Грина (1959) для песчаников и А. П. Виноградова (1957) для осадочных пород (глины и сланцы) показывает, что содержание всех основных элементов, кроме Si, значительно ниже, чем отмечают указанные авторы.

Кларк Si для песков Полесья (41,41%) превосходит величины кларков Д. Грина и А. П. Виноградова (36,75 и 24,8%).

Автор исследовал форму и характер поверхности песчаных зерен моренных, аллювиальных, дюнных и озерных отложений Полесья. Подсчет велся по 300 зернам песка фракции 1,0—0,5 мм. В процессе исследований выделялись окатанные, полуокатанные и неокатанные зерна. Пески моренных отложений по облику зерен наиболее отличаются от песков других генетических типов четвертичных отложений. Они характеризуются следующими данными: число окатанных зерен в них колеблется от 10,3 до 54% (среднее содержание 31%), полуокатанных — 26,6—70,5% (среднее 44%), неокатанных зерен — 4,6—53,3% (среднее 25%). Наибольшее число неокатанных зерен отмечено в мозырской морене (близкие значения имеют пески моренных отложений из Речицы, Белановичей, Милевичей — 30—40%). Несколько отличаются моренные отложения на правобережье Припяти (Буйновичи, оз. Глинницкое) и на западе в районе Телехан — 12—19% неокатанных зерен.

Изучение песков современного руслового аллювия показывает, что содержание окатанных зерен колеблется в них от 26 до 50,4% (среднее значение 32,8%), полуокатанных — 43—60% (среднее 52,9%), неокатанных — 2—22% (среднее 14,2%).

Левые притоки Припяти Птич и Случь и правый приток р. Уборти имеют в песках руслового аллювия близкие средние значения окатанных и полуокатанных зерен (окатанных зерен соответственно в разных реках 41, 42,1 и 39,1%). Среднее содержание окатанных зерен в песках руслового аллювия Припяти 32,8%. По количеству неокатанных зерен реки различаются несколько больше (среднее значение для рр. Птичи 15,7%, Случи — 6,0, Уборти — 8,2, Припяти — 14,2%).

На отдельных реках наблюдается увеличение содержания окатанных зерен, а еще больше — уменьшение числа неокатанных зерен за счет увеличения числа полуокатанных вниз по течению. Например, для руслового аллювия р. Птичи отмечено неокатанных зерен: 22,2% на широте пос. Старые Дороги, 11% в районе несколько ниже впадения р. Орессы и 4% в устье.

Средняя окатанность песчаных зерен современных озерных отложений по всей толще осадков составляет: окатанных 45,5%, полуокатанных 44,2 и неокатанных 10,3%. Окатанность озерных песков очень сильно изменяется по разрезу. Так, в нижнем базальном горизонте донных отложений оз. Червоного, которые лежат на размытой морене, окатанных зерен 14%, полуокатанных 47 и неокатанных 39%. В верхней части разреза под современными сапропелями песок содержит 71,2% окатанных зерен, 26,5 полуокатанных и всего 2,3% неокатанных.

Характер изменения окатанности песчаных зерен в разрезе древнего аллювия был выявлен на примере Дорошевичей.

Из разреза видно, что в начале формирования вюрмского аллювия вместе с галькой было принесено большое количество

угловатых зерен. Этот период, вероятно, совпадает с формированием нижнего горизонта донных отложений оз. Червоного и отмечает эпоху сильного размыва на территории Полесья. Выше по разрезу в результате изменения характера поступающего материала или благодаря особенностям селективной транспортировки окатанность песков значительно меняется. Песок из развеянного прируслового вала (дюны) отличается очень незначительно от всей массы песка верхней части отложений.

Изучение формы зерен в дюнных отложениях Полесья, развитых на древнеаллювиальных и флювиогляциальных отложениях, показывает, что число окатанных зерен в них колеблется в пределах 25—80%, полуокатанных — 19—67, неокатанных — до 24%. Среднее число окатанных зерен составляет 48%, полуокатанных — 46, неокатанных — 6%.

В песках всех генетических типов Полесья преобладают окатанные зерна с матовой поверхностью. Вниз по реке (например, по Птичи) вся масса зерен приобретает более стеклянный блеск. Однако число окатанных зерен с хорошо выраженной блестящей «полированной» поверхностью составляет единицы на сотню окатанных зерен. Широкое распространение «матовых зерен» в покровных четвертичных отложениях (включая рисскую морену) автор связывает не с процессами золового переноса, а с глубоким и длительным выветриванием этих пород.

По мнению автора, зерна становятся матовыми главным образом в результате химических процессов (растворение SiO_2), хотя при транспортировке и происходит сталкивание зерен и некоторое изменение характера поверхности.

Среднее содержание окатанных зерен в дюнах Полесья меньше, чем по данным А. Кайе (1942) для суровой перигляциальной зоны Восточной Европы. По числу окатанных зерен, по критериям Д. Жерве (1954), песчаные аккумуляции Полесья не являются золовыми отложениями, что подтверждается и другими методами исследования. Сравнительно близкие средние содержания окатанных зерен в песках различных генетических типов говорят скорее о том, что различия, наблюдавшиеся в отдельных образцах песков, больше связаны с особенностями их селективной транспортировки. По сравнению с рисской мореной зерна других генетических типов были больше подвержены механической обработке в результате водной и золовой транспортировки, которая имела место в послерисский период.

Важным критерием условий образования и свойств осадочных пород является слоистость.

По нашим наблюдениям, в дюнно-песчаных образованиях Полесья наблюдается несколько типов слоистости: волнистая,

полого-косослоистая (наклонная слоистость), горизонтальная и др.

Как показывает изучение слоистости, в своей основной массе пески часто водного происхождения и лишь в верхней части песчаных возвышенностей они перевеяны. В перевеянных песках обычно наблюдается маловыраженная тонкая, пологая, косая или волнистая слоистость.

Разрезов с крупными клиновидными сериями, которые характеризуют эоловые отложения на побережье моря и в пустынях, нами не обнаружено.

При изучении литологических особенностей дюнно-песчаных отложений автор пришел к следующим основным выводам.

По гранулометрическому, минералогическому и химическому составу дюнно-песчаные отложения мало чем отличаются от других генетических типов песчаных аккумуляций Полесья. В них господствует фракция 0,25—0,10 *мм* при незначительном содержании глинистых частиц. Основным минералом является кварц. Второе место занимают полевые шпаты и в незначительном количестве встречаются тяжелые минералы (гранат, ильменит, циркон, амфиболы и др.).

По характеру слоистости рассматриваемые песчаные отложения, как уже было сказано, являются неперевеянными или слабо перевеянными прирусовыми валами. Перевеянный песок верхних горизонтов отличается меньшим медианным диаметром и лучше отсортирован, чем подстилающие пески. Изучение формы зерен песка показывает, что они подвергались более интенсивной механической обработке по сравнению с песчаными зернами моренных отложений. Транспортировка песка происходила главным образом в водной среде, причем большое место имела селективная транспортировка.

Судя по погребенным почвам, ортштейновым горизонтам, распределению элементов и облику кварцевых зерен, формирование песчаной толщи Полесья происходило в физико-географических условиях развития сиаллитно-глинистой коры выветривания таежно-лесной зоны.

Общие выводы автора о палеогеологических условиях образования дюнно-песчаных отложений в Полесье сводятся к следующему:

1. Дюнно-буగристый рельеф Полесья не является первичным, а наложенным вторичным. Большинство песчаных форм рельефа по своему генезису — водно-аккумулятивные образования, что подтверждается геоморфологическими и литологическими данными. Песчаный рельеф усложнен эрозией и перевеянием. Типичные эоловые формы также развиты, однако они играют здесь меньшую роль, чем им придавали до сих пор многие исследователи. Эоловые черты рельефа являются вторичными по отношению к коренному аллювиальному рельефу.

2. Образование эолового ландшафта палеогеографически связано с позднеледниковьем. Рельеф Полесья несет на себе следы трех геологических эпох: рисса, вюрма и голоцен. В рисский период территория Полесья была покрыта ледником, который сформировал основную толщу четвертичных отложений. В конце рисса и в рисс-вюрме происходили усиление эрозии и формирование речных долин. В вюрме долины Припяти и ее притоков были заполнены мощной толщей аллювиальных осадков.

В конце вюрма — голоцене имел место новый этап эрозии. Дюнно-буристые формы рельефа встречаются на разновозрастных отложениях, начиная с рисских (вдоль ложбин на рисских зандрах) и кончая голоценовой поймой. Но более широко они развиты на вюрмских аллювиальных отложениях.

Последующие геологические процессы, среди которых значительное место занимают эоловые, могут быть подразделены на поздневюрмские, древнеголоценовые, среднеголоценовые и современные.

3. В морфологии и составе эолового ландшафта отражены гидроклиматические факторы. Преобладание в дюнно-песчаных отложениях Полесья аллювиальных элементов говорит о том, что в процессе формирования рельефа Полесья не было значительных климатических изменений, могущих привести к коренному изменению ландшафтов до появления пустынь (П. А. Тутковский, 1909) и оказать существенное влияние на соотношение эоловых и аллювиальных процессов.

Дюнно-буристые формы рельефа преобразованы западными ветрами, что указывает на атмосферную циркуляцию, близкую к современной. Происходившие в течение послеледникового климатических изменения не получили значительного отражения в морфологии и составе эоловых форм. Голоценовые почвы обычно погребены под маломощным слоем эолового песка (1—2 м в наших разрезах и в классической дюне в Витове, в Польше). В то же время мы знаем, что в современных условиях на побережье Балтийского моря ветром за 40 лет был навеян слой песка в 2,5 м (В. Г. Ульст, 1957). В общем климатические изменения приводят лишь к незначительной перестройке рельефа (маломощное навевание, изменение крутизны склонов и формы ветвей уже созданных форм), а не к коренному его преобразованию. Поскольку дюнно-буристый рельеф генетически связан с аллювием (главным образом I надпойменной террасы), много сведений о палеогеографических условиях его образования дает изучение строения аллювия. Строение и мощность аллювиальных отложений первой надпойменной террасы р. Припяти свидетельствуют о том, что во время формирования данной террасы существовал нормальный поток, возможно, несколько более крупный, чем современный.

Кроме того, формирование террасы сопровождалось фуркацией и образованием многочисленных песчаных гряд, что, по-видимому, могло иметь место в условиях избыточной аккумуляции. Судя по возрасту террасы, ледник в это время был значительно удален от Полесья и не мог быть причиной этой избыточной аккумуляции.

Избыточная аккумуляция в таком случае может быть объяснена энергичным поверхностным стоком в условиях достаточного увлажнения. Возможно, усиленному поверхностному стоку содействовал слаборазвитый растительный покров, а также характер осадков. Хорошая сохранность аллювиальных черт в дюнно-буగристом рельефе объясняется быстрой консервацией песчаных отложений растительностью. Формирование террасы (бровкой) сопровождалось врезанием реки, чем объясняется большая высота прирусловых валов.

4. Дюнно-песчаные отложения генетически представлены водно-аккумулятивными образованиями, связанными с флювиогляциальными и речными потоками. Пески водно-аккумулятивных отложений были в ряде случаев перевеяны ветром.

5. Эоловые процессы усиливаются в результате неразумной хозяйственной деятельности человека. В ряде случаев из-за неразумной хозяйственной деятельности человека (вырубка лесов, естественное следствие дренажа в некоторых районах) создаются значительные участки развеиваемых песков (их суммарная площадь определяется тысячами гектаров). Иногда движение песков приводит к засыпанию посевов, отдельных участков сооружений и дорог. В настоящее время применяются различные средства борьбы с этими явлениями, начиная с разбрызгивания с самолетов отдельных химикатов, которые связывают пески и создают водозадерживающие горизонты, что благоприятствует более быстрому развитию растительности и почв, и кончая искусственными посадками (в наших условиях обычно сосны).

* * *

В табл. 35, 36, 37 приведены данные, характеризующие состав песков Полесья разного возраста и генезиса. Из них видно, что в геологическом разрезе Полесья отмечается определенная ритмичность, которая выражается в том, что континентальные процессы в неогене в результате нескольких циклов седиментации переработали морские пески палеогена в такой степени, что они стали почти мономинеральными, кварцевыми. Они характеризуются высоким средним содержанием SiO_2 .

Флювиогляциальные пески антропогена имеют в своем составе довольно высокие содержания полуторных окислов и щелочей, в чем несколько подобны морским пескам. Большая разница между ними заключается в содержаниях CaO .

Таблица 35

Химический состав разновозрастных

Генезис песка	Возраст	Вид пробы	SiO_2	Fe_2O_3
Морской бучакский ярус*	Pg bo	средняя проба из 11 образцов № 28	91,86	1,38
Морской киевский ярус	Pg kv	средняя проба из 10 образцов № 27	89,18	0,98
Морской харьковский ярус	Pg ch	средняя проба из 17 образцов № 29	86,28	2,46
Континентальный неогеновый (стекольный) песок	N	среднее из выборки	96,86	0,28
Флювиогляциальный	Q ₁	средняя проба из 6 образцов № 26	89,91	0,53
Флювиогляциальный	Q ₁	средняя проба из 29 образцов № 30	82,43	0,95
Флювиогляциальный	Q ₂	среднее из выборки	87,21	1,45
Аллювиальные II террасы Припяти	Q ₃	среднее из выборки	92,93	0,80
Аллювиальные I террасы Припяти	Q ₃	среднее из выборки	94,95	0,73
Эоловый	Q _{3—Q₄}	среднее из выборки	96,07	0,56

* Ярус — свита.

Коэффициенты отношений элементов

Генезис песка	Возраст	Вид пробы	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Морские пески, бучакский ярус	Pg bo	средняя проба № 28	32,45
Морские пески, киевский ярус	Pg kv	средняя проба № 27	18,81
Морские пески, харьковский ярус	Pg ch	средняя проба № 29	18,08
Континентальные неогеновые пески (стекольные)	N	среднее из выборки	112,6
Флювиогляциальные пески	Q ₁	средняя проба № 26	24,43
Флювиогляциальные пески	Q ₁	средняя проба № 30	13,61
Флювиогляциальные пески	Q ₂	среднее из выборки	19,25
Аллювиальные пески, II терраса Припяти	Q ₃	среднее из выборки	32,05
Аллювиальные пески, I терраса Припяти	Q ₃	среднее из выборки	47,0
Эоловые пески	Q _{3—Q₄}	среднее из выборки	69,11

песков Полесья, %

FeO	Al_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K ₂ O	CO_2	SO_3
0,58	2,83	0,22	сл.	0,82	0,38	0,15	0,93	0,22	0,20
1,05	4,74	0,31	0,03	0,55	0,51	0,15	0,75	0,31	0,05
0,58 не опр.	4,77 0,86	0,37 не опр.	0,02 не опр.	0,62 0,66	0,63 0,14	0,26 не опр.	1,57 не опр.	0,11 не опр.	0,96 нет
0,49	3,68	0,12	0,02	1,14	0,68	0,47	1,52	0,94	нет
0,59 не опр.	4,68 4,53	0,17 0,13	0,02 не опр.	3,53 1,36	0,68 0,51	0,44 0,33	1,14 0,83	3,03 не опр.	нет 0,14
то же	2,93	не опр.	то же	0,15	0,10	0,26	1,07	то же	нет
«	2,02	то же	«	0,34	0,14	0,25	0,61	«	0,13
«	1,39	0,05	«	0,24	0,09	0,25	0,63	«	0,04

Таблица 36

для разновозрастных песков Полесья

$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{GaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_2}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_2}$	ba
0,42	2,16	6,2	0,053	0,49	0,078	0,67
1,07	1,08	5,0	0,032	0,21	0,065	0,30
0,23	0,98	6,04	0,054	0,51	0,077	0,51
не опр.	4,71	не опр.	не опр.	0,32	не опр.	не опр.
0,92	1,67	3,23	0,130	0,14	0,033	0,85
0,62	5,20	2,59	0,094	0,20	0,036	1,09
не опр.	2,66	2,51	0,073	0,32	0,029	0,55
то же	1,50	4,11	0,089	0,27	не опр.	0,50
«	2,43	2,44	0,120	0,36	то же	0,59
«	2,66	2,52	0,18	0,40	0,036	0,80

Таблица 37

Химический состав 3% солянокислых вытяжек из разновозрастных песков Полесья

Генезис песка	Возраст	Вид пробы	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O титр.
Морские пески, бучакский ярус	Pg bo	средняя проба № 28	0,71	0,22	сл.	0,32	0,10	0,01	0,05	0,62
Морские пески, киевский ярус	Pg kv	средняя проба № 27	1,29	0,27	0,01	0,29	0,15	0,01	0,03	0,79
Морские пески, харьковский ярус	Pg ch	средняя проба № 29	0,66	0,22	сл.	0,26	0,14	0,02	0,02	1,34
Флювиогляциальные пески	Q ₁ fgl	средняя проба № 26	0,57	0,26	0,01	0,70	0,39	0,02	0,05	0,65
Флювиогляциальные пески	Q ₁ fgl	средняя проба № 30	0,79	0,38	нет	3,12	0,50	0,01	0,04	0,99

Таблица 38

Химический состав озерных глин голоценов в БССР, %

Пункт отбора пробы	№ обр.	Глубина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Оз. Черствяты (север БССР)	1—3	1,8—2,0	54,09	15,53	5,18	0,81	7,05	3,68	2,87	0,77
Оз. Лосвина (север БССР)	2—8	4,4—4,6	60,66	10,23	3,42	0,47	7,34	3,41	2,76	1,13
Оз. Береже (север БССР)	1—7	2,2—2,5	58,12	10,58	3,67	0,47	8,05	3,90	2,81	0,87
Оз. Мядель (север БССР)	1—4	2,6—2,8	65,66	6,92	2,25	0,27	8,13	3,52	2,21	0,71
Оз. Споровское (Полесье)	2—4	1,0—1,2	79,72	7,95	3,69	0,42	1,98	0,89	1,38	0,72
Оз. Червоное (Полесье)	1—3	1,8—2,0	60,25	8,03	2,13	0,33	8,06	1,09	не опр.	не опр.
	1—7	2,6—2,7	52,56	17,15	2,63	0,44	8,98	2,58	то же	то же
	2—4	2,9—3,1	67,73	8,82	2,62	0,34	6,36	2,80	2,41	0,55

Континентальные процессы верхнего антропогена также ведут к обогащению песков SiO_2 за счет всех остальных компонентов, что особенно хорошо видно в ряду флювиогляциальных отложений последнего оледенения на территории Полесья — древний аллювий — эоловые пески. Верхнеантропогенные пески отличаются от неогеновых прежде всего по содержанию Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Современные озерно-болотные отложения

Характерная особенность ландшафтов республики — наличие большого количества озер (до 4000). Распространены они преимущественно на севере, в меньшей мере на юге. К наиболее крупным водоемам относятся Нарочь (площадь 7904 га), Освейское (5815), Дривяты (3826), Лукомльское (3600), Выгоновское (2596), Черное (1673), Споровское (площадь 1170 га). По образованию озерные водоемы имеют различный характер (котловины моренные, запрудные, ложбинные, эрозионные, озерно-остаточные, старичные и вторичные, карстовые). В связи с условиями образования они различаются площадями акваторий, поперечными профилями, глубинами, характером берегов и слагающих их пород, распространением террас, взаимосвязью озер друг с другом и речной сетью. Все это накладывает отпечаток на гидрологический и гидрохимический режимы и состав вод и характер современных озерных осадков.

Отражением и критерием оценки внутренних лимнолого-геохимических особенностей осадконакопления является геохимическое поведение основных осадкообразующих элементов озерных отложений.

Голоценовые озерные отложения Полесья представлены минеральными, органо-минеральными и органическими осадками. Отложения минерального типа представлены глинами и песками различного гранулометрического состава. Эти осадки обычно слагают нижнюю часть донных колонок (рис. 25). По своему возрасту они соответствуют раннему и среднему голоцену (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1968). Выше в разрезе залегают сапропели разного типа. Вещественный состав озерных отложений Полесья детально исследовался А. А. Хомичем (1966). В частности, согласно его данным, наиболее широко распространенные в Полесье кремнеземистые сапропели содержат SiO_2 (61,20—82,27% зольной части), Al_2O_3 (2,5—7,8%), Fe_2O_3 (до 17,2%), CaO (2,5—11,2%), MgO (0,1—0,3%). Органо-минеральные сапропелевые илы являются в значительной степени концентраторами железа. Вверх по стратиграфическому разрезу в донных осадках отмечается увеличение содержания органической массы. Наблюдается также некоторое увеличение концентрации CaO при переходе от подстилающих

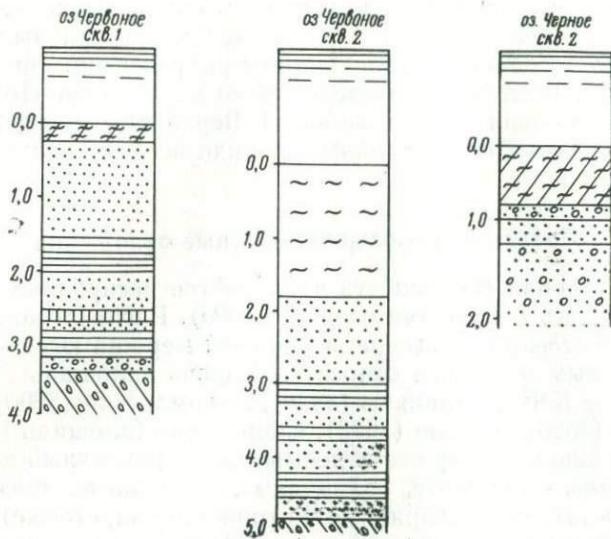


Рис. 25. Строение озерных отложений Полесья:

оз. Червоное, скв. 2: 0,0—0,4 м — лед; 0,4—1,9 м — вода; 0,0—1,8 м — сапропель темный, оливково-зеленый; 1,8—3 м — песок, серый, мелкозернистый; 3,0—3,2 м — глина, голубовато-серая, с органическими остатками; 3,2—3,6 м — песок, серый, мелкозернистый; 3,6—3,7 м — глина, голубовато-серая, пластинчато-листовая, с органическими остатками; 3,7—4,2 м — песок, серый, мелкозернистый; 4,2—4,4 м — глина, серая, плотная, пластинчатая; 4,4—4,8 м — песок, серый, мелкозернистый; 4,8—5 м — моренный сулганик с валунами; оз. Черное, скв. 2: 0,0—0,4 м — лед; 0,4—1,7 м — вода; 0,0—0,8 м — ил, черный, органо-минеральный, с отдельными раковинами (в кровле); 0,8—1,0 м — песок, серый, грубозернистый с гравием; 1,0—1,4 м — песок, серый, мелкозернистый; 1,4—2,5 м — песок, разнозернистый с гравием

озерных глин к мергелистым, которая затем вновь уменьшается в кремнеземистых сапропелях верхней части осадков. Вероятно, это явление соответствует широко распространенному на Европейской части СССР среднеголоценовому карбонатонакоплению в озерных водоемах. Некоторые сведения о составе голоценовых озерных глин, по нашим данным и данным А. А. Хомича, приведены в табл. 38. Среднее содержание основных химических компонентов в голоценовых озерных глинах Полесья следующее: SiO_2 — 65,05%, Al_2O_3 — 10,48%; Fe_2O_3 — 2,76; CaO — 6,34; MgO — 1,84; K_2O — 1,89; Na_2O — 0,63%. Они отличаются от озерно-аллювиальных глин верхнего антропогена более высоким содержанием CaO (в 2 с лишним раза) и более низким SiO_2 (65,05 и 72,90%). В озерно-аллювиальных глинах почти в два раза больше Fe_2O_3 . Концентрации Al_2O_3 близки. Те же особенности (в содержаниях SiO_2 и Fe_2O_3) отличают озерные глины от голоценовых пойменных

глин, среднее количество элементов в которых, по нашим данным, следующее (в %): SiO_2 —73,10; Fe_2O_3 —5,76; Al_2O_3 —9,74; TiO_2 —0,58; CaO —2,44; MgO —1,03; K_2O —1,42; Na_2O —0,64.

Заболоченные территории занимают около четверти всей площади республики. Особенно широко они представлены в Полесье. Наибольшее распространение имеют низинные (80% всех болот), меньшее — верховые и минимальное — переходные (6%). Низинные болота встречаются преимущественно в долинах рек (особенно Припяти, Немана, низовьях Днепра), верховые — на водораздельных пространствах. Выделяемые типы болот имеют свои особенности формирования гидрохимического режима вод, специфические ассоциации растений-торфообразователей и различия в преобразовании органического вещества и болотном минералообразовании.

Будучи взаимосвязанными с различными элементами ландшафтов, особенности болотной среды оказывают в ряде случаев существенное влияние на распределение и миграцию элементов в речных водах, органическом веществе, обусловливая специфические геохимические черты поверхностных вод, аллювиальных осадков и почв отдельных территорий.

В раннем голоцене происходит формирование преимущественно низинных и переходных торфяников. В предбореальное время с образования пушицевого, сосново-пушицевого фускума и медиум-торфа начинается непрерывное накопление верховых торфов и возникают первые олиготрофные торфяники.

В среднем голоцене в связи с поднятием уровня грунтовых вод большие площади начинают занимать ольшаники. Многие озера переходят в эвтрофную стадию развития и застают, превращаясь в торфяники. В целом усиливается заболачивание территории, продолжается развитие низинных, переходных и верховых торфяников.

В суб boreальный период в связи с более засушливым климатом (усиление засушливости лета) и понижениями зеркала грунтовых вод происходит образование пограничных горизонтов. В верховых торфяниках пограничный горизонт представлен слоями сосново-пушицевого, пушицевого и пушицево-сфагнового торфа высокой степени разложения, нередко с пнями и целыми стволами деревьев.

В позднем голоцене (субатлантический период) происходят увеличение влажности климата, связанное с этим повышение уровня грунтовых вод, усиление процессов заболачивания, ускоренный переход торфяников в олиготрофную стадию развития.

Развитие торфяника часто связывают с основными морфологическими элементами рельефа. Простейшим подразделением является выделение трех групп торфяников: пойменной, котловинной и водораздельной.

Пойменные торфяники развиваются в условиях активного привноса взвешенного и растворенного минерального вещества и всегда относятся к низинному типу.

Существенный источник минерального вещества пойменных торфяников — иловые осадки паводковых вод. К пойменным примыкают торфяники террас, на ранних стадиях формирования которых имело место активное влияние аллювиальных процессов, плоскостного смыва и грунтового подтока. Котловинный тип характеризуется тем, что в основании обычно залегают озерные осадки (сапропели), выше по разрезу в зависимости от степени развития торфяника формируются те или иные виды верхового или низинного торфа. Котловинные торфяники обычно локализуются в полузамкнутых или замкнутых впадинах и являются следующей за озерной стадией развития местного ландшафта.

Водораздельные торфяники связаны с мелкими плоскими понижениями и наиболее изолированы от влияния окружающих пород. В них развиваются обычно верховые типы торфа. Указанные выше типы торфяников отличаются распределением зольности и ряда химических элементов по площади торфяника. Для пойменного торфяника в общем виде можно говорить о двух полосах повышенной зольности торфа: прирусовой и притеrrасовой. В прирусовой полосе часто наблюдается повышение зольности за счет терригенной взвеси силикатного и алюмосиликатного состава, в притеrrасовой — за счет таких гидрогенных элементов, как железо и кальций. Для котловинного типа распределение зольности близко к концентрическому.

В верховых выпуклых торфяниках наблюдается весьма равномерное распределение минеральных компонентов по площади, за исключением более высокозольной краевой части.

По мере развития в торфяниках накапливаются различные типы торфа. Например, схема развития восточного участка торфяного массива Буровское в окрестностях Червоного озера имеет следующий вид (А. П. Пидопличко, 1961): гипновый, гипновый с вахтой, осоковый, тростниковый, тростниково-осоковый, шейхцериево-осоковый, древесно-осоковый.

Для озерно-болотного массива Ельня (Мирский район Витебской области) характерна другая схема развития: озерные глины, сапропель, осоково-гипновый торф, сфагновый, низинный, древесный переходный, сосново-пушицевый, пушице-во-сфагновый, шейхцериево-верховой, фускум-торф. Отдельные виды торфа характеризуются различными содержаниями химических элементов. Древесные виды выделяются повышенным содержанием минеральных компонентов, связанных с более активным привносом минерального вещества и более высокой степенью разложения исходного материала. Наиболее

выражена связь химического состава с растениями-торфообразователями у сфагнового торфа, который почти не отличается по составу минеральных компонентов от живого мха.

На состав других видов оказывают значительное влияние вторичные процессы минерализации (железистые, карбонатные и фосфатные новообразования), а также привнос терригеновой смеси.

На примере целого ряда наблюдений были выявлены некоторые особенности химического состава торфов в разрезах.

Прежде всего в низинных торфяниках отмечается нижний и верхний горизонты относительной концентрации элементов, что хорошо увязывается с изменением по разрезу величины зольности. Такая связь указывает также на общность источников макро- и микроэлементов. Концентрация Mn, Cu и Zn в верхнем горизонте может быть связана с удержанием элементов отдельными растениями-торфообразователями.

Учитывая неоднородность строения торфяной залежи с точки зрения видового состава растений-торфообразователей и геохимических процессов минерализации, В. А. Ковалев (1968) подразделяет их на три горизонта: верхний мощностью в среднем около 50 см, включающий слаборазложившийся торф; средний, охватывающий основную массу торфа, и нижний, непосредственно прилегающий к подстилающей породе. Наблюдается тенденция к более высокому содержанию Fe и в связи с ним фосфора в верхних частях торфяных залежей, что связано с совокупным воздействием микроорганизмов и кислорода воздуха при разрушении органо-минеральных смесей.

Некоторое увеличение содержания серы к основанию объясняется, по-видимому, процессами анаэробиозиса с образованием дисперсных сульфидов и более высокими концентрациями органической серы в сапропелевых осадках. Распределение в разрезе кальция, содержание которого уменьшается в верхнем горизонте, является ярким показателем ухудшения условий питания растений в торфяниках по мере нарастания массы залежи. То же характерно и для распределения Na_2O и MgO по горизонтам. Элементы SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 в меньшей мере связаны с жизнедеятельностью растений и распределяются по разрезу в соответствии с общей зольностью торфа.

Кальций является также основным нейтрализующим кислотность торфов компонентом. Снижение его содержания приводит к понижению pH и возникновению кислой среды. По величине pH лейменные и котловинные низинные торфяники отличаются мало. От них резко отличаются более кислые верховые торфы, в которых кислотность растет вверх по разрезу.

В значительной степени с pH связано распределение Fe.

Изучение процессов гидролизации и химического разложения торфов в Институте торфа Академии наук БССР (Е. В. Раковский с сотрудниками) показало, что образование лигнина и гуминовых кислот происходит одновременно, а не последовательно, как думали раньше,— от лигнина к гуминовым кислотам и далее к углям. Продукты термического распада лигнина содержат двухатомные и трехатомные фенолы, а гуминовые кислоты дают в основном одноатомные фенолы. Мономеры лигнина являются ди- и триоксипроизводными, мономеры гуминовых кислот содержат максимум одну кислую гидроксильную группу на мономер.

Изучение состава погребенных торфов показывает, что их химический состав внешне мало отличается от состава современных торфов. Погребенные торфы, в том числе и межледниковые, содержат гомицеллюзозу и целлюзозу. Количество гуминовых кислот в них, как правило, незначительно превышает содержание гуминовых кислот в современных торфах. Встречаются, однако, погребенные торфы, которые резко отличаются от современных большим количеством (до 40%) негидролизуемого остатка — торфяного лигнина, что характерно для низких стадий углефикации бурых и нерастворимой части каменных углей.

Характерной особенностью болот Полесья является высокое содержание железа, марганца, меди, а также некоторых микроэлементов, связанных с железом. Паводки способствуют повышению зольности некоторых торфяников Полесья, в результате чего они обогащаются титаном, хромом, никелем.

Другие геохимические провинции БССР, согласно В. А. Ковалеву, имеют свои особенности. Нарочано-Вилейская низменность, район наиболее интенсивного карбонатонакопления в голоцене, характеризуется повышенным содержанием марганца (наиболее высоко оно для Mn в торфах БССР) и меди в сочетании с высокой ожелезненностью пойменных торфяников. Второй район интенсивного голоценового карбонатонакопления — Оршано-Могилевское лесовое плато — характеризуется распространением небольших территориально разбросанных торфяников, в которых наблюдается повышенное содержание кобальта и пониженное меди.

Полоцкая низина — область вюрмского оледенения, где широко распространены озерно-ледниковые водоемы, характеризуется слабым дренажем грунтовых вод, что ограничивает привнос в торфяники достаточного количества минеральных веществ и приводит к развитию растительных ассоциаций олиготрофного типа уже на начальных стадиях развития болот. Эта область характеризуется пониженным содержанием всех микроэлементов. Следует отметить, что более свежий и расчлененный моренный рельеф севера БССР приводит к более ши-

рому развитию делювиальных процессов. Вместе с терригенной взвесью в торфяниках накапливаются такие элементы, как титан, никель, хром и др.

Центрально-Березинская равнина представляет собой переходную область от северных районов к Полесью. Характеризуется активным выносом железа в долины рек, образованием многочисленных месторождений болотных руд и накоплением вивианитов. Содержания некоторых микроэлементов по указанным районам сведены в табл. 39.

Таблица 39

**Среднее содержание некоторых микроэлементов в низинных торфяниках различных районов Белоруссии
($n \cdot 10^3 \%$ на сухой вес) (по В. А. Ковалеву, 1968)**

Район	Ti	Mn	Cu	Cr	Ni	Ba	Примечание
Полоцкая озерно-ледниковая низина и примыкающие к ней моренные и водноледниковые равнины	9,6	12,1	0,7	0,7	0,4	38,0	—
Нарочано-Вилейская водноледниковая, частично озерно-ледниковая и моренная равнины	11,8	39,2	1,4	0,5	0,4	73,1	Местами значительное ожелезнение в ассоциации с вивианитом. Содержание марганца до 0,3%
Центрально-Березинская водноледниковая равнина	68,3	16,3	1,1	2,3	1,0	49,2	Широко развиты болотные железные руды и вивианиты
Неманская водноледниковая и моренная равнины	56,1	11,5	0,8	2,8	1,1	88,9	—
Оршано-Могилевская равнина на лессовидных породах	20,9	11,9	0,4	0,7	0,6	47,2	В некоторых разрезах содержание Со до $0,5 \cdot 10^{-3}$
Белорусское Полесье	33,8	32,5	1,0	0,9	0,7	59,3	Встречаются болотные железные руды

Для изучения палеогеохимических особенностей озерно-болотных осадков верхнего плейстоцена нами был выбран разрез, который хорошо изучен и может служить как стратотипический для Русской равнины, а именно Половецко-Купанский болотный массив *. Были собраны материалы также по озерно-болотным осадкам рисс-вюрма на территории Полесья.

Половецко-Купанский болотный массив расположен в Ярославской области и занимает обширную депрессию (около

* В наше распоряжение были любезно предоставлены М. И. Нейштадтом и Н. А. Хотинским образцы из двух скважин (92 и 92-А), заложенных на Половецко-Купанском массиве (за что автор выражает свою благодарность).

50 км²) на водоразделе рр. Нерль-Волжская и Нерль-Клязменская. Согласно работам К. К. Маркова, Г. И. Лазукова, В. А. Николаева (1965), эта территория расположена во фронтальной зоне московского ледника. В вюрме она находилась в перигляциальной зоне, максимальная граница распространения вюрмского ледника проходила примерно в 200 км к северу-западу от нее. По удаленности от вюрмского ледника эта территория аналогична Полесью.

В настоящее время имеются детальные стратиграфические исследования этого района, выполненные на основе спорово-пыльцевого анализа и определения абсолютного возраста по C₁₄ (Хотинский Н. А., 1964). Обе скважины стратиграфически дополняют друг друга и охватывают значительную часть верхнего антропогена в период от рисс-вюрма до настоящего времени.

Химические анализы образцов выполнены в Лаборатории геохимических проблем АН БССР.

Изучение образцов скв. 92 (рис. 26) показало, что на месте Половецко-Купанского болотного массива в верхнем плейстоцене дважды были озерные водоемы. О существовании первого из них говорят отложения малозольных черных сапропелей, залегающих в основании разреза 92 на глубинах 18,8—20 м. Примерно к середине рисс-вюрма озеро перестало существовать и озерные отложения оказались перекрытыми довольно мощным (3,9 м) горизонтом торфа. В вюрме озеро претерпело второе рождение. В ходе озерного седиментогенеза здесь накапливались чередующиеся в разрезе оливково-зеленые и темно-зеленые кремнистые сапропели. В конце вюрма — начале голоцене, вероятно, из-за условий сухого климата и активизации процессов поступления терригенного материала озеро начинает интенсивно заноситься и мелеть. Содержание органического вещества в осадках значительно сокращается, одновременно растет доля песчано-галечного материала в верхнем горизонте озерных отложений. В позднеледниковом периоде — голоцене озерное осадкообразование окончательно уступает место болотному и на месте бывшего водоема начинают накапливаться отложения торфа различного состава. Таким образом, несмотря на два возможных перерыва в осадконакоплении (на глубине 6,5 и 15 м на контакте сапропелей с подстилающими и перекрывающими их торфами), в скв. 92 отражена значительная часть верхнего плейстоцена и голоцена.

Скв. 92-А (рис. 26) заложена на южной окраине торфяника на участке, приуроченном к котловине второго порядка (местное название южного участка Половецко-Купанского болотного массива Мелехово). Согласно данным Н. А. Хотинского, эта небольшая котловина развивалась более или менее изолированно. Стратиграфически она охватывает период примерно

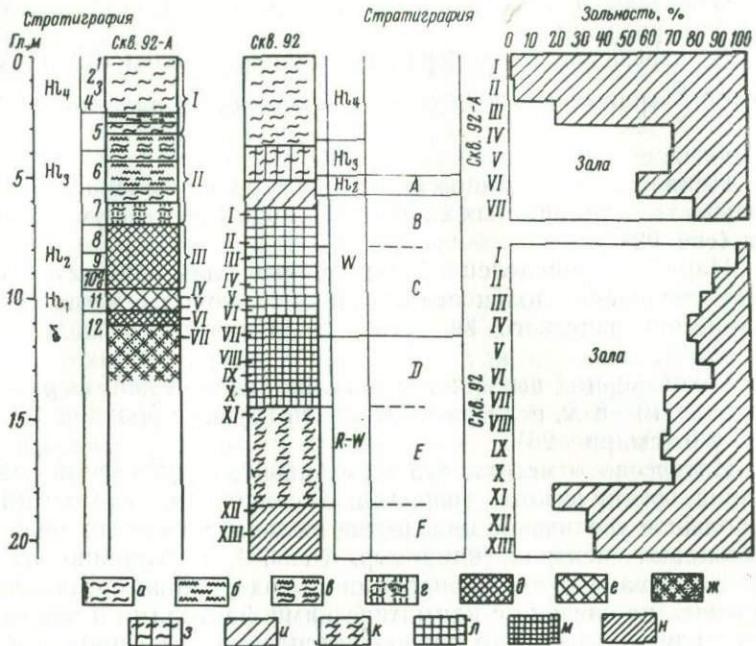


Рис. 26. Разрезы озерно-болотных осадков (скв. 92 и 92-А) и вариация зольности в них:

а—комплексный верховой торф, б—медиум-торф, в—сфагново-пушицевый торф, г—шайхцернево-глинистый торф, д—темно-серый сапропель, е—светло-серый сапропель, ж—песок с сапропелем, з—сфагновый торф, и—тростниковый торф, к—гинново-сфагновый торф, л—светлый оливково-зеленый сапропель, м—темный оливково-зеленый сапропель, н—черный сапропель; А—бореальный период, В—фаза березовых лесов с элементами тундры и степи; С—фаза лесотундры, D—фаза березово-сосняковых лесов с элементами широколиственных лесов, Е—фаза ольхи и орешника и смешанных широколиственных лесов, F—климатический оптимум (I—12—обозначения пыльцевых зон голоцене по Нейштадту; I—XIII образцы)

от аллера до верхнего голоцена. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 92-А (Мелехово) хорошо увязывается с диаграммой озерных отложений недалеко расположенного оз. Сомино, для которых производились определения абсолютного возраста по C_{14} (А. П. Виноградовым и др.).

Как показывают химические анализы (рис. 26), образцы значительно отличаются по зольности (озоление образцов проводилось при 500°). Мы встречаем здесь органические (торфы), органо-минеральные (сапропели) и минеральные (пески с примесью органического вещества) осадки. Величина зольности в осадках двух скважин колеблется от 1,63 до 95,85 %. Средняя величина зольности осадков в разрезе скв. 92, который охватывает часть рисс-вюрма и вюрм, 65,64 %, а скв. 92-А (период от аллера до верхнего голоцена) значительно ниже и составляет 41,82 %.

Отмечаются также значительные различия в вариации зольности в разрезах.

В разрезе скв. 92 коэффициент вариации зольности ($C.V.=\frac{\sigma}{X}$) равняется 36,26%, в то время как в разрезе 92-А — 79,63%.

Привлекают внимание особенности распределения величин зольности в кремнистых сапропелях конца рисс-вюрма — вюрма (скв. 92).

Наряду с определенной направленностью процесса в сторону увеличения зольности отмечаются периоды, когда содержание органического вещества увеличивалось в осадках на 10—20%.

Такой период выявляется в толще сапропелей вюрма на глубине 10—8 м, если рассматривать группу образцов 1, 2, 3, 4, 5 и 6 (см. рис. 26).

Интересно отметить, что этому периоду увеличения содержания органического вещества в сапропелях соответствует небольшое увеличение количества пыльцы древесных пород на пыльцевых спектрах (например, в скв. 92 на глубине 9,2 м). Это указывает на то, что вариация в содержании органического вещества связана с климатическими факторами и что здесь имел влияние какой-то период потепления, а не просто местное изменение гидродинамических или гидробиологических условий осадкообразования.

Однако несколько противоречив следующий факт: на глубине 9,3 м образец 4 с наибольшим содержанием органического вещества попадает на спорово-пыльцевой диаграмме в максимум березки карликовой (*Betula papa*), пик которой указывает на похолодание. Вместе с тем потепление хорошо проявляется в спектрах следующего лежащего выше слоя (глубина примерно 8,5 м).

Вероятно, кратковременные потепления в вюрме не могли вызвать сразу резкого изменения в составе растительности ввиду того, что для расселения новых видов требуется значительное время. Возможно, первоначально небольшое потепление могло совпасть с кульминацией произрастающих видов (например, *Betula papa*). И только на более позднем этапе этого потепления, которое зафиксировано примерно в двухметровой толще осадков, произошло изменение видового состава растительного покрова, отмечаемое на спорово-пыльцевой диаграмме на глубине 8,5 м.

Кроме того, такие особенности климата, как большая континентальность и неравномерное выпадение осадков, могли тормозить развитие растительности. Однако в водоемах, которые прогревались, климатические потепления регистрировались в донных осадках более четко.

Все это указывает на то, что палеогеохимические исследования совместно с другими видами анализов могут играть большую роль в изучении климатических колебаний и стратиграфии верхнего плейстоцена, которые, как указывается в работе (К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев, 1965), не всегда могут быть достаточно хорошо выделены на основе спорово-пыльцевых анализов. По зольности кремнистые сапропели аллера (54,14%) в скв. 92-А незначительно отличаются от современных кремнистых сапропелей в озерах БССР (средняя зольность около 50%).

В процессе исследований автор делал попытки скоррелировать осадки на глубине 7—9 м в скв. 92 с отложениями аллера и верхнего дриаса в скв. 92-А. Судя по данным спорово-пыльцевых диаграмм, такая возможность не исключалась. Однако, согласно личному сообщению Н. А. Хотинского, предварительные результаты определения абсолютного возраста, выполненные А. Л. Дервицем, показали, что возраст сапропелей с глубины 8,5—9,3 м (скв. 92) вышел за пределы возможности радиоуглеродного метода определения возраста и оказался равным более 30—35 тыс. лет. Если последующие анализы подтвердят этот возраст, то исключается возможность корреляции выявленного потепления с аллередом. Следовательно, нами обнаружены следы какого-то более древнего климатического изменения.

Проведенные геохимические исследования позволили раскрыть некоторые особенности осадконакопления в отложениях двух разрезов.

Химические анализы образцов были пересчитаны как на золу (табл. 40), так и на породу в целом. Расчеты на золу позволяют судить об изменении минеральной части осадков, однако некоторые их изменения в характере осадконакопления лучше выявляются при пересчете анализов на породу в целом.

Были рассчитаны средние содержания элементов в образцах каждой скважины и средние квадратические отклонения содержаний этих элементов: по ним вычислялись коэффициенты вариации. Достоверность в различии средних содержаний и дисперсий оценивалась по t - и F -критериям. Эти данные приведены в табл. 40. Наблюдается большое колебание пределов концентраций элементов по стратиграфическому разрезу: количество SiO_2 в золе колеблется от 35,09% в торфах среднего голоцена до 88,19% в позднеледниковом песке с органическим веществом, а Al_2O_3 — от 4,58% в позднеледниковом песке с органическим веществом до 20,32% в позднеголоценовом верхнем торфе.

В золе торфов среднего голоцена отмечаются максимальные содержания CaO (17,66%) и MgO (5,05%).

Таблица 40

Химический состав золы озерно-болотных

Порода	Зольность	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Скв. 92-А					
Торф Hl ₄	1,63	41,81	20,32	6,79	1,17
Торф Hl ₃	1,80	35,09	18,47	7,83	0,93
Темно-серый сапропель Hl ₂	19,21	50,71	12,52	19,94	0,73
Светло-серый сапропель Hl ₁	69,64	68,40	14,33	6,84	0,89
Hl ₁	67,96	63,21	13,90	8,60	0,87
Темно-серый сапропель Hl ₁	51,14	62,71	12,93	10,19	0,79
Песок с сапропелем W	78,37	88,19	4,58	1,75	0,25
Скв. 92					
Минеральный субстрат с галькой и органическим дегритом	95,90	84,04	4,86	2,14	0,03
	86,21	66,42	16,23	4,63	0,06
Светлый оливково-зеленый сапропель W	80,36	70,07	17,99	4,74	0,08
	75,56	69,32	16,49	5,49	0,75
	80,25	70,38	17,97	5,49	0,26
	85,98	72,70	15,51	4,76	0,72
	68,11	72,72	11,30	5,84	0,05
Темный оливково-зеленый сапропель W	64,57	72,49	13,62	4,87	0,64
	63,65	70,14	15,41	7,67	0,48
	66,80	70,46	15,81	5,44	0,70
	17,54	51,26	13,35	12,19	0,62
	32,82	37,27	19,14	24,18	0,42
Черный сапропель R-W	36,69	44,60	17,77	22,93	0,23

Статистические показатели

\bar{X} , скв. 92-А	41,80	58,59	13,86	8,85	0,80
\bar{X} , скв. 92	65,64	65,53	15,03	8,49	0,39
\bar{X} , общ.	57,30	63,10	14,62	8,62	0,53
σ , скв. 92-А	33,30	17,85	5,03	5,55	0,28
σ , скв. 92	23,80	12,5	3,75	7,06	0,28
σ , общ.	28,56	47,3	4,16	6,43	0,34
C. V., скв. 92-А	79,63	30,00	36,30	62,70	35,00
C. V., скв. 92	36,26	19,00	25,00	83,20	71,80
C. V., общ.	49,84	75,00	28,50	74,60	64,20

Содержания Fe₂O₃ в черных сапропелях рисс-вюрма достигают 24,18%. Кроме того, наблюдаются высокие величины Fe₂O₃ в сапропелях бореального периода и аллера. Концентрация TiO₂ в зольном остатке колеблется от 0,03 до 1,17%. Железо и кальций, входящий в состав карбонатов, являются в значительной степени элементами теплых эпох, так как их миграции содействует развитию органики.

Увеличение отношения CaO/MgO,— вероятно, в некоторой степени признак происходящей миграции CaO. Наибольшая величина этого отношения (5,14) отмечается в торфе рисс-вюрма. Увеличивается оно также в сапропелях бореаль-

отложений Половецко-Купанского массива

CaO	MgO	Na ₂ O+K ₂ O	CaO/MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	TiO ₂ /Al ₂ O ₃
12,38	3,65	13,88	3,39	2,06	0,0576
17,66	5,05	14,97	3,50	1,91	0,0504
6,39	1,43	8,28	4,47	4,05	0,0583
2,10	1,76	5,67	1,19	4,76	0,0621
5,23	2,00	6,19	2,62	4,54	0,0626
5,52	2,04	5,47	2,70	4,85	0,0611
1,39	0,44	3,40	3,16	19,30	0,0546
1,56	1,33	6,04	1,17	17,24	0,0062
1,91	1,48	9,15	1,29	4,08	0,0037
1,54	1,63	4,27	0,94	3,89	0,0044
1,77	1,69	4,27	1,05	4,13	0,0455
2,40	1,55	1,56	1,55	3,91	0,0145
1,18	1,45	3,35	0,81	4,61	0,0464
4,28	1,58	3,37	2,71	6,45	0,0044
2,38	1,68	3,53	1,42	5,24	0,0470
3,61	1,83	0,03	1,97	5,49	0,0311
2,23	1,92	2,71	1,16	4,67	0,0443
11,13	2,17	4,06	5,14	3,85	0,0464
7,29	2,12	4,10	3,44	1,93	0,0219
8,02	2,16	0,00	3,72	2,47	0,0129

Статистические показатели

7,24	2,34	8,27	3,00	5,92	0,0581
3,77	1,74	3,57	2,03	5,23	0,0253
4,99	1,95	5,22	2,37	5,47	0,0368
5,83	1,53	4,40	1,01	6,01	0,0044
3,49	0,275	2,40	1,415	3,79	0,0186
4,43	0,937	3,89	1,29	4,54	0,0220
80,50	65,40	53,20	33,70	101,52	7,57
92,60	15,80	67,20	69,70	72,47	73,50
98,70	48,10	74,50	54,40	83,00	59,80

ного периода (4,47). Наиболее низкие значения отношения CaO/MgO в сапропелях вюрма, причем в периоде выделенного в разрезе скв. 92 потепления оно несколько увеличивалось. Отношение TiO₂/Al₂O₃ изменяется от 1,93 до 19,30. Увеличение его наблюдается в случаях, когда в осадках начинает преобладать минеральная составляющая. Это отмечается в верхней части отложений вюрма (скв. 92) и песке с примесью органического вещества из скв. 92-А. Небольшое увеличение отношения SiO₂/Al₂O₃ отмечено в кремнистых сапропелях вюрма (скв. 92) в образце 7, который в стратиграфической колонке находится на границе фазы березово-сосновых лесов и лесо-

тундры. Отношение TiO_2/Al_2O_3 дает возможность судить об однородности минеральной части осадков.

Геохимическое изучение донных осадков озер и болотных массивов, существующих с рисс-вюром до наших дней, позволяет выявить климатические изменения, недостаточно выраженные в смене растительности, которые поэтому не могут быть в полной мере изучены только при спорово-пыльцевых анализах.

Колебания климата фиксируются в вариациях содержаний зольности и ряда химических компонентов. Химический состав зольной части осадков рисс-вюром варьирует больше, чем позднеледниковая и голоцен, когда минеральная часть осадков остается более постоянной по составу. Однако потепление и бурное развитие органики в голоцене, обмеление озера и превращение его в болото сопровождаются большим разнообразием геохимических обстановок.

Изучение геохимических особенностей озерно-болотных отложений голоцена и верхнего антропогена показывает следующее.

Эти отложения характеризуются значительным разнообразием типов осадков, что связано с различными видами озерных котловин, особенностями их гидродинамического режима и изменяющейся физико-географической обстановкой антропогена.

Значительный интерес для палеогеохимических исследований представляют собой озерно-болотные водоемы, существовавшие в течение длительного времени и зафиксировавшие в своих осадках смену гидроклиматических и биологических режимов.

Такие элементы, как Ca, Na, Mg, Mn, Cu, Zn и др., в значительной степени связаны с жизнедеятельностью растений и органическим веществом. Содержание таких компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 и ряд других, больше связано с зольностью осадков. Вместе с тем Ca и Fe являются весьма чувствительными индикаторами физико-химических условий среды.

При анализе вещественного состава озерно-болотных отложений антропогена Полесья наблюдается высокая карбонатность осадков древних межледниковых, на что обращают внимание многие авторы. Древние (миндель-рисс) озерные водоемы характеризуются также высоким содержанием глинистых осадков, что может указывать на значительное участие терригенного материала.

По имеющимся данным, отложения рисс-вюрма характеризуются высокой концентрацией железа, в них отмечается несколько кульминаций в содержании органического вещества и карбонатов.

Озерные отложения голоценя Полесья характеризуются преимущественно органогенным накоплением.

По химическому составу органического вещества погребенные торфяники в целом незначительно отличаются от современных. Однако у некоторых из них большое количество (до 40%) негидролизуемого остатка (торфяного лигнина), что характерно для низких стадий углефикации бурых углей.

ОБЩАЯ ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Нам осталось закончить эту главу общей характеристикой палеогеохимических особенностей четвертичного литогенеза Полесья, показать его специфику в сопоставлении с другими районами Белоруссии, учитывая их литофациальные и геохимические различия.

Основные типы литогенеза мы будем различать: а) по литофациальному режиму осадконакопления и б) по геохимическим типам остаточных и подвижных продуктов выветривания.

В первом случае представителями литогенеза являются осадки отдельных генетических типов и фаций: моренные, флювиогляциальные, аллювиальные, озерные и другие, обязанные своим накоплением деятельности ледниковых, водноледниковых и других факторов и общему палеогеографическому режиму среды их накопления. Представители второго типа литогенеза — геохимические продукты формируются в процессе выветривания и геохимической дифференциации вещества в ходе осадконакопления и дальнейшего литогенеза. В итоге в зависимости от особенностей среды литогенеза и поведения химических элементов в гипергенно-осадочном цикле образуются остаточные, или аккумулятивные, продукты, геохимические особенности которых определяются составом типоморфных элементов (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Cl и др.). Последние в форме сиаллитов, аллитов, карбонатов, ферритов и других минеральных и органо-минеральных соединений участвуют в составе коры выветривания и почв и накладывают специфический отпечаток на характер литогенеза и ландшафтов (подробнее см. К. И. Лукашев и В. К. Лукашев, 1967).

Литофациальные типы литогенеза

В четвертичной толще Полесья, как и во многих других случаях, можно выделить три основных комплекса осадконакопления, представляющих различные типы палеолитогенеза: 1) ледниковый, 2) перигляциальный и 3) межледниковый. Мы их называем литофациальными типами литогенеза.

Каждый из названных типов литогенеза характеризуется определенными палеогеографическими чертами осадконакопления и парагенетическими фациальными особенностями в зависимости не только от участия в литогенезе многих факторов, но и доминирующего значения некоторых из них.

К числу определяющих факторов относятся: а) способы накопления и источники поступления материала (принесенные, местные); б) первичная степень их литогеохимического состояния (остаточные, вторичные, трудно или легко растворимые и др.); в) длительность и устойчивость палеогеографических условий, в которых протекали процессы литогенеза и др.

Ледниковый тип литогенеза представлен тремя литофациальными комплексами отложений: моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми. Характеризуется накоплением грубо- и тонкообломочных продуктов выветривания, преобладанием механических процессов сноса и седimentации над другими (химическим и биогеохимическим). В этих условиях литогенеза до минимума сведена геохимическая активность органического вещества. По сравнению с моренными флювиогляциальными отложения в большей мере обогащены SiO_2 ; вместе с тем в них ниже содержание других химических компонентов. Озерно-ледниковые отложения (ленточные глины), как правило, содержат в 2 раза больше Al_2O_3 , чем моренные. По нашим данным, в озерно-ледниковых осадках накапливается примерно столько же Fe_2O_3 , т. е. в 2,45 раза больше, чем в моренах, CaO в 1,45 раза больше, MgO и щелочей также в 2 раза больше.

Перигляциальный тип литогенеза представлен главным образом лессовыми, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. По сравнению с ледниковым типом литогенеза характеризуется более активными процессами выветривания. Перенос минерального 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 переотложение делювиальными, солифлюкционными и эрозионными процессами. По сравнению с моренами лессовые осадки несколько обогащены SiO_2 , Fe_2O_3 . В то же время содержание CaO и MgO в них меньше примерно в 2 раза, чем в моренах. Последнее объясняется тем, что белорусские морены большей частью карбонатные; они обогащены обломками меловых пород.

Аллювиальные и эоловые отложения максимально обогащены SiO_2 при резком уменьшении всех остальных компонентов. Озерно-аллювиальные аккумуляции накапливают Al_2O_3 .

и Fe_2O_3 при близком к моренным содержании всех остальных компонентов.

Межледниковый тип литогенеза представлен в БССР в основном озерно-болотными и аллювиальными отложениями. Другие лиофации мало изучены. По сравнению с моренными отложениями, которые являлись главным материнским субстратом для накопления озерных и аллювиальных осадков, последние в заметных количествах содержат CaO и MgO , в ряде случаев Fe_2O_3 . В процессах литогенеза крупную роль играет органическое вещество.

Приведем некоторые материалы, характеризующие литохимическую специфику отдельных генетических типов отложений (табл. 41 и 42).

Установлено, что лиофациональные условия аккумуляции материала в Белорусском Поозерье (область распространения вюромского ледника), на Минско-Оршанской возвышенности (область распространения моренных гряд рисского ледника и лессового плаща), а также в Полесье (область распространения моренных и флювиогляциальных отложений рисского оледенения) резко различаются между собой. Сопоставление основных химических компонентов, характерных для отдельных генетических типов отложений, указанных районов показывает, что морены вюрма характеризуются несколько большими величинами средних содержаний Al_2O_3 , CaO и MgO , в то время как в области распространения рисского оледенения они отличаются более высокой концентрацией SiO_2 .

Мы обнаружили, что особенности литогенеза наиболее полно раскрываются через выявление взаимосвязи между отдельными генетическими типами отложений. Из предположения (во многом, по нашему мнению, достоверного), что морены во многих случаях являлись исходными для образования осадков других генетических типов, их среднее содержание было принято за единицу. От деления среднего содержания элементов в осадках отдельных генетических типов на среднее содержание в морене мы получили их относительную концентрацию в областях распространения миндельского, рисского и вюромского ледников.

Анализ полученных данных показывает, что, хотя по средним содержаниям элементов осадки сравнительно мало различаются между собой, некоторые закономерности все же наблюдаются. Например, повышенные содержания CaO характерны для областей вюромского ледника (северная часть БССР) и западной части БССР, где широким распространением пользуются дочетвертичные карбонатные породы.

Флювиогляциальные отложения разных эпох оледенения по своим характеристикам мало различаются между собой, хотя несколько обеднены Al_2O_3 по отношению к морене флювиогля-

Химический состав отложений разных генетических типов, %

Таблица 41

Район	Возраст	Генетический тип отложений	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Полесье	M	моренный	76,68	8,97	2,08	4,92	2,01	0,48	2,33
	M	флювиогляциальный	86,17	4,18	1,28	2,34	0,68	0,48	1,33
	M	озерный (холодный период)	74,21	4,22	1,37	9,23	0,68	0,34	1,28
	M—R	озерный (теплый период)	81,81	6,15	1,62	2,73	0,89	0,57	1,64
ПНР	M	моренный	65,19	7,76	2,70	8,80	2,36	0,70	2,04
	M	озерно-ледниковый	50,31	11,05	4,26	12,25	3,03	0,69	2,31
Полесье	R	моренный	79,14	7,68	2,16	2,94	1,49	0,66	2,03
	R	флювиогляциальный	87,21	4,53	1,45	1,36	0,51	0,33	0,83
	R	озерно-ледниковый	61,25	17,35	5,30	3,32	1,57	»	»
	R	лессы	83,98	7,30	2,21	1,20	0,61	1,11	2,20
	R—W	озерные сапропели	77,5	12,05	4,6	1,14	0,83	1,16	2,07
	R—W, W	озерно-аллювиальный	72,9	10,4	6,7	2,76	1,49	0,60	1,80
	W	аллювий II террасы	93,93	2,93	0,80	0,15	0,10	0,26	1,07
	W	аллювий I террасы	94,95	2,02	0,73	0,34	0,14	0,25	0,61
	Hl	аллювий (пойма)	90,66	2,41	1,20	0,43	0,54	0,33	0,71
Север БССР	W	моренный	14,35	2,80	2,51	4,45	0,54	0,26	0,32
	W	флювиогляциальный	89,47	4,84	1,13	0,90	0,50	0,54	1,50
	W	озерно-ледниковый	55,85	18,03	6,68	4,45	2,45	—	—
	Hl	аллювиальный	88,45	4,12	1,13	1,16	0,57	0,71	1,36
	Hl	озерный	51,58	3,36	3,18	4,59	1,13	0,50	1,87
	Hl	озерно-болотный	14,35	2,80	2,51	4,45	0,54	0,26	0,32

Таблица 42

Отношение химического состава отложений разных генетических типов к химическому составу морены

Район	Возраст	Генетический тип отложений	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Полесье	M	моренный	1	1	1	1	1	1	1
	M	флювиогляциальный	1,12	0,46	0,61	0,47	0,33	0,93	0,57
	M	озерный (холодный период)	0,96	0,47	0,65	1,87	0,33	0,70	0,54
	M—R	озерный (теплый период)	1,06	0,68	0,77	0,55	0,89	1,16	0,70
ПНР	M	моренный	1	1	1	1	1	1	1
	M	озерно-ледниковый	0,77	1,42	1,57	1,39	1,38	0,98	1,13
Полесье	R	моренный	1	1	1	1	1	1	1
	R	флювиогляциальный	1,10	0,59	0,67	0,46	0,34	0,50	0,40
	R	озерно-ледниковый	0,77	2,25	2,45	1,12	1,05	—	—
	R	лессы	1,06	0,95	1,02	0,40	0,41	1,68	1,08
	R—W	озерные сапропели	0,98	1,57	2,12	1,52	0,56	0,96	1,02
	W	озерно-аллювиальные	0,92	1,35	3,10	0,93	1	0,90	0,88
	W	аллювий II террасы	1,18	0,38	0,37	0,05	0,06	0,39	0,52
	W	аллювий I террасы	1,20	0,26	0,33	0,11	0,09	0,37	0,30
	Hl	аллювий современный	1,14	0,31	0,55	0,15	0,36	0,50	0,34
	Hl	озерно-болотный	0,36	1,15	1,51	0,36	0,27	0,27	0,15
Север БССР	W	моренный	1	1	1	1	1	1	1
	W	флювиогляциальный	1,16	0,56	0,43	0,29	0,30	0,65	0,71
	W	озерно-ледниковый	0,73	2,21	2,58	1,45	1,49	—	—
	Hl	аллювиальный	1,15	0,48	0,43	0,37	0,35	0,85	0,64
	Hl	озерный	0,67	0,39	1,23	1,50	0,68	0,60	0,89

циальные отложения минделя. Флювиогляциальные аккумуляции рисса и вюрма по этим показателям более близки между собой. Вместе с тем по Fe_2O_3 и CaO миндельские и рисские флювиогляциальные образования более сходны, чем вюрмские. Очень мала величина отношения для CaO в области распространения вюрмских осадков. В этой области отмечается также высокое обогащение флювиогляциальных отложений SiO_2 по сравнению с его содержанием в морене. Несмотря на большие различия в абсолютных значениях отдельных компонентов, соотношение их для одних и тех же генетических типов разных эпох оледенения остается одним и тем же. Например, в миндельских осадках ПНР содержится почти в два раза больше карбонатов, однако отношения CaO для пары морены — озерно-ледниковые глины (1,39 и 1,13) остается довольно близким как для миндельской эпохи в ПНР, так и для рисской в Полесье.

По сравнению с миндельскими озерно-ледниковые глины рисса обогащены Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Между озерно-ледниковыми отложениями рисса и вюрма нет особо больших различий, за исключением CaO и MgO . Более выраженные различия выявляются при сопоставлении межледниковых осадков. Выделяются как специфический тип осадков озерные отложения миндель-рисса и раннего антропогена (табл. 43).

Большой интерес для сопоставления представляют данные состава солянокислых вытяжек из глин разного генезиса. Солянокислые вытяжки характеризуют подвижные формы элементов в осадках. Нами совместно с Т. Н. Симуткиной определялось содержание Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и MgO в 3-процентных

Таблица 43
Содержание химических элементов в 3% HCl вытяжках, %

Генетический тип отложений	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO
Морены	0,37—2,27 ср. 1,00	0,32—3,77 1,37	0,13—12,36 2,92	0,05—2,69 0,75
Лессы	0,81—1,57 0,98	0,66—4,38 1,56	0,21—6,10 2,05	0,24—0,88 0,46
Озерно-аллювиальные глины	0,35—4,58 1,68	0,64—2,42 1,37	0,62—13,40 7,83	0,10—3,49 1,69
Современные озерные глины	1,10—1,61 1,35	1,22—2,58 1,81	3,45—7,57 5,82	0,41—3,17 2,93
Третичные глины	0,06—0,92 0,54	1,0—2,00 1,36	0,09—3,46 0,77	0,07—1,58 0,37

П р и м е ч а н и е. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние значения.

солянокислых вытяжках из образцов глин разного генезиса (табл. 43).

Максимальное среднее содержание Fe_2O_3 (1,68%) отмечено в озерно-аллювиальных осадках, расположенных на I и II террасах Днепра и Припяти. Далее в порядке убывания идут современные озерные глины (1,35%), моренные и лессовые отложения (1,0 и 0,98%) соответственно.

Концентрация Fe_2O_3 в вытяжках почти в 1,5—2 раза ниже, чем общее количество железа в пробе, так как в вытяжки не попадает железо, входящее в гематит, магнетит и обломочные силикатные минералы.

По среднему содержанию Al_2O_3 довольно отчетливо выделяется ряд, несколько отличный от предыдущего: современные озерные глины (1,81%) — лессы (1,56%) — морены и озерно-аллювиальные глины (1,37% в тех и других).

В противоположность этому при распределении CaO в отложениях разных генетических типов выступает та же закономерность, которая характерна для железа: озерно-аллювиальные глины — 7,83%, современные озерные глины — 5,82, морены — 2,92, лессы — 2,05%. Третичные озерно-аллювиальные глины отличаются резко пониженной концентрацией CaO (0,77%).

Содержание MgO , подобно CaO , в породах разных генетических типов обнаруживает резкие контрасты (от 2,93% в озерно-аллювиальных глинах до 0,46% в лессах).

Однако закономерность в количественном распределении этого компонента по разным генетическим типам несколько иная: современные озерные глины (2,93%), озерно-аллювиальные глины (1,69), морены (0,75) и лессы (0,46%). В третичных озерно-аллювиальных глинах MgO , подобно CaO , присутствует в незначительном количестве.

Из приведенных данных следует по крайней мере два палеогеографических вывода:

1. Третичные отложения отличаются от четвертичных более низким содержанием подвижных форм Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и MgO .

2. Озерно-аллювиальные отложения конца рисс-вюрома и вюрома более обогащены указанными компонентами по сравнению с голоценовыми озерными осадками.

Геохимические типы литогенеза

Изучение геохимических типов четвертичных отложений разных стадий ледниково-я и межледниково-я и характерных для них геохимических фаций позволяет установить, что в палеогеографических условиях полесского региона господствующими геохимическими типами продуктов выветривания в

течение всего антропогена являлись силикатный (кремнеземистый), сиаллитно-глинистый, сиаллитно-карбонатный и сиаллитно-ферритный (рис. 27). В пределах бассейна р. Припяти (в границах БССР) в настоящее время сиаллитно-карбонатный тип занимает 11,3%, сиаллитно-глинистый — 2,5, силикатный — 74,5 и биогенный — 11,8% площади. Не обнаружено в четвертичной толще признаков аллитного и аллитно-ферритного седиментогенеза, характерного для тропического гумидного гидротермического режима, и сиаллитно-хлоридного, типичного для аридных условий. Геохимические типы продуктов седиментогенеза соответственно представлены песчаными с господством кварца; сиаллитно-глинистыми с заметным участием глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, иллит); сиаллитно-карбонатными (карбонатные илы, сапропели, глинистые породы); сиаллитно-ферритными (болотные руды, ортштейновые горизонты). Весьма представительны в зоне гипергенеза биогенная фация аккумуляций в виде мощных торфяников и сапропелей и биогенные продукты в рассеянном состоянии в других генетических типах отложений.

В настоящее время подвижным является весь существующий комплекс типоморфных элементов и соединений, причем такие из них, как Cl^- , SO_4^{2-} и некоторые другие, полностью выщелачиваются из зоны гипергенеза, SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 активно участвуют в образовании кислых глинистых продуктов типа сиаллитов, Ca и Mg — в образовании карбонатных продуктов, SiO_2 , Fe_2O_3 — ферритных и смешанных аккумуляций.

Процессы выветривания и вторичного минералообразования ведут к накоплению в осадочных отложениях гидрослюды, в меньшей степени каолинита и монтмориллонита, сидерита, вивианита, кальцита, доломита, вермикулита, хлорита. Согласно К. И. Лукашеву (1966), образование вторичных минералов протекает здесь при следующих условиях:

при стадийном выветривании минералов, особенно силикатов и алюмосиликатов, сопровождаемом разрушением кристаллических решеток, выщелачиванием химических элементов и их замещением, гидратацией с образованием более устойчивых геохимических систем;

в результате кристаллизации коллоидов и сложного взаимодействия между твердой, жидкой и газообразной фазами;

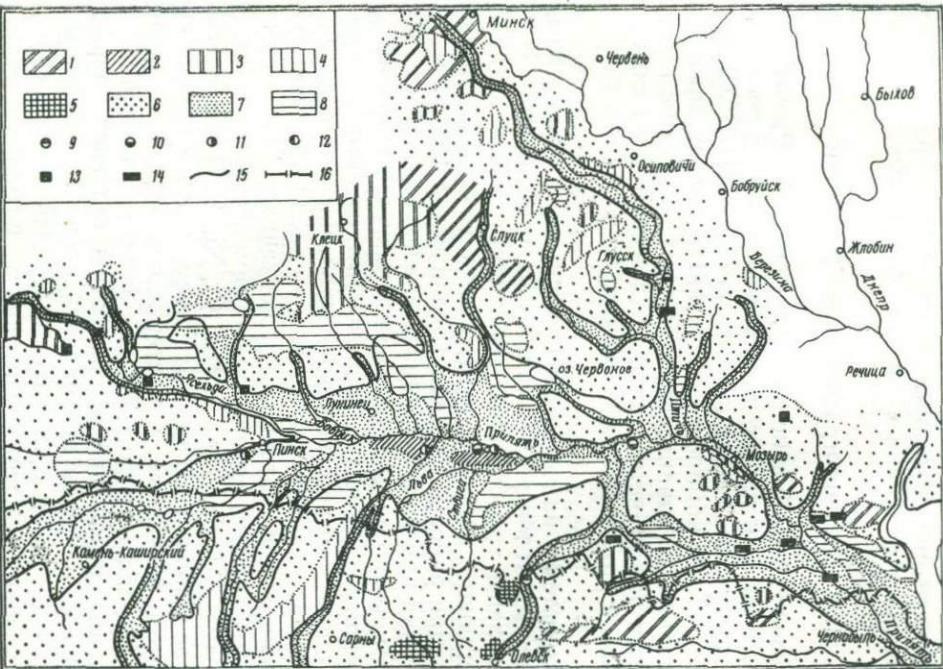
в ходе диагенетического преобразования осадков и обменных химических реакций;

в результате биогеохимических реакций и минерально-органического синтеза.

По палеогеохимическим данным установлены различия между условиями третичного и четвертичного выветривания и литогенеза: в минералогическом составе глинистой фракции, содержании карбонатов, соотношении закисных и окисных

Рис. 27. Карта-схема коры выветривания бассейна р. Припяти:

1—на лессах и лессовидных суглинках; 2—на луговых мергелях (сиаллитно-карбонатный тип); 3—на карбонатизированных моренных глинах и суглинках; 4—на некарбонатизированных моренных глинах и суглинках; 5—на изверженных метаморфических породах (сиаллитно-глинистый тип); 6—на флювиогляциальных песках; 7—на аллювиальных песках (сиаллитно-песчаный тип); 8—на болотных и озерных отложениях (биогенный тип); 9—выход докембрийских вод, обогащенных железом; 10—девонских вод, обогащенных хлористым чатрием; 11—меловых вод, обогащенных карбонатом кальция и магнезии; 12—третичных вод, обогащенных железом (выходы глубинных вод); 13—основные выходы меловых отторжников; 14—основные районы распространения болотных руд; 15—граница распространения аллювиальных отложений; 16—граница союзных республик



соединений железа и микроэлементов, закономерностях распределения титана, марганца и циркония в гранулометрическом спектре и различия в составе органического вещества.

Палеогеографические провинции

Геохимические провинции территории БССР, связанные с покровными отложениями, детально изучались в последние годы в Лаборатории геохимических проблем АН БССР.

На основании комплекса полученных данных литогеохимические провинции характеризуются в двух аспектах: по литогенетическим типам четвертичных отложений и по связи с зональными и палеогеографическими условиями территории БССР.

По комплексу палеогеографических черт, характерных для четвертичных отложений и зональных особенностей Белоруссии, выделены три основные провинции: северная (Поозерье и прилегающие районы); центральная (Белорусская гряда и прилежащие районы); южная (Белорусское Полесье).

Северная провинция занимает в основном области последнего вюрмского оледенения, характеризуется широким развитием озерно-ледниковых, современных озерных и моренных аккумуляций; соответственно большой пестротой литологического состава осадков, относительно слабой пространственной дифференциацией материала, пониженным (по отношению к средним кларкам) содержанием элементов Si, Ca, Na, K; повышенным — Al, Fe, Mg, Ti, Mn, Cr, Ni, V. Из геохимических продуктов широким распространением пользуются сиаллитно-глинистые и биогенные. Характерна относительно слабая степень выветрелости пород. Хорошо заметно влияние на состав четвертичных отложений девонских подстилающих пород.

Основные площади центральной провинции связаны с Белорусской грядой и прилегающими к ней возвышенностями, характеризуются преимущественным развитием комплекса моренных и лессовых образований, развитием сиаллитно-глинистого и сиаллитно-карбонатных продуктов гипергенеза. Слабее выражен биогенный тип литогенеза. Содержание кларков близко к среднему составу; характерно максимальное по отношению к другим районам содержание микроэлементов.

Южная провинция занимает в основном обширную Полесскую низменность. В покровных отложениях господствуют песчаные флювиогляциальные и аллювиальные аккумуляции. Широко развиты биогенные торфяные отложения. Четко выражено влияние болотной среды и органического вещества на распределение элементов. По кларковому составу она характеризуется пониженным содержанием всех основных элементов в покровных породах.

Таблица 44

Содержание некоторых минералогических и химических компонентов в покровных отложениях Полесья, %

Компоненты	Генетический тип отложений				
	g1	fg1	all	eol	1
Глинистая фракция (<0,001 мм)	12,2	2,56	2,82	0,44	9,60
Полевые шпаты (0,25— —0,10 мм)	6,7	3,9	3,5	3,2	5,2
Тяжелая фракция (0,25—0,10 мм)	0,21	0,11	0,39	0,12	0,21
Гранат	20,3	36,9	37,2	42,7	38,0
Роговая обманка	45,2	23,8	15,2	15,3	23,4
$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	12,49	19,25	24,47	69,11	18,46
$(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$	0,673	0,562	0,569	0,805	10,84
Fe_2O_3	2,14	1,45	1,54	0,56	4,95
CaO	1,98	1,36	0,95	0,24	3,78
$\text{Mn} : \text{Ni}$	25,30	18,18	11,11	<16	36,0

По данным подсчетов, покровные отложения Белорусского Полесья характеризуются следующими содержаниями основных элементов (в %): кремний — 40, 68; алюминий — 1,96; железо — 1,15; кальций — 0,84; магний — 0,31; калий — 0,69; натрий — 6,24; титан — 0,08; сера — 0,06. Данная территория характеризуется резко повышенным содержанием кремния (в 1,8 раза по отношению к кларкам земной коры по А. П. Виноградову) и пониженным алюминием (4,2 раза), железа (4,3), кальция (4,1), магния (6,4), калия (3,6), натрия (10,8), титана (7,5). Она выделяется также пониженным содержанием ряда микроэлементов — хрома, никеля, кобальта, меди и др.

Южная провинция характеризуется также слабой геохимической контрастностью в рельефе. Изучение минералогических провинций в покровных породах Белорусского Полесья (С. Г. Дромашко, К. И. Лукашев, Л. И. Матвеева, 1966) показало, что вся рассматриваемая территория представляет собой одну седиментологическую провинцию кварцево-полевошпатово-гранато-амфиболово-ильменитово-эпидотового состава. По набору этих основных минералов внутри провинции выделяются три подпровинции: северная, юго-восточная и западная.

В северной заметно представлены гранаты, амфиболы, ильменит, эпидот, циркон; в юго-восточной — ильменит, гранат, амфиболы, циркон, эпидот, ставролит, топаз; в западной — гранаты, ильменит, эпидот, циркон.

Сказанное позволяет заключить, что Белорусское Полесье представляет собой специфическую и, следовательно, особую палеогеохимическую, палеогеографическую провинцию. В табл. 44 приводится сопоставление содержания некоторых минералогических и химических компонентов в покровных отложениях Полесья.

КЛАРКОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ, ПОЧВ И ПРИРОДНЫХ ВОД ПОЛЕСЬЯ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ И ЛАНДШАФТАХ

Одним из важнейших вопросов познания палеогеохимических закономерностей литогенеза является изучение вещественного состава пород, и в частности основных химических компонентов и кларков элементов, а также максимального и минимального их присутствия в отдельных генетических типах отложений, природных водах, органическом веществе и т. д.

В изучении этих вопросов уже достигнуты определенные успехи. Подсчитаны кларки для земной коры в целом, для отдельных генетических типов пород (изверженных, осадочных, метаморфических), почв, живого вещества, атмосферы, гидросферы.

Величины кларков позволяют судить о концентрации или рассеянии элементов в отдельных компонентах земной коры и ландшафтов, о среде и процессах литогенеза. Изучение кларков имеет большое практическое значение для организации поисков месторождений полезных ископаемых.

Для подсчетов кларков основных элементов в четвертичных отложениях Полесья статистической обработке (автором с участием Г. И. Сачка) подверглись 233 химических анализа образцов четвертичных отложений разных генетических типов (аллювиальных, флювиогляциальных, моренных, эоловых и озерно-болотных); 229 анализов образцов почв (дерново-подзолистых на моренных суглинках, дерново-подзолистых на песчаных отложениях, перегнойно-глеевых, торфяно-болотных и др.); 812 анализов грунтовых и 77 анализов поверхностных вод бассейна Припяти.

Около 550 образцов в виде средних проб и химических анализов отдельных образцов были использованы для характеристики более древних отложений в скважинах и опорных разрезах на территории БССР и ПНР.

Для сравнительной характеристики литогеохимических свойств пород, почв и грунтовых вод разных типов использовались методы математической статистики. Каждый тип ха-

рактеризовался двумя параметрами: мерой уровня и мерой рассеяния. В качестве меры уровня использовалось среднестатистическое (\bar{X}), а меры рассеяния — среднее квадратическое отклонение (σ), использовался также коэффициент вариации С.В. (табл. 45 и 46).

При сравнениях средних арифметических использовался критерий t . Если нормированное отклонение, представляющее собой отношение разности средних арифметических к средней ошибке разности, равное

$$\frac{\bar{X}_2 - \bar{X}_1}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}},$$

где n_1 и n_2 — число анализов каждого типа превышало табличную величину t (при уровне значительности $p=0,05$), то различия между средними считались существенными, достоверными.

При характеристике элементов приводятся предельные величины их содержаний. Сравнение средних квадратических отклонений, т. е. степени и характера распределения содержаний элементов, проводилось с помощью критерия F . Существенными, или достоверными, считались различия в тех случаях, когда отношение дисперсий ($\frac{\sigma_2^2}{\sigma_1^2}$, где $\sigma_1 < \sigma_2$) превышало

табличное значение критерия F при уровне значимости $p=0,05$ и 0,01 и числе степеней свободы $f_2=n_2-1$ (для большей дисперсии) и $f_1=n_1-1$ (для меньшей).

Кремний — наиболее распространенный элемент земной коры. Его кларк в литосфере составляет 27,6 вес. %. Наибольшие количества кремния сосредоточены в кислых и средних породах (среднее содержание 32,3 и 26,0 % соответственно). В основных, осадочных и ультраосновных породах они равны в среднем 24, 23,8 и 19 % соответственно.

Еще больше кремния (33 %) в почвах и кварцевых породах (силикаты органического и неорганического происхождения), состоящих полностью или в основном из свободного кремнезема. Многие грунтовые воды и поверхностные воды содержат меньше ($35 \cdot 10^{-4} \%$) SiO_2 (по Кларку). Такая низкая концентрация кремнезема в поверхностных водах объясняется тем, что растворение его происходит медленнее, чем разбавление дождевой водой. Другой причиной может быть захват кремнезема организмами и поглощение адсорбцией.

Морская вода содержит в среднем $(0,1-4) \cdot 10^{-4} \%$ SiO_2 в поверхностных слоях и $(5-10) \cdot 10^{-4} \%$ на глубине. Такая низкая концентрация его в морской воде по сравнению с реч-

Таблица 45

Статистические показатели распределения содержаний основных химических компонентов в разных генетических типах отложений Белорусского Полесья

Показатели распределения, %	Генетический тип отложений	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Si}}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Ti}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{SO}_3}{\text{S}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}}$
Средние арифметические (\bar{X})	моренные	82,94	6,64	2,14	0,25	1,98	1,05	0,07	0,62	1,87
		38,73	3,51	1,50	0,15	1,42	0,63	0,03	0,46	1,55
	аллювиальные	88,12	3,60	1,54	0,16	0,95	0,50	0,12	0,34	0,76
		41,15	1,90	1,08	0,10	0,68	0,30	0,05	0,25	0,63
	флювиогляциальные	87,21	4,53	1,45	0,13	1,36	0,51	0,14	0,33	0,83
		40,73	2,40	1,01	0,08	0,97	0,31	0,06	0,24	0,69
	золовые	96,07	1,39	0,56	0,05	0,24	0,09	0,04	0,25	0,63
		44,86	0,74	0,39	0,03	0,17	0,05	0,02	0,18	0,52
	озерно-болотные	83,28	4,51	4,95	0,13	3,78	0,86	0,92	0,37	0,74
		38,89	2,38	3,46	0,08	2,70	0,52	0,37	0,27	0,61
Средние квадратические отклонения (σ)	моренные	6,62	2,17	0,86	0,23	2,69	1,27	0,30	0,17	0,67
	аллювиальные	10,12	3,22	1,40	0,18	1,70	0,69	0,25	0,35	0,43
	флювиогляциальные	10,62	3,48	1,22	0,18	2,32	1,25	0,19	0,37	0,74
	золовые	1,86	1,07	0,42	0,09	0,34	0,17	0,07	0,16	0,33
	озерно-болотные	11,52	2,64	5,53	0,15	4,06	0,55	1,80	0,18	0,64
Коэффициент вариации $(C. V.)$	моренные	7,98	32,68	40,19	92,00	135,86	120,95	428,57	27,42	35,83
	аллювиальные	11,48	89,44	90,91	112,50	178,95	138,00	208,33	102,94	56,58
	флювиогляциальные	12,18	76,82	84,14	138,46	170,59	245,10	135,71	112,12	89,16
	золовые	1,94	76,98	75,00	180,00	141,67	188,89	175,00	64,00	52,38
	озерно-болотные	13,83	58,54	111,72	115,38	107,41	63,95	195,65	48,65	86,49

ной объясняется такими причинами, как захват организмами кремнезема из раствора, коагуляция коллоидного кремнезема электролитами, адсорбция глинистыми частицами и др.

По подсчетам А. Е. Ферсмана, земная кора более чем на 75% состоит из природных силикатов, т. е. солей кремневых кислот, и на 12% из SiO_2 в виде кварца, опала и халцедона. Известно свыше 800 минералов кремния. Значительная часть их образуется в гипергенных условиях в форме глинистых минералов типа гидрослюды, каолинита, монтмориллонита, аморфного и кристаллического кремнезема и др.

В процессе выветривания кристаллических пород и разрушения структурных соединений, в которых участвует кремний, часть его поступает в раствор и мигрирует обычно в форме H_4SiO_4 (кремневой кислоты).

Процессы выветривания, сопровождаемые растворением и гидролизом, ведут к освобождению кремнезема из силикатов и алюмосиликатов и накоплению его в виде кварца; к образованию коллоидных и метаколлоидных форм кремнезема (опал, халцедон); к возникновению алюмокремниевых и феррикремниевых соединений типа $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m \text{ SiO}_2 \cdot m \text{ H}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot m \text{ SiO}_2 \cdot m \text{ H}_2\text{O}$; к образованию комплексных соединений с другими элементами — группа хризоколлы ($\text{Cu SiO}_3 \cdot n \text{ H}_2\text{O}$), кальманин [$\text{Zn}_4 (\text{Si}_2\text{O}_7) \cdot (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$] и др.; к образованию силицифицированных (окремненных) пород.

Минералы и соединения кремния являются главной составной частью песков, глин, кремнистых сланцев, инфузорной земли (диатомита), кремнистых накипей, кремнистых опок и др. Окислы кварца характерны для песчаных пород коры выветривания и грубообломочных фракций других пород. Гидроокислы представлены в глинах, латеритах, красноземах, бокситах; комплексные соединения — в месторождениях зоны окисления.

В результате выветривания сланцев, известняков и песчано-глинистых пород и выноса из них карбонатов могут формироваться остаточные образования кремнистых пород. Окремненные породы повсеместно формируются в пустынных и полупустынных областях. При выветривании известняков и доломитов в условиях щелочной среды из них выносятся карбонаты и другие растворимые соединения, остаточные породы обогащаются кремнеземом.

В коре выветривания относительное обогащение породы кремнеземом за счет выноса других компонентов проявляется в областях древнего выветривания ультраосновных и других пород. Многими авторами описаны случаи силицификации серпентинитов. В результате выветривания серпентинитов и выноса из них магния, железа и других компонентов кремнезем в виде опала, халцедона и кварца накапливается обычно в пониженных частях древнего рельефа. В зоне силицифика-

Таблица 46

Статистические показатели распределения содержаний основных

Показатели распределения, %	Тип почв	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Si}}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}}$
Средние арифметические (\bar{X})	дерново-подзолистые на моренном суглинке	86,2 40,26	5,25 2,78
	дерново-подзолистые на песках	93,7 43,76	2,45 1,30
	слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	94,5 44,13	3,62 1,91
	перегнойно-глеевые	— —	3,10 1,64
	торфяно-болотные	87,9 41,05	1,36 0,72
	аллювиально-луговые	91,2 42,59	2,80 1,48
Средние квадратические отклонения (σ)	дерново-подзолистые на моренном суглинке	7,12	2,79
	дерново-подзолистые на песках	7,69	1,85
	дерново-подзолистые слаборазвитые на эоловых песках	4,54	1,78
	перегнойно-глеевые	—	2,45
	торфяно-болотные	3,21	0,96
	аллювиально-луговые	5,74	0,90
Коэффициенты вариации (C. V.)	дерново-подзолистые на моренном суглинке	8,26	53,14
	дерново-подзолистые на песках	8,21	75,51
	дерново-подзолистые на эоловых песках	4,80	49,17
	перегнойно-глеевые	—	79,03
	торфяно-болотные	3,65	70,58
	аллювиально-луговые	6,29	32,14

еанных серпентинитов развиты более или менее плотные, тонкоячеистые и ноздреватые окремненные породы с жилообразными выделениями опала и халцедона; кварц встречается реже. Окремнение известняков и других вмещающих пород с образованием мелкозернистого кварца иногда развивается в глубину до 100 м и более.

Велика роль кремния в биологическом круговороте, в биогенной аккумуляции в почвах и живых организмах.

В процессе подзолообразования повышенное содержание кремния образуется в верхнем горизонте почвы, при осоложе-

химических компонентов в почвах Белорусского Полесья

$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{Ca}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{SO}_3}{\text{S}}$
1,64 1,15	0,53 0,32	0,47 0,34	1,17 0,97	0,58 0,43	0,12 0,05
0,68 0,48	0,16 0,10	0,25 0,18	0,61 0,51	0,29 0,22	0,06 0,02
0,57 0,40	0,05 0,03	0,17 0,12	0,82 0,68	0,25 0,18	0,09 0,04
— —	0,37 0,22	0,66 0,47	0,72 0,60	0,41 0,30	0,19 0,08
1,43 1,00	0,18 0,11	26,57 19,00	0,27 0,22	0,18 0,13	1,07 0,43
1,1 0,77	0,18 0,11	26,57 0,28	0,27 0,70	0,18 0,33	1,07 0,04
1,14 0,48	0,40 0,35	0,11 0,22	0,83 0,40	0,26 0,24	0,11 0,16
0,39 — 0,88 0,85	0,12 0,11 0,12 0,81	0,14 0,78 1,39 0,32	0,36 0,49 0,13 0,33	0,14 0,24 0,16 0,24	0,03 0,24 0,3 0,10
69,51 70,58	73,45 218,76	23,40 88,0	70,94 65,57	44,83 82,76	91,67 266,67
68,42 — 61,54 78,18	240,0 29,73 66,67 445,0	82,35 118,2 5,23 88,89	43,90 69,06 48,14 38,82	56,00 58,54 88,89 53,33	33,33 126,3 28,04 90,91

ни он накапливается в виде аморфной кислоты, при латерообразовании мигрирует в нижележащие горизонты почвы. С отмирающими растительными остатками кремний поступает в почву в форме кристаллических включений кварца, кристаллоболита и растворенной кремнекислоты. Все организмы в тех или иных количествах содержат кремний.

Особенно интенсивный круговорот кремния в ландшафтах — коре выветривания совершается во влажных тропических странах, где в результате процессов выветривания большое количество SiO_2 поступает в природные воды.

По мнению В. И. Вернадского (1934), самые большие концентрации чистого кремнезема в земной коре образуются, по-видимому, биогеохимическим путем, в результате жизнедеятельности организмов.

Кремний играет весьма видную роль в четвертичном литогенезе и ландшафтах Полесья. Содержание SiO_2 в песчаных породах палеогена в зависимости от их возраста колеблется в пределах 86,28 (харьковский ярус) — 91,86% (бучакский ярус). В течение длительной континентальной истории развития Полесья в неогене, во время которой песчаные породы претерпели несколько циклов седиментации, они стали почти мономинеральными — кварцевыми. Поэтому среднее содержание SiO_2 в них увеличивается до 95%.

Таблица 47

Содержание кремния и его окисла в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний SiO_2	Среднее содержание, %	
		Si	SiO_2
Озерные глины плиоценна	69,47—79,01	34,46	73,8
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	40,24	86,17
Озерные раннего антропогена	80,65—86,97	38,21	81,81
Озерные среднего антропогена	45,68—72,54	28,97	62,03
Моренные (рисс)	73,25—94,84	38,73	82,94
Среднеантропогенные флювиогляциальные	52,0—98,29	40,73	87,21
Аллювиальные (вюром-голоцен)	60,37—98,96	41,15	82,94
Эоловые (вюром-голоцен)	87,22—99,05	44,86	96,07
Озерно-болотные (голоцен)	61,20—95,52	38,89	83,28

Древнечетвертичные озерные отложения Полесья также характеризуются довольно высоким содержанием SiO_2 (81,81%) за счет включения третичного песчаного материала (табл. 47). Древнечетвертичные и среднечетвертичные флювиогляциальные пески мало отличаются между собой по среднему содержанию SiO_2 (86,17 и 87,21%). Во время формирования верхнечетвертичной аллювиальной толщи Припяти произошла значительная переработка ледникового материала, в результате чего концентрация SiO_2 в песках аллювия увеличивается до 94,95%. По содержанию SiO_2 в осадочной толще Полесья наблюдается цикличность, которая выражается в том, что аллювиальные процессы в неогене значительно переработали материал морских осадков и довели концентрацию SiO_2 в песках до 95%. Затем в раннем и среднем антропогене ледники внесли в осадочный покров Полесья значительное количество глинозе-

ма, щелочей и железа. Аллювиальные процессы в верхнем антропогене снова переработали этот материал до содержаний SiO_2 порядка 95,0%.

Изучение особенностей распределения SiO_2 в разновозрастных глинистых отложениях БССР и ПНР показывает, что вверх по стратиграфическому разрезу от миоцена к плиоцену увеличивается количество SiO_2 (от 57,0 до 73,8%) и уменьшается содержание коллоидной фракции в глинах.

Среднее значение SiO_2 в разновозрастных моренах колеблется в пределах 68,00—82,94%. Содержание SiO_2 находится в тесной связи с гранулометрическим составом морен — от 50% в мореной глине до 94,16% в песках. Наиболее высокая средняя величина его отмечается в рисских моренах, особенно московской стадии.

Среднеантропогенные озерные отложения более глинисты по составу, чем древнеантропогенные, и включают меньше SiO_2 . В ленточных глинах центрального Полесья кремнезема в среднем 61,25%, в лессах БССР — 79,27%, в Полесье как литологической провинции его несколько больше, в лессах — 83,98%. Для озерных водоемов верхнего антропогена характерно накопление кремнистых сопропелей с содержанием SiO_2 около 70% (табл. 47).

Автор сопоставил генетические типы отложений покровного чехла Полесья по среднему содержанию SiO_2 и отметил следующие особенности.

Наибольшая вариация концентраций его наблюдается в озерных отложениях ($\sigma=11,52$), наименьшая — в эоловых ($\sigma=1,86$). Коэффициент вариации в отложениях разных генетических типов обычно не превышает 15%, значительно меньше, чем у всех других химических компонентов. Он изменяется от 1,94 (эоловые) до 13,83% (озерные отложения).

Наиболее высокая концентрация SiO_2 наблюдается в почвах, развитых на песчаных породах, самая низкая — в дерново-подзолистых на моренных суглинках (табл. 48).

Таблица 48

Среднее содержание Si и SiO_2 в почвах
Белорусского Полесья, %

Тип почв	Si	SiO_2
Дерново-подзолистые на моренном суглинке	40,26	86,2
Дерново-подзолистые на песках	43,76	93,7
Слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	44,13	94,5
Торфяно-болотные	41,05	87,9
Аллювиально-луговые	42,59	91,2

Торфяно-болотные почвы характеризуются небольшим разбросом концентраций кремнезема ($\sigma=3,21\%$), в аллювиально-луговых почвах ($\sigma=5,74$) и почвах на дюнных песках ($\sigma=4,54\%$) его несколько больше. Самая большая вариация количества SiO_2 наблюдается в дерново-подзолистых почвах на суглинках ($\sigma=7,12\%$) и песках ($\sigma=7,69\%$). Попарное сравнение дисперсий содержаний SiO_2 в дерново-подзолистых (суглинистых и песчаных) и аллювиально-луговых почвах, а также почвах на дюнных песках показывает, что по критерию F они весьма схожи.

Коэффициенты вариации концентраций SiO_2 в почвах различных типов имеют сравнительно небольшую величину и колеблются от 3,65 (торфяно-болотные) до 8,26 (дерново-подзолистые суглинистые почвы). Среднее количество кремнезема в грунтовых водах Полесья равно 12,29 мг/л ($\text{Si} = 5,74 \text{ мг/л}$).

Таблица 49

Среднее содержание кремния и кремнезема
в грунтовых водах Полесья, приуроченных
к разным генетическим типам отложений, мг/л

Грунтовые воды по генетическим типам отложений	Si	SiO_2
Флювиогляциальные	5,86	12,54
Древнего аллювия I террасы	7,04	15,07
Древнего аллювия II террасы	3,50	7,50
Современного аллювия	4,03	8,63
Озерно-болотные	7,08	15,17
Средневзвешенное по Полесью	5,74	12,29

Наиболее высоким средним содержанием кремнезема характеризуются грунтовые воды озерно-болотных и аллювиальных отложений I надпойменной террасы (табл. 49). У грунтовых вод флювиогляциальных образований оно несколько ниже, а современные и древние аллювиальные отложения II террасы характеризуются еще более низкими средними количествами (в 1,5—2 раза).

По критерию t попарные различия между водами озерно-болотных и древних аллювиальных отложений I террасы, современных и древних аллювиальных аккумуляций II террасы, флювиогляциальных и древних аллювиальных образований I террасы незначительные.

По величине среднего квадратического отклонения значительно выделяются, с одной стороны, грунтовые воды современных аллювиальных отложений ($\sigma=13,10 \text{ мг/л}$), и с другой — воды древнего аллювия II надпойменной террасы ($\sigma=4,07 \text{ мг/л}$). По критерию F различия вариаций содержа-

ний SiO_2 в водах древних аллювиальных отложений I и II террас, флювиогляциальных и озерно-болотных образований лежат в пределах случайностей отбора данных. Лишь грунтовые воды современного аллювия значительно отличаются от грунтовых вод всех других генетических типов отложений.

Коэффициенты вариации кремнезема в грунтовых водах отложений разных генетических типов достигают значительной величины и изменяются от 45,09 (в озерно-болотных) до 151,80% (в современных аллювиальных отложениях).

Алюминий. По распространенности в земной коре алюминий уступает только кислороду и кремнию. Его кларк в литосфере равен 8,80 вес. %. Алюминий — весьма активный кислородный элемент геохимических реакций зоны гипергенеза.

К минералам, содержащим алюминий, относится большая группа (более 100) силикатов и алюмосиликатов, окислов и гидроокислов, сульфатов, фосфатов и других соединений.

В эндогенных породах алюминий входит в состав нефелин-сиенитов и нефелин-апатитов, лейцитовых лав, лабрадоритов, анортозитов, габбро, базальтов, диоритов, андезитов и т. п. В осадочных породах он является важной составной частью бокситов, латеритов, каолинов, глин и многих других пород. В составе кристаллических пород содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 12,7 (гранит) — 20,9% (нефелиновый сиенит), в осадочных породах — в глинах и илах — до 30%, в бокситах — до 70% и выше. Концентрация алюминия в морской воде составляет в среднем только 0,5 части на миллион. В пересчете на Al_2O_3 алюминий составляет 10—30% от всей минеральной части почвы.

Известно 1821 растение, листья которых содержат свыше 0,1% алюминия. Некоторые высокоорганизованные растения аккумулируют его в еще более значительных количествах (до 33% Al_2O_3 в золе). В то же время для многих растений алюминий ядовит.

В водных растениях (гидрофитах) алюминия содержится в десятки раз больше, чем в растениях степей и пустынь (ксерофитах). Так, в золе водорослей содержится до 18,53% Al_2O_3 , а количество алюминия в пересчете на сухое вещество колеблется от 0,0040 до 0,0062%.

Наиболее подвижен алюминий в ландшафтах влажных тропиков, субтропиков и на участках сульфидных рудных месторождений, наименее — в ландшафтах степей и пустынь, что объясняется нейтральной и слабощелочной реакцией, характерной для природных вод этих зон. Этим вызвано и незначительное содержание алюминия в растительном покрове пустынь и полупустынь.

В целом в коре выветривания алюминий характеризуется слабой водной миграцией из-за низкой величины рН выпадения гидроокисей (4,1).

Разрушение силикатов и алюмосиликатов в процессе выветривания связано с их составом, структурными особенностями, термодинамическими условиями среды. Исключительно важны при этом строение решетки и энергия связи (ионная, ковалентная и др.), pH и Eh среды. В зависимости от условий в зоне гипергенеза образуется большое количество стадийных и конечных минеральных продуктов, среди которых видная роль принадлежит продуктам с тем или иным участием ионов и комплексных соединений алюминия.

В ходе выветривания пород, содержащих алюминий, происходят разложение алюмосиликатных минералов и высвобождение окислов Al_2O_3 ; гидратация Al_2O_3 и превращение его в гидратные формы алюминия; образование алюминиевых соединений сложного комплекса из коллоидных растворов (при участии кремнезема, железа, фосфора и других элементов); миграция гидратов глинозема в свободном состоянии в виде коллоидных растворов и взвесей.

Коагуляция и кристаллизация чистого геля $\text{Al}(\text{OH})_3$ дают минералы типа диаспора (HAlO_2) и гидрагиллита ($\text{Al}(\text{OH})_3$). Коагуляция алюминиевого геля при участии кремнезема, железа и других элементов дает комплексные гидратные соединения, из которых образуются многочисленные вторичные глинистые минералы типа каолинита, монтмориллонита, галлуазита, аллофана и др. Наибольшее содержание глинозема в форме вторичных гидроокисей наблюдается в бокситах (в среднем 50–60 %), в каолинитах теоретическая концентрация Al_2O_3 составляет 39,5 %, практически около 20 %.

В зависимости от геохимических условий выветривания и гипергенного минералообразования алюминий представлен в коре выветривания и осадках в следующих главных минеральных формах: остаточные минералы, весьма устойчивые к выветриванию, типа окислов (корунд, сапфир); гидроокиси типа аллитов (гидрагиллит, диаспор); вторичные глинистые минералы типа сиаллитов (каолинит, галлуазит, аллофан); сульфаты (алунит); фосфаты (авеллит и др.).

Наиболее высокое среднее содержание Al_2O_3 отмечается в континентальных глинах миоцене ПНР (19,4 %). Вверх по стратиграфическому разрезу оно несколько убывает и в глинах нижней части полтавской серии в БССР составляет 14,6 %, а в плиоценовых глинах (верхняя часть полтавской серии) — 14,1 %. Содержание Al_2O_3 в четвертичных глинах в целом уменьшается. В глинах северных районов БССР оно выше (15,59 и 12,83 % соответственно), а в глинах западной и восточной частей Полесья одинаковое. В моренах количество Al_2O_3

колеблется от 6,27 до 8,27%. Последняя величина относится к миндельской морене района Гродно. В древнечетвертичных озерных отложениях Полесья глинозема содержится 6,15% (табл. 50). В среднечетвертичных отложениях его становится больше, в том числе в ленточных глинах — 17,35% и в лессах — 9,09%.

Таблица 50

Содержание алюминия и глинозема в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний Al_2O_3	Среднее содержание	
		Al	Al_2O_3
Озерные глины плиоцена	11,56—15,99	7,46	14,10
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	2,21	4,18
Озерные раннего антропогена	4,88—7,21	3,25	6,15
Озерные среднего антропогена	5,18—17,34	4,85	9,18
Моренные (рисы)	2,45—11,87	3,51	6,64
Среднеантропогенные флювиогляциальные	0,27—9,98	2,40	4,53
Аллювиальные (вюром-голоцен)	0,12—19,56	1,90	3,60
Эоловые (вюром-голоцен)	0,01—4,00	0,74	1,39
Озерно-болотные (голоцен)	0,54—8,84	2,38	4,51

Среднее содержание глинозема в палеогеновых морских песках характеризуется величинами 2,88—4,77%. Самая низкая величина концентрации глинозема в неогеновых континентальных песках (пoltавская серия) — 0,86%. Почти в 4—5 раз больше Al_2O_3 во флювиогляциальных песках (4,18—4,53%). По сравнению с флювиогляциальными отложениями почти в 2 раза уменьшается его содержание в аллювии верхнего антропогена.

Отдельные генетические типы отложений покровных пород Полесья характеризуются следующими содержаниями алюминия. По количеству глинозема выделяются, с одной стороны, моренные и, с другой, эоловые аккумуляции; аллювиальные, флювиогляциальные и озерно-болотные отложения образуют довольно однородную совокупность. По критерию t существенно различаются между собой эоловые отложения и отложения других типов, а также моренные и аллювиальные образования. Различия между аллювиальными, флювиогляциальными и озерно-болотными аккумуляциями не существенны.

Среднее квадратическое отклонение концентраций Al_2O_3 имеет наибольшую величину во флювиогляциальных отложениях ($\sigma=3,48$), наименьшую — в эоловых ($\sigma=1,07$). Применение критерия F также показывает, что различия между

дисперсиями содержаний Al_2O_3 в аллювиальных, флювиогляциальных и озерно-болотных образованиях не существенны; гарантируется отличие их от моренных и эоловых аккумуляций и различие между последними.

Коэффициент вариации содержаний глинозема в отложениях различных типов значительно выше, чем кремнезема; он изменяется от 32,68 до 89,44%.

Наиболее высокая концентрация Al_2O_3 наблюдается в дерново-подзолистых почвах на моренных суглинках, наименьшая — в торфяно-болотных (табл. 51). В почвах других типов

Таблица 51

*Среднее содержание алюминия и глинозема
в почвах Белорусского Полесья, %*

Тип почв	Al	Al_2O_3
Дерново-подзолистые на моренном суглинике	2,78	5,25
Дерново-подзолистые на песках	1,30	2,45
Слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	1,91	3,62
Перегнойно-глеевые	1,64	3,10
Торфяно-болотные	0,72	1,36
Аллювиально-луговые	1,48	2,80

она примерно в 1,5—2 раза ниже, чем в первых. При сравнении средних содержаний Al_2O_3 по критерию t дерново-подзолистые, суглинистые и торфяно-болотные почвы значительно отличаются от других разностей. Различия между дерново-подзолистыми песчаными и почвами дюнных песков, перегнойно-глеевыми и аллювиально-луговыми почвами во всех случаях не значительны.

По величине средних квадратических отклонений содержаний Al_2O_3 почвы разделяются на три группы: дерново-подзолистые суглинистые ($\sigma=2,79\%$) и перегнойно-глеевые (2,45); дерново-подзолистые песчаные (1,85) и дерново-подзолистые на эоловых песках (1,78); торфяно-болотные (0,96) и аллювиально-луговые ($\sigma=0,90\%$). Различия дисперсий (критерий F) между почвами этих групп являются значимыми, внутри каждой группы несущественными.

Коэффициенты вариации концентраций Al_2O_3 в почвах разных типов изменяются в довольно широких пределах: от 32,14 (аллювиально-луговые) до 79,03% (перегнойно-глеевые).

Среднее содержание Al в поверхностных водах бассейна Припяти $\bar{X}=2,34 \cdot 10^{-6}$, а $M_e=5,1 \cdot 10^{-6}\%$ при половинном квартильном размахе $Q=16,5 \cdot 10^{-7}\%$.

Железо. В земной коре железо входит в состав примерно 300 минералов. С интрузиями изверженных пород и горячими водными растворами связаны магнетит, ильменит, пирит, пирротин. Железо образует многие породообразующие минералы силикатов (оливин, гиперстен и др.). В гипергенно-осадочных образованиях наибольшее распространение имеют окисные и гидратные минералы железа: гематит, гётит, гидрогётит и гидрогематит, сидерит, сложные глинистые минералы, в которых железо занимает видное место (шамозит, тюрингит и др.).

Для окисных и гидратных минералов железа характерны устойчивые полиморфные разновидности.

В ионном и коллоидном состоянии железо содержится в речных и грунтовых водах в небольших количествах ($1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ г/л).

Некоторые железобактерии содержат до 17—20% железа. В железобактериях окисление закисного железа служит источником энергии, необходимой для их жизнедеятельности; в связи с этим в теле бактерий отлагается значительное количество гидратов окиси железа.

Общее содержание железа в песчаных породах достигает 10% и более. Глины и глинистые сланцы часто содержат значительные количества элемента. Известковые породы обычно лишены его, но в некоторых разностях концентрация железа резко повышается — до образования промышленных железных руд.

В зоне гипергенеза железо отличается высокой миграционной способностью. С его миграцией и концентрацией связано образование железорудных пород в земной коре разнообразного состава и происхождения.

Из осадочных пород широко известны железорудные формации кремнисто-железистого типа, железо-глинистые и железофосфорные отложения, латериты и железные шляпы, образующиеся в результате выветривания и окисления, магнетито-ильменитовые пески механического происхождения и др. (о железе в четвертичных отложениях см. гл. III).

В толще пород Полесья среднее содержание Fe_2O_3 в морских песках палеогена составляет 2,35%. В стекольных песках неогена оно колеблется в пределах 0,04—0,48% (среднее около 0,28%).

Флювиогляциальные пески антропогена имеют более высокую среднюю концентрацию Fe_2O_3 , которая в древнеантропогенных и среднеантропогенных осадках составляет соответственно 1,28 и 1,45%.

Некоторые глины из нижней части полтавской серии содержат до 10,6% и больше Fe_2O_3 и используются как сырье для краски.

На территории ПНР среднее количество Fe_2O_3 в познаньских (пестрых) глинах составляет 5,3% (максимально 9,18%). Значительно меньше железа в прегляциальных отложениях ПНР: около 2,28%. По концентрации Fe_2O_3 (2,83%) плиоценовые глины БССР значительно ближе к последним.

Озерные осадки раннего антропогена, представленные карбонатизированными супесями и суглинками, содержат в среднем немного железа — 1,62%. Значительно больше его в озерных осадках среднего антропогена (3,12%). В моренных горизонтах разного возраста на территории БССР и ПНР среднее количество Fe_2O_3 колеблется в пределах 1,56—2,87%. При исследовании покровного чехла Полесья выявляются следующие закономерности (табл. 52).

Таблица 52

Содержание железа и его окисла в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний Fe_2O_3	Среднее содержание	
		Fe	Fe_2O_3
Озерные глины плиоцена *	1,88—4,61	1,98	2,83
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	0,89	1,28
Озерные раннего антропогена	0,91—2,07	1,13	1,62
Озерные среднего антропогена	1,56—4,89	2,18	3,12
Моренные (рисс)	0,18—4,19	1,50	2,14
Среднеантропогенные флювиогляциальные	0,17—4,80	1,01	1,45
Аллювиальные (вюром-голоцен)	0,05—7,04	1,08	1,54
Эоловые (вюром-голоцен)	0,03—1,84	0,39	0,56
Озерно-болотные (голоцен)	0,42—17,19	3,46	4,95

Среднее содержание Fe_2O_3 в озерно-болотных и моренных отложениях значительно выше, чем в аллювиальных и флювиогляциальных; в эоловых оно минимально. Различия средних значений по критерию t во всех случаях, за исключением аллювиальных и флювиогляциальных, а также моренных и озерных отложений, существенны.

Колебания содержаний Fe_2O_3 в озерных отложениях ($\sigma = 5,53\%$) примерно в 3—10 раз больше, чем в отложениях других типов. Эоловые аккумуляции характеризуются сравнительно небольшой вариацией (0,42). Различия дисперсий (критерий F) во всех случаях сравнения, за исключением сравнения между аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, весьма значимы.

Коэффициенты вариации содержаний Fe_2O_3 в отложениях разных генетических типов изменяются в широких пределах: от 40,19 (моренные) до 111,72% (озерно-болотные).

В песках аллювия II террасы Припяти (вюром) содержится в среднем 0,80% Fe_2O_3 . В ряду II терраса—I терраса—пойма в песчаных породах значение Fe_2O_3 убывает и составляет в I террасе и пойме соответственно 0,73 и 0,71%. В то же время в глинах в указанном ряду оно возрастает: 3,10; 4,90 и 5,76% Fe_2O_3 соответственно. Мало Fe_2O_3 в эоловых песках на террасах — в среднем 0,56%.

Среднее содержание Fe_2O_3 в почвах разных генетических типов изменяется значительно меньше, чем количество других компонентов (табл. 53). В дерново-подзолистых суглинках, торфяно-болотных и аллювиально-луговых почвах оно несколько выше, чем в дерново-подзолистых песчаных и почвах на дюнных песках.

Таблица 53

Среднее содержание железа и его окисла
в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	Fe	Fe_2O_3
Дерново-подзолистые на моренном суглинике	1,15	1,64
Дерново-подзолистые на песках	0,48	0,68
Слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	0,40	0,57
Торфяно-болотные	1,00	1,43
Аллювиально-луговые	0,77	1,1

По величине средних квадратических отклонений содержаний Fe_2O_3 почвы Полесья делятся на две группы: 1) дерново-подзолистые суглинистые ($\sigma=1,14\%$), торфяно-болотные (0,88) и аллювиально-луговые (0,86%), 2) дерново-подзолистые песчаные (0,48) и почвы на дюнных песках ($\sigma=0,39\%$).

Коэффициенты вариации концентраций Fe_2O_3 в почвах разных типов превышают 50%. Они изменяются от 61,54% (торфяно-болотные) до 78,18% (аллювиально-луговые).

Средние содержания трехвалентного железа в грунтовых водах Полесья, приуроченных к разным генетическим типам отложений, характеризуются следующими данными: флювиогляциальные — 1,34 мг/л, древний аллювий I террасы — 1,75, древний аллювий II террасы — 2,68, современный аллювий — 1,90, озерно-болотные — 1,43, средневзвешенное по Полесью — 1,65 мг/л.

Среднее количество Fe^{3+} в поверхностных водах бассейна Припяти составляет 2,18 мг/л, т. е. несколько выше, чем грунтовых.

Самая большая вариация содержаний Fe^{3+} отмечена в грунтовых водах древнего аллювия I надпойменной террасы ($\sigma=$

=19,20 мг/л), наименьшая — в водах озерно-болотных отложений ($\sigma=1,32$ мг/л).

Коэффициенты вариации содержаний Fe_2O_3 в грунтовых водах отложений разных генетических типов значительно больше, чем других элементов. В грунтовых водах озерно-болотных аккумуляций С. V.=92,3%, древнеаллювиальных образований I надпойменной террасы — С. V>100%.

Кальций. Кларк кальция составляет 3,6%. Средние содержания этого элемента в отдельных генетических типах пород следующие: ультраосновные 7,7%, основные 6,72, средние 4,65, кислые 1,58, осадочные 2,53%. В известняках, мергелях, меловых породах количество кальция может превышать 10% (максимум 40%).

Минеральные соединения кальция многочисленны (свыше 300) и многообразны. Наиболее распространен кальций в карбонатах, силикатах и фосфатах; меньше — в галоидных соединениях, окислах и сульфидах. А. Е. Ферсман (1939) указывает, что из основных минеральных видов, в составе которых участвует кальций, силикаты составляют (в %) 45, фосфаты и арсенаты — 30, титанаты и ниобаты — 7, карбонаты и галоидные минералы — 5, бораты — 4, сульфаты — 2.

Во многих случаях кальций входит в минералы и породы в виде изоморфной и эндокриптической примеси. Выявлена также следующая закономерность его парагенезиса в отдельных минеральных соединениях: в силикатах и алюмосиликатах он тесно связан с натрием, магнием, железом, редкими землями, взаимно замещаясь с ними, при этом весьма характерны двойные соединения с магнием; в постройках типа пироксена он объединяется с железом и марганцем; в роговых обманках — с натрием, близким к нему по величине радиуса ионов. В карбонатах кальций тесно связан с магнием и образует с ним двойные соли (типа доломита). Очень разнообразны парагенетические ассоциации кальция в рудных процессах магматического и метасоматического типов. Здесь он в большинстве случаев связан со свинцом, медью, цинком, никелем, кобальтом, железом, марганцем, магнием. Кальций — энергичный осадитель фосфорнокислых и фтористых эманаций и комплексных анионов WO_4 , SO_4 , CO_3 , BO_3 .

Кальций играет важную роль в осадочном цикле миграции элементов, в гипергенном породообразовании и развитии ландшафтов. Он энергично мигрирует в почвах и коре выветривания. Среди всех элементов мироздания, указывает А. Е. Ферсман, кальцию, как и железу, принадлежит ведущая роль. Важнейшими осадочными образованиями кальция являются карбонаты (углекислый кальций) — известняк, мел, мрамор; сульфаты кальция — гипс, селенит, ангидрит; двойная соль кальция и магния — доломит; фосфорнокислые соединения

кальция — фосфаты, скелеты организмов, вторичные апатиты; азотнокислые соединения кальция — известковая селитра и др. Многие бораты содержат в своем составе кальций.

Содержание кальция в почвах зависит от состава материнских пород и климатических условий почвообразования. В черноземах, каштановых почвах и сероземах средняя концентрация его составляет около 4% (немного выше она в черноземах и ниже в сероземах), в подзолистых, лесных почвах и красноземах — меньше 1%. Среднее содержание кальция в почве в целом составляет 1,37%.

Большую роль в процессах миграции кальция в почвах играет содержание воднорастворимого и обменного кальция. Достаточное содержание его в почвах создает нейтральную и щелочную реакцию в них, что благоприятствует бактериальной деятельности, накоплению нейтрального гумуса, образованию прочных поглощающих комплексов и т. д.

Кальций — важная составная часть природных вод. В морской воде его средняя концентрация составляет $4 \cdot 10^{-2}\%$. В пресных водах рек и озер она колеблется в широких пределах в зависимости от состава дренирующих горных пород.

В осадочной толще Полесья палеогеновые морские пески содержат в среднем 0,68% CaO, в неогеновых стекольных — 0,89%. Вверх по стратиграфическому разрезу содержание CaO возрастает и составляет во флювиогляциальных песках древнего антропогена 2,34, а среднего — 1,36%.

В плиоценовых глинах центрального Полесья его содержится в среднем 0,69% (табл. 54), в западных районах несколько больше. Прегляциальные отложения ПНР включают CaO в пределах 0,59—1,05%. Познаньские (пестрые) глины

Таблица 54

Содержание кальция и его окисла в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний CaO	Среднее содержание	
		Ca	CaO
Озерные глины плиоцена	0,52—0,87	0,49	0,69
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	1,67	2,34
Озерные раннего антропогена	0,59—3,89	1,95	2,73
Озерные среднего антропогена	4,63—11,65	5,44	7,61
Моренные (рисс)	0,21—9,00	1,42	1,98
Среднеантропогенные флювиогляциальные	0,02—8,79	0,97	1,36
Аллювиальные (виорм-голоцен)	0,03—9,91	0,68	0,95
Эоловые (виорм-голоцен)	сл.—2,24	0,17	0,24
Озерно-болотные (голоцен)	0,11—14,93	2,70	3,78

Польши содержат в среднем 1,3%, в некоторых образцах этих отложений его содержание достигает 3,87%. В четвертичных глинах БССР оно составляет в среднем 4,96%. Меньше CaO в древнеантропогеновых озерных осадках (в среднем 2,73%), значительно больше в среднеантропогеновых озерных отложениях (7,61%).

В моренах содержание CaO колеблется в пределах 1,98—9,20%. Больше его в моренах минделя.

Сопоставление содержаний CaO в различных генетических типах отложений верхнего чехла покровных пород Полесья показывает следующее.

Наиболее высокое содержание CaO наблюдается в озерно-болотных и моренных отложениях. Эоловые образования характеризуются весьма низким средним значением CaO.

По критерию t обнаруживается недостоверность различий между средними содержаниями CaO в моренных и флювиогляциальных, моренных и озерно-болотных, флювиогляциальных и аллювиальных отложениях. В остальных случаях эти различия существенны. Сравнение средних квадратических отклонений показывает, что наибольшей вариацией концентраций CaO характеризуются озерные ($\sigma=4,06\%$), моренные (2,69) и флювиогляциальные (12,32) образования, наименьшей — аллювиальные (1,70) и эоловые (0,34%). Отношения дисперсий концентраций CaO во всех случаях сравнения, за исключением моренных и флювиогляциальных отложений, превышают значение критерия F при уровне значимости $p=0,05$, т. е. различия между ними достоверны.

Коэффициенты вариаций содержаний CaO в отложениях разных генетических типов превышают 100%. Они несколько выше в аллювиальных (178,45%) и флювиогляциальных (170,59) и ниже в озерно-болотных образованиях (107,41%).

Среднее содержание CaO в покровных отложениях Полесья в целом составляет 1,17%.

Таблица 55

Среднее содержание кальция и его окисла
в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	Ca	CaO
Дерново-подзолистые на моренном суглинке	0,34	0,47
Дерново-подзолистые на песках	0,18	0,25
Слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	0,12	0,17
Перегнойно-глеевые	0,47	0,66
Торфяно-болотные	19,00	26,57
Аллювиально-луговые	0,28	0,26

Как видно из табл. 55, самое высокое содержание CaO наблюдалось в торфяно-болотных почвах. Из других типов почв его больше в перегнойно-глеевых и дерново-подзолистых суглинистых и меньше всего в почвах на эоловых песках. Проверка достоверности различий обнаружила в большинстве случаев отклонения, превышающие табличные значения критерия t .

Наибольшей вариацией содержаний CaO характеризуются также торфяно-болотные ($\sigma=1,39$) и перегнойно-глеевые почвы (0,78), наименьшей — дерново-подзолистые, суглинистые (0,11) и почвы на эоловых песках ($\sigma=0,14\%$). Указанные различия дисперсий в большинстве случаев оказываются значимыми по критерию F , т. е. являются достоверными.

Коэффициенты вариации CaO в почвах изменяются в широких пределах: в торфяно-болотных — 5,23%, дерново-подзолистых суглинистых — 23,40, в перегнойно-глеевых почвах — 118,2%. В остальных типах почв они лежат в пределах 80—90%.

Среднее содержание кальция в грунтовых водах Белорусского Полесья, приуроченных к разным типам отложений, характеризуется следующими данными: в моренных — 87,50 мг/л, флювиогляциальных — 26,07, древнем аллювии I террасы — 15,91, древнем аллювии II террасы — 21,16, современном аллювии — 36,66, озерно-болотных отложениях — 39,51 мг/л. Среднее взвешенное для грунтовых вод Полесья 32,68 мг/л.

Средняя концентрация кальция в поверхностных водах бассейна Припяти составляет 37,71 мг/л. В водах, приуроченных к моренным аккумуляциям, его значительно больше, чем в грунтовых водах отложений других типов. Различия средних арифметических содержаний по критерию t во всех случаях оказываются существенными.

В грунтовых водах моренных отложений отмечена и наибольшая вариация концентраций Ca ($\sigma=56,8$ мг/л), наименьшая вариация наблюдается во флювиогляциальных отложениях ($\sigma=7,51$ мг/л). Различие дисперсий содержаний Ca оказывается несущественным лишь при сравнении грунтовых вод древних аллювиальных отложений I и II террас. Во всех же остальных случаях отношение дисперсий превышает табличное значение критерия F . Коэффициенты вариации Ca в грунтовых водах изменяются от 28,81 (флювиогляциальные отложения) до 91,14% (древний аллювий I надпойменной террасы).

Магний. Магний входит в состав более двухсот минералов, многие из которых являются существенными составными частями магматических, метаморфических и осадочных пород. Кларк магния в земной коре равен 2,10%. В ультраосновных, основных, средних, кислых и осадочных породах его среднее содержание составляет соответственно 2,59; 4,5; 2,18; 0,56 и

1,34 %. Следовательно, основную массу магния представляют ультраосновные и основные породы и связанные с ними магнезиальные силикаты и другие минералы. В изверженных и метаморфических породах широко распространены такие магнезиальные минералы, как оливин, форстерит, диопсид, флогопит, серпентин, тальк, экстратит, кордиерит и др.

Под действием процессов эпигенеза и выветривания образуются вторичные вадозные минералы. Считают, что серпентины являются продуктами изменений магнезиальных оливинов, тальк — пироксенов, хлориты — магнезиальных слюд.

В осадочных породах минералы магния представлены богатыми водой вторичными силикатами, карбонатами, сульфатами, хлоридами, безводными доломитами, магнезитами и др. Среди них видное место занимают двойные соли.

В процессе выветривания магнезитовых пород нередко образуются вторичные скопления коллоидального магнезита, которые в ряде случаев имеют большое промышленное значение.

Велика роль магния в почвенно-ландшафтном цикле природных процессов. Богаты магнием почвы, сформировавшиеся на ультраосновных и основных породах, особенно перidotитах, дунитах, базальтах, амфиболах. Среднее содержание магния в почвах составляет 0,6 %.

Являясь подвижным элементом в биосфере, магний активно мигрирует в почвах и ландшафтах. Во влажных зонах кора выветривания и почвы теряют значительные количества магния, поступающего в процессе выветривания пород в раствор; в условиях засушливого климата различные соединения магния (в виде сульфатов, хлоридов, карбонатов и двойных солей щелочных и щелочноземельных металлов) накапливаются в солончаках и донных осадках соляных озер. Морская вода содержит в среднем 0,14 % магния, а вода горько-соленых озер — во много раз больше.

В осадочной толще Полесья среднее содержание MgO в морских палеогеновых песках составляет 0,50 %. В некоторых разностях полтавских песков (стекольные) эта величина снижается до 0,14 % и ниже. В антропогеновых флювиогляциальных песках количество MgO снова увеличивается и достигает среднего предела 0,68 % в древнеантропогеновых и 0,51 % в среднеантропогеновых отложениях. В аллювиальных образованиях верхнего антропогена в зависимости от их возраста его в 2—5 раз меньше, особенно в отложениях древних террас Припяти.

Среднее содержание MgO в плиоценовых глинах БССР равно 0,90 %. Столько же его в среднем в древнеантропогенных озерных отложениях.

Количество MgO в озерных глинах среднего антропогена достигает 1,48 %. Средние содержания его в зависимости от

возраста и района варьируют в пределах 1,05—2,01 %. Мало MgO в рисских моренах Полесья — всего 1,05 %.

При сопоставлении концентраций MgO в разных генетических типах отложений покровного чехла поверхности Полесья выявляются следующие особенности. По среднему содержанию MgO резко выделяются, с одной стороны, морены, с другой — эоловые аккумуляции. Флювиогляциальные и аллювиальные образования не различаются. По критерию t средние количества MgO оказываются достоверными лишь в следующих случаях сравнения: эоловые и моренные, эоловые и озерно-болотные, аллювиальные и моренные, аллювиальные и озерно-болотные отложения (табл. 56).

Таблица 56

Содержание магния и его окисла в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний MgO	Среднее содержание	
		Mg	MgO
Озерные глины плиоцен	0,62—1,28	0,54	0,90
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	0,41	0,68
Озерные раннего антропогена	0,36—1,05	0,54	0,89
Озерные среднего антропогена	1,58—3,68	0,89	1,48
Моренные (рисс)	0,12—7,40	0,62	1,05
Среднеантропогенные флювиогляциальные	сл.—7,80	0,31	0,51
Аллювиальные (вюрг-голоцен)	сл.—3,33	0,30	0,50
Эоловые (вюрг-голоцен)	сл.—0,58	0,05	0,09
Озерно-болотные (голоцен)	0,11—2,81	0,52	0,86

Наибольшие вариации содержаний MgO наблюдаются в моренных ($\sigma=1,27\%$) и флювиогляциальных (1,25) отложениях, наименьшие — в эоловых ($\sigma=0,17\%$). Коэффициенты вариации значений во всех случаях, кроме озерных отложений (C.V.=63,95 %), превышают 100 %, для флювиогляциальных они достигают 245,1 %.

Наиболее высокое содержание MgO характерно для дерново-подзолистых и перегнойно-глеевых почв, наиболее низкое — для почв на эоловых песках. Дерново-подзолистые на песках, торфяно-болотные и аллювиально-луговые почвы имеют близкие количества MgO (табл. 57).

Наибольшая вариация содержания MgO ($\sigma=0,81\%$) наблюдается в аллювиально-луговых почвах; в дерново-подзолистых суглинистых (0,40) и песчаных (0,35 %) она примерно вдвое меньше. В перегнойно-глеевых (0,11 %), торфяно-болотных (0,12) и почвах на дюнных песках ($\sigma=0,12\%$) вариация концентраций MgO имеет малую величину.

Таблица 57

Среднее содержание магния и его окисла в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	Mg	MgO
Дерново-подзолистые на моренном суглинке	0,32	0,53
Дерново-подзолистые на песках	0,10	0,16
Слаборазвитые дерново-подзолистые на золовых песках	0,03	0,05
Перегнойно-глеевые	0,22	0,37
Торфяно-болотные	0,11	0,18
Аллювиально-луговые	0,11	0,12

Сравнение дисперсий содержаний MgO при помощи критерия F показывает, что по этому параметру значительно выделяются лишь аллювиально-луговые почвы.

Для грунтовых вод Полесья, приуроченных к разным генетическим типам отложений, характерны следующие концентрации магния: в моренных — 14,16 мг/л, флювиогляциальных — 6,67, древнеаллювиальных I террасы — 5,91, древнеаллювиальных II террасы — 7,78, современном аллювии — 7,23, озерно-болотных — 7,19, средневзвешенное для грунтовых вод Полесья составляет 7,09 мг/л. Применение критерия t показывает, что грунтовые воды моренных отложений значительно отличаются от грунтовых вод, приуроченных к отложениям других генетических типов.

Наибольшая вариация содержаний Mg характерна для грунтовых вод моренных отложений ($\sigma=10,1$ мг/л); наименьшая — озерно-болотных ($\sigma=3,42$ мг/л).

Коэффициенты вариации концентраций MgO в грунтовых водах претерпевают значительные изменения: от 47,57 (озерно-болотные отложения) до 118,44% (древнеаллювиальные I террасы).

В поверхностных водах бассейна Припяти его в среднем 6,91 мг/л.

Калий. Калий принадлежит к числу наиболее распространенных в земной коре элементов. Среднее содержание его в земной коре составляет 2,6%, в ультраосновных породах оно равно $3 \cdot 10^{-2}$, основных — $8,3 \cdot 10^{-1}$, средних — 2,3, кислых — 3,34, осадочных — 2,28%.

В основном калий приурочен к гранитам и их пегматитам. В других породах он всегда связан с позднейшими процессами их автометаморфизма и с выносом летучих компонентов. При этом калий накапливается на границах с боковыми поро-

дами или даже в них самих, создавая крупные скопления биотитов с большим содержанием калия.

Характерен гипергенно-осадочный цикл миграции калия в земной коре. В результате выветривания он легко выщелачивается из многочисленных гипогенных минералов, особенно полевых шпатов и слюд, в состав которых входит. Растворимые соединения калия мигрируют в зоне гипергенеза и частью уносятся в бессточные бассейны, образуя солевые аккумуляции; значительная часть калия удерживается почвами и поглощается сложными природными комплексами. Поэтому он наряду с азотом и фосфором является важнейшим биогенным элементом, тесно связанным с разнообразными биогеохимическими процессами. Этим он отличается от натрия, также образующего легкоподвижные соединения в биосфере, но не захватываемого организмами в таких больших количествах.

Для калия характерна большая сорбционная способность в коллоидных системах. При кристаллизации коллоидов он адсорбируется ими и входит в структуру решеток многих вторичных глинистых минералов (глауконит, филлипсит и др.). Поэтому в осадочных породах калия значительно больше, чем натрия.

В морской воде концентрация калия значительно меньше, чем натрия. В солевых осадках и рассолах калий вместе с магнием и другими элементами образует большую группу сульфатов и хлоридов.

В почвах калий находится в воднорастворимом, обменном и необменном состояниях. Среднее содержание его 1,36 вес. %. Богаты калием почвы, образующиеся на кислых и осадочных породах, а также почвы засушливых областей, где калий аккумулируется в солончаках.

Калий содержится в составе многих минералов разных классов и видов, среди которых наиболее распространены силикаты и сульфаты, затем галоиды, фосфаты, бораты и нитраты.

В озерных глинах плиоцене БССР содержится в среднем 1,26% K_2O . В антропогеновых глинистых породах его содержание выше и достигает 2,54% в озерных отложениях среднего антропогена. Содержание калия по отдельным моренным горизонтам ПНР и БССР колеблется в пределах 1,49—2,35%.

В русских моренах Полесья его в среднем 1,87%. Вверх по стратиграфическому разрезу содержание K_2O в моренах растет. Среднее количество K_2O в морских песках палеогена составляет 1,08%, в древнеантропогеновых флювиогляциальных оно несколько больше (1,33%). Количество K_2O уменьшается в среднеантропогеновых флювиогляциальных отложениях (0,83%) и затем в древних аллювиальных образованиях Припяти (0,61%). Среднее содержание калия в различных генети-

Таблица 58

Содержание калия и его окисла в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний K ₂ O	Среднее содержание	
		K	K ₂ O
Озерные глины плиоцена	0,90—1,50	1,04	1,26
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	1,10	1,33
Озерные раннего антропогена	1,03—1,82	1,36	1,64
Озерные среднего антропогена	1,63—4,15	2,11	2,54
Моренные (рисс)	0,10—3,80	1,55	1,87
Среднеантропогенные флювиогляциальные	0,38—2,45	0,69	0,83
Аллювиальные (вюром-голоцен)	0,11—2,48	0,63	0,76
Эоловые (вюром-голоцен)	0,18—1,38	0,52	0,63
Озерно-болотные (голоцен)	0,58—2,42	0,61	0,74

ческих типах покровных отложений Белорусского Полесья приведено в табл. 58.

Наиболее высоко его содержание в моренных образованиях. В отложениях других типов оно примерно в 2—3 раза ниже. По критерию σ достоверны лишь отличия моренных отложений от аккумуляций других типов. В остальных случаях различия оказываются несущественными.

Наибольшая вариация содержаний K₂O наблюдается в флювиогляциальных отложениях ($\sigma=0,74\%$), моренных (0,67) и озерно-болотных (0,64), наименьшая — в аллювиальных (0,43) и эловых (0,33%).

Коэффициент вариации концентраций K₂O в отложениях разных генетических типов изменяется от 35,83 (моренные) до 39,16% (флювиогляциальные). По величине коэффициента вариации K₂O аллювиальные отложения близки к эловым, а озерно-болотные — к флювиогляциальным. Содержание калия в почвах Белорусского Полесья приведено в табл. 59.

Наиболее высокое среднее количество K₂O наблюдается в дерново-подзолистых суглинистых, самое низкое — в торфяно-болотных почвах. Применение критерия F подтверждает существенность отличия содержания K₂O в торфяно-болотных почвах от концентрации его в почвах других типов, а также отличие дерново-подзолистых песчаных разностей от дерново-подзолистых суглинистых и аллювиально-луговых почв.

По величине вариации выделяются дерново-подзолистые суглинистые ($\sigma=0,83\%$) и торфяно-болотные ($\sigma=0,13\%$) почвы. Значение σ для других почв колеблется в пределах 0,30—0,50%. В почвах разных типов наблюдаются значительные изменения коэффициента вариации: от 38,82 (аллювиально-луговые) до 70,94% (дерново-подзолистые суглинистые).

Натрий. Натрий (кларк 2,64 вес. %) принадлежит к числу наиболее распространенных породообразующих элементов земной коры. Среднее содержание его в осадочных, средних, кислых, основных, ультраосновных породах равно соответственно 0,66%; 3,0; 2,77; 1,94; $5,7 \cdot 10^{-1}\%$. В магматических породах основная масса натрия входит в состав силикатов, а в осадочных — галоидов, карбонатов, фосфатов, сульфатов, боратов и нитратов.

В щелочных породах (в нефелиновых сиенитах, а также в породах, содержащих плагиоклазы, амфиболы, анальцим, содалит, канкринит, натролит и др.) наблюдается наибольшая концентрация натрия. В магматических и метасоматических породах он изоморфно замещается и замещает особенно кальций и калий (канкринит, гаюнин, аортоклаз, скаполит и др.). Наиболее богаты натрием соленосные толщи, представленные каменной солью.

Выветривание гипогенных минералов натрия сопровождается растворением его соединений. Они поступают в раствор и гипергенный миграционный цикл: основная часть натрия мигрирует в океаны и озерные бессточные впадины, создавая солевые аккумуляции, другая захватывается растительными и животными организмами, задерживается в коре выветривания и почвах засушливых областей, образуя континентальные отложения солей. Одновременно с натрием мигрируют и другие элементы и их соединения (калий, магний, кальций, бор и др.), образующие большой комплекс солевых минералов различного состава и генезиса.

Натриевые соли в качестве примесей содержат литий, рубидий, цезий, фтор, бром, йод, редкоземельные элементы.

В гипергенно-осадочном и почвенном цикле миграций натрий обладает рядом специфических особенностей. Укажем на

Таблица 59

Среднее содержание калия и его окисла в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	K	K ₂ O
Дерново-подзолистые на моренном суглинке	0,97	1,17
Дерново-подзолистые на песках	0,51	0,61
Слаборазвитые дерново-подзолистые на золовых песках	0,68	0,82
Перегнойно-глеевые	0,60	0,72
Торфяно-болотные	0,22	0,27
Аллювиально-луговые	0,70	0,85

Таблица 60

Содержание натрия и его окисла в отложениях
разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний Na_2O	Среднее содержание	
		Na	Na_2O
Озерные глины плиоцен	0,38—1,14	0,48	0,65
Древнеантропогенные флювиогляциальные	—	0,33	0,45
Озерные раннего антропогена	0,48—0,69	0,42	0,57
Озерные среднего антропогена	0,49—1,30	0,56	0,76
Моренные (ресс)	0,21—1,07	0,46	0,62
Среднеантропогенные флювиогляциальные	0,11—1,87	0,24	0,33
Аллювиальные (вюром-голоцен)	0,04—1,10	0,25	0,34
Эоловые (вюром-голоцен)	сл.—0,45	0,18	0,25
Озерно-болотные (голоцен)	0,25—0,75	0,27	0,37

главные из них. По величине кларка в земной коре он лишь немного отличается от калия (2,64 и 2,6%) и дает легко растворимые соединения с основными анионами растворов. Натрий в значительно большей степени, чем калий, концентрируется в морской воде и в меньшей — в почвах и живом веществе. По сравнению с калием он является менее биогенным элементом, для него характерно сравнительно слабое участие в биогеохимическом круговороте. В условиях влажного климата в процессе миграции натрий почти полностью вымывается из почв и коры выветривания, так как почти не задерживается живыми организмами и не образует трудно растворимых соединений.

Совершенно иная картина характерна для калия. В природных водах количество его по сравнению с натрием в десятки раз меньше, он энергично адсорбируется почвенными коллоидами и образует вторичные глинистые минералы (гидрослюды).

В условиях засушливого климата натрий в большей степени, чем калий и другие катионы, накапливается в озерах, лагунах, почвах и растениях, определяя тем самым специфические черты коры выветривания, почв и ландшафтов. При этом образуются различные типы и разновидности солончаковых почв и ландшафтов. Содержание натрия в почвах засушливых областей во много раз выше, чем в гумидных.

Известно около 150 минеральных видов, в которых в разных количествах и формах представлен натрий.

Среднее содержание Na_2O в морских песках палеогена Полесья 0,18%. В 2—3 раза его больше во флювиогляциальных и озерных осадках раннего антропогена. Наиболее высокое среднее содержание Na_2O наблюдается в озерных осадках среднего антропогена (табл. 60). В озерных глинах плиоценена и море-

нах рисского возраста на территории Полесья примерно одинаковое среднее количество Na_2O (0,65 и 0,62% соответственно). По сравнению с плиоценовыми глинами БССР в пестрых глинах Польши значительно меньше Na_2O — в среднем 0,36%. Отложения прегляциала ПНР содержат столько же Na_2O , сколько плиоценовые глины БССР, — около 0,64%.

Распределение Na_2O в наружном чехле Полесья показано в табл. 60.

Среднее содержание Na_2O в моренных отложениях примерно вдвое выше, чем в образованиях других типов. Применение критерия t подчеркивает существенность отличий моренных и эоловых отложений от аккумуляций других типов и незначительность различий между средними содержаниями Na_2O в аллювиальных, флювиогляциальных и озерно-болотных образованиях.

По величине средних квадратических отклонений аллювиальные ($\sigma=0,35\%$) и флювиогляциальные отложения (0,37) существенно отличаются от моренных (0,17), эоловых (0,16) и озерных ($\sigma=0,18\%$).

Разные типы почв характеризуются различным содержанием натрия (табл. 61).

Таблица 61

Среднее содержание натрия и его окисла
в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	Na	Na_2O
Дерново-подзолистые на моренном суглинке	0,43	0,58
Дерново-подзолистые на песках	0,22	0,29
Слаборазвитые дерново-подзолистые на эоловых песках	0,18	0,25
Перегнойно-глеевые	0,30	0,41
Торфяно-болотные	0,13	0,18
Аллювиально-луговые	0,39	0,42

Наиболее высоким содержанием Na_2O характеризуются дерново-подзолистые суглинистые почвы, несколько ниже оно в аллювиально-луговых и перегнойно-глеевых. В дерново-подзолистых песчаных почвах и почвах на дюнных песках оно почти вдвое ниже. Наиболее низкая концентрация Na_2O отмечена в торфяно-болотных почвах.

По величине среднего квадратического отклонения почвы разделяются на две группы: дерново-подзолистые (суглини-

стые и песчаные), перегнойно-глеевые и аллювиально-луговые ($\sigma=0,26-0,24\%$) и торфяно-болотные (0,16) и почвы на дюнных песках ($\sigma=0,14\%$). Применение критерия F указывает на существенность различий дисперсий между отложениями разных групп и отсутствие этих различий внутри них.

Наиболее высокие коэффициенты вариации содержаний Na_2O отмечены в торфяно-болотных ($C.V.=88,89\%$) и дерново-подзолистых песчаных почвах (82,76%). В почвах других типов они в 1,5—2 раза меньше (например, в дерново-подзолистых суглинистых почвах $C.V.=44,83\%$).

В грунтовых водах Полесья, приуроченных к разным генетическим типам отложений, среднее количество натрия следующее: моренные — 24,50 mg/l , флювиогляциальные — 8,92, древнеаллювиальные I террасы — 10,59, древнеаллювиальные II террасы — 14,62, современный аллювий — 8,78, озерно-болотные — 8,45, средневзвешенное по Полесью — 9,22 mg/l .

Среднее квадратическое отклонение содержаний Na достигает наибольшей величины в грунтовых водах морен ($\sigma=18,23 \text{ mg/l}$). В водах отложений других типов оно примерно одинаково и вдвое меньше, чем в моренных. При сравнении дисперсий (по критерию F) выделяются лишь грунтовые воды моренных отложений.

Коэффициенты вариации содержаний Na в грунтовых водах образований различных типов изменяются от 58,74 (древний аллювий II террасы) до 100,34% (флювиогляциальные аккумуляции). Среднее содержание натрия в поверхностных водах бассейна Припяти составляет 5,13 mg/l .

Сказанное позволяет сделать вывод, что литогеохимические процессы в Полесье ведут к накоплению кремния. В ландшафте весьма инертен алюминий. Подвижными оказываются железо и кальций. Геохимические процессы сопровождаются частичным выносом элементов грунтовыми и поверхностными водами и аккумуляцией их в органических, ферритных и карбонатных образованиях.

Количество щелочных и щелочноземельных элементов незначительно: в условиях Полесья происходит интенсивное выветривание их минеральных форм и вынос элементов гидросетью за пределы территории. Однако отмечается и их концентрирование: калия в связи с развитием живого вещества, кальция частично в нижних горизонтах лесовых пород, а также при образовании луговых Мергелей.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛАРКОВ В ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Характерной чертой четвертичных глин БССР является более высокое содержание Ca (табл. 62). Кроме того, в них отмечается несколько повышенное содержание Si и пониженное

Таблица 62

Сравнение средних содержаний химических элементов в четвертичных глинах БССР с кларковыми, %

Типы породы	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Ti	S
Глина (по К. И. Лукашеву, Г. И. Сачку, В. К. Лукашеву, 1965)	29,19	7,08	3,87	4,14	1,39 (по 48 анализам)	0,37	0,10 (по 260 анализам)
Глина (по Д. Грину)	27,3	8,19	4,73	2,23	1,48	0,43	0,26
Осадочные породы — глины и сланцы (по А. П. Виноградову)	24,8	10,45	3,33	2,53	1,34	0,45	0,30

Al по сравнению с кларковыми. Кларки Fe, Mg и Ti почти не отличаются от приводимых в литературе. По сравнению с кларковыми в четвертичных глинах почти в 3 раза меньше серы.

В табл. 63 приводятся кларки, показывающие различие разновозрастных глин Польши. Из нее следует, что четвертичные и третичные глины заметно различаются по содержанию щелочных и щелочноземельных элементов.

В табл. 64 приводятся средние данные химического состава глинистых пород БССР и Польши.

Проверка данных по критерию Стюдента показала, что существует достоверное различие между глинистыми породами БССР и ПНР только по содержанию MgO, что связано с тем, что на территории БССР на большой площади под четвертичными отложениями залегают девонские отложения, за счет которых четвертичные породы Белоруссии обогащены карбонатами магния.

Как в БССР, так и в Польше, глины, распространяемые на севере в области вюрмского ледника, отличаются от глин области распространения рисского ледника прежде всего содержанием и составом карбонатов (CaO и MgO) (табл. 65).

В табл. 66 приведены данные изучения геохимических провинций глин по их средним химическим показателям, полученные автором совместно с К. И. Лукашевым и Г. И. Сачком (1965). Статистическая обработка химических данных позволила выделить 8 различающихся между собой районов (рис. 28). Сравнение коэффициентов вариации показывает, что

Таблица 63

**Химический состав разновозрастных глин Польши
(по материалам З. Токарского), %**

Окислы элементов		Тип отложений				
		лессы	четвертичные ледниковые глины	континентальные глины плиоцена	континентальные глины миоцена	морские глины миоцена
SiO ₂	X	76,6	53,7	69,1	67,8	57,0
	σ	3,7	5,05	6,8	7,7	5,9
Al ₂ O ₃ + TiO ₂	X	9,9	14,6	17,3	20,4	17,2
	σ	1,1	1,95	4,1	4,8	1,9
Fe ₂ O ₃	X	2,6	5,4	5,3	4,0	6,8
	σ	1,18	1,06	2,1	2,06	0,64
CaO	X	3,6	12,0	1,3	1,2	7,6
	σ	2,18	3,16	0,33	0,54	4,1
MgO	X	1,2	3,5	1,5	0,8	2,6
	σ	0,39	1,0	0,54	0,45	0,62
Na ₂ O	X	1,2	1,4	0,36	0,60	0,60
	σ	0,37	1,0	0,66	0,45	0,45
K ₂ O	X	2,3	3,0	1,9	1,7	2,4
	σ	0,26	2,26	0,53	0,88	1,05
SO ₃	X	0,1	0,3	0,3	0,1	0,7
		—	—	—	—	—
п.п.п.	X	4,9	12,9	6,3	7,4	11,7
		—	—	—	—	—
Геохимические коэффициенты	SiO ₂	7,74	3,68	3,99	3,32	3,31
	Al ₂ O ₃					
	Fe ₂ O ₃	0,26	0,37	0,30	0,19	0,39
	Al ₂ O ₃					
	CaO	3,0	3,43	0,87	1,5	2,92
	MgO					
	K ₂ O	1,92	2,14	5,28	2,83	4,0
	Na ₂ O					
	ea	0,71	1,12	0,21	0,17	0,61

Таблица 64

Химический состав глинистых пород БССР и Польши, %

Район	Статистики	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	п.п.п.	SiO ₂	CaO
								Al ₂ O ₃	MgO
БССР	X	65,44	12,84	5,16	2,06	4,96	7,25	5,09	2,40
	σ	10,74	3,88	2,04	1,30	4,09	3,94		
Польша	X	66,90	13,83	4,86	1,50	4,90	8,01		
	σ	10,82	4,55	2,25	1,19	4,24	4,15	4,81	3,26

Таблица 65

Химический состав глинистых пород севера (вюрм) и юга
(рисс, миндель) Польши, %

Район	Стати- стики	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	п.п.п.	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$
		\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}			
Север	\bar{X}	63,64	12,72	5,13	2,05	6,69	9,93	5,00	3,26
	σ	11,89	4,36	2,26	1,22	4,23	4,08	—	—
Юг	\bar{X}	70,72	14,66	4,49	0,89	2,73	6,19	4,82	3,06
	σ	7,93	4,61	2,19	0,82	3,12	3,39	—	—

Таблица 66

Средние арифметические (\bar{X}) содержаний химических компонентов
в четвертичных глинах разных районов БССР, %

Район	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	п.п.п.
1	53,98	12,51	5,39	11,10	3,56	11,74
2	56,29	14,52	5,13	6,65	2,80	9,57
3 (I)	57,94	15,59	6,65	5,64	2,74	8,23
4	57,65	13,09	5,44	8,66	3,05	10,31
5	64,15	12,38	5,36	6,02	2,42	8,21
6	68,20	13,02	5,47	3,47	1,85	5,70
7	62,91	12,05	4,73	7,08	1,70	9,25
8	70,56	12,71	5,05	2,40	1,34	5,15
II	54,94	13,63	5,29	9,26	3,24	10,75
III	64,20	12,84	5,43	5,65	2,35	7,69
IV	67,20	12,38	4,91	4,54	1,51	6,96
БССР в целом	62,51	13,38	5,54	5,79	2,32	7,93

менее изменчивым показателем является содержание Al₂O₃ и SiO₂, наиболее изменчивым — содержание CaO. По величинам коэффициентов вариации Fe₂O₃ и MgO занимают промежуточное положение.

По критерию t (табл. 67) территория Полесья по содержанию SiO₂ и CaO отличается от других областей БССР. По этим же признакам также отличаются западные и восточные районы Полесья.

По мере движения с севера на юг из области распространения вюрмского ледника в зону максимального распространения рисского ледника наблюдаются увеличение среднего содержания SiO₂ и уменьшение среднего количества Al₂O₃. Та же закономерность наблюдается и на территории Полесья при движении с запада на восток, т. е. в направлении сноса материала в четвертичное время.

Анализ химических компонентов, содержащихся в глинах разных районов, показывает определенное влияние на их со-

Таблица 67

Значение критерия t (при $p = 0,01$, $t = 2,58$; при $p = 0,05$, $t = 1,96$)

Район	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	п.п.п.
1—2	0,71	1,53	0,58	4,20	5,68	2,19
1—4	0,44	1,32	0,79	2,14	0,83	1,96
4—5	4,68	0,76	0,24	3,11	2,86	2,66
4—6	6,45	0,08	0,07	7,01	6,00	7,43
4—7	2,86	1,13	2,15	1,61	6,75	1,29
5—6	3,27	0,91	0,28	4,05	2,71	3,59
5—8	7,28	0,45	0,84	5,84	4,70	4,43
6—8	1,33	0,41	0,95	2,28	2,43	1,00
7—8	3,82	0,94	0,89	5,85	1,71	5,77
I-II	1,81	2,61	4,25	5,48	2,78	4,42
I-III	6,32	5,29	4,15	0,02	2,23	1,32
I-IV	11,43	6,02	6,21	2,24	8,20	2,76
II-III	5,65	1,10	0,50	5,23	4,94	5,10
III-IV	2,40	0,96	2,00	2,09	6,00	1,46

став подстилающих пород, особенно карбонатных. В северных районах и на Оршанско-Могилевском плато, где более широким распространением пользуются карбонатные породы, отношение CaO/MgO составляет для глин 2,10. В полесье, где в четвертичном покрове господствуют песчаные породы, отношение CaO/MgO=1,67. А. П. Виноградов и А. Б. Ронов (1956) приводят отношение Ca/Mg в глинах девона 2,81, что весьма близ-

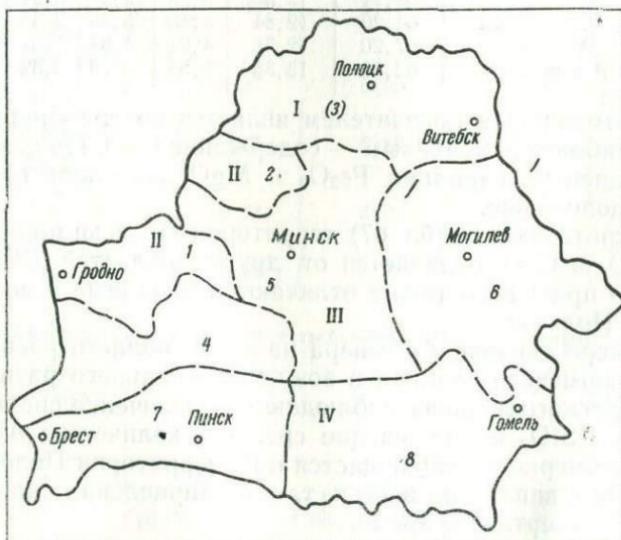


Рис. 28. Карта-схема выделенных районов

Таблица 68

Статистические показатели распределения содержаний главных химических компонентов в четвертичных глинах БССР разных генетических типов, %

Статистики	Генетический тип отложений	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	п.п.п.
Среднее арифметическое (\bar{X})	моренный аллювиальный озерно-ледниковый	62,55 67,40 56,78	13,08 12,64 14,68	5,49 4,82 6,08	6,01 4,39 7,14	2,33 1,70 2,91	0,21 0,26 0,28	8,47 6,73 9,39
Значение t для сравниваемых типов (при $p = 0,01$, $t = 2,58$; при $p = 0,05$, $t = 1,96$)	моренный аллювиальный моренный озерно-ледниковый аллювиальный озерно-ледниковый	3,85 5,20 9,57	0,96 3,20 4,08	3,35 2,81 5,72	3,06 2,22 5,97	4,50 4,14 9,31	1,00 1,75 0,40	3,48 1,96 5,91
Средние квадратические отклонения (σ)	моренный аллювиальный озерно-ледниковый	8,92 11,10 8,30	3,57 3,48 4,37	1,34 1,87 2,00	3,90 4,24 3,84	1,09 1,12 1,10	0,22 0,29 0,24	3,59 4,15 3,84
Коэффициент вариации (C. V.)	моренный аллювиальный озерно-ледниковый	14,26 16,47 14,62	27,29 27,53 29,77	24,41 38,80 32,89	64,89 96,58 53,78	46,79 65,88 37,80	104,8 111,5 85,71	42,38 61,66 37,06

ко к данным для четвертичных глин севера БССР ($\text{Ca}/\text{Mg} = 2,49$).

Более высокие показатели отношений Ca/Mg (4,89) характерны для глин западных районов Полесья, где карбонатный материал накапливался за счет разрушения верхнемеловых отложений.

Совершенно другие данные дает сравнение химического состава четвертичных глин БССР с химическим составом норвежских ледниковых глин (по данным Хоугена). Вычисленные для норвежских четвертичных глин отношения CaO/MgO составляют 0,93. Отсюда напрашивается очевидный вывод, что карбонатная компонента четвертичных отложений БССР образовалась за счет местного материала как в процессе перемещения ледниковых масс, так и в результате флювиогляциального размыва ледниковых аккумуляций. Эти данные, безусловно, представляют большой палеогеохимический интерес.

В табл. 68 приведены статистические показатели содержания главных компонентов в генетических типах четвертичных отложений.

По среднему содержанию главных компонентов моренные глины занимают промежуточное положение между аллювиальными и озерно-ледниковыми. Наибольшие коэффициенты вариации всех компонентов (за исключением Al_2O_3) характерны для аллювиальных глин. Самые малые по величине коэффициенты вариации характерны для SiO_2 , Al_2O_3 , самые высокие — для SO_3 , CaO , MgO . Самый высокий коэффициент вариации Fe_2O_3 у озерно-ледниковых отложений.

Использование кларков химических компонентов в литогеохимическом анализе и палеогеохимической корреляции позволяет характеризовать (в нашем случае): особенности химического состава четвертичного покрова по сравнению с земной корой; разновозрастные особенности литогенеза, например, третичного и разных палеогеографических условий четвертичного времени; отдельные генетические типы четвертичных отложений; отдельные литогеохимические провинции и районы покровных пород.

УЧАСТИЕ НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Как известно, более 99 процентов массы вещества земной коры состоит лишь из десятка элементов (O , H , Si , Al , Fe , Na , Mg , Ca , K , C). Сочетаясь в разных качественных и количественных соотношениях, они формируют горные породы, гидросферу, атмосферу и обуславливают жизнь на Земле. Эти элементы дают представление о химическом составе изверженных, метаморфических и осадочных пород. Остальные

элементы периодической таблицы Д. И. Менделеева представлены в горных породах редкими или микроэлементами.

Нами изучались лишь некоторые микроэлементы, входящие в состав четвертичных отложений, почв и вод: Ti, Mn, Cr, Ni, V, Cu, Zr, Ba.

Содержание указанных микроэлементов в четвертичных генетических типах осадков, почвах и растениях определялось

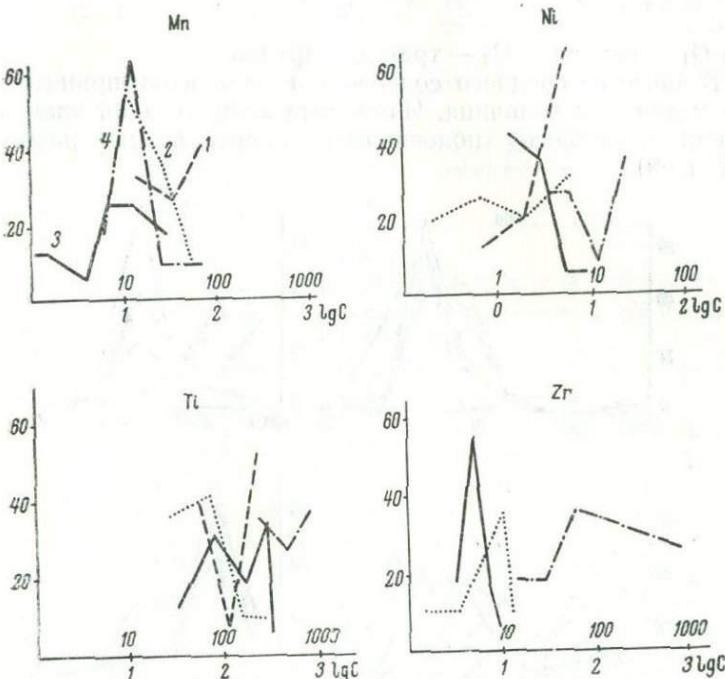


Рис. 29. Вариационные кривые распределения содержаний микроэлементов в озерных глинистых отложениях разного возраста:

1—средний антропоген, 2—древний антропоген, 3—верхняя часть полтавской серии, 4—нижняя часть полтавской серии (содержание микроэлементов на оси абсцисс дано в тыс. долларах %)

спектральным анализом. Для каждого генетического типа отложений (680 образцов) составлены и обработаны вариационные ряды содержаний Ti, Ba, Mn, Cr, Ni, V, Cu (рис. 29—30). 450 количественных и полукаличественных (приближенно количественных) спектральных анализов были использованы при характеристике опорных разрезов на территории БССР и ПНР. Группировка данных анализов в классы проводилась по 10-кратной шкале с интервалами: $1 \cdot 10^{-4}$ — $3,2 \cdot 10^{-4}\%$; $3,2 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$; $1 \cdot 10^{-3}$ — $3,2 \cdot 10^{-3}$; $3,2 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-2}$; $1 \cdot 10^{-2}$ — $3,2 \cdot 10^{-2}$; $3,2 \cdot 10^{-2}$ — $1 \cdot 10^{-2}\%$ и т. д., что при переходе

к десятичным логарифмам содержаний соответствует ширине интервала $\approx 0,5$.

Построены кумулятивные кривые распределения логарифмов концентраций микроэлементов в отложениях разных типов. По кривым вычислялись медиана (Me) и половинный квартильный размах:

$$Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2},$$

где Q_1 — первая и Q_3 — третья квартиль.

В качестве среднего содержания элементов принималась его медианная величина. Изменение концентраций элементов характеризовалось половинным квартильным размахом (табл. 69).

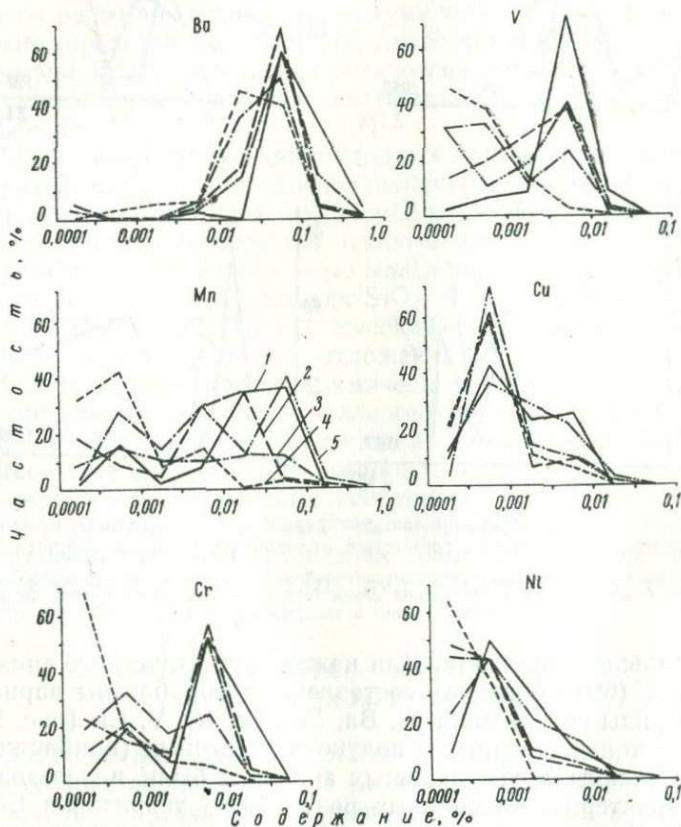


Рис. 30. Вариационные кривые распределения содержаний микроэлементов в покровных отложениях Белорусского Полесья:
1—моренные, 2—флювиогляциальные, 3—аллювиальные, 4—зеловые,
5—озерно-болотные

Таблица 69

Содержание некоторых микроэлементов в покровных отложениях Белорусского Полесья, %

Показатели распределения	Генетический тип отложений	Mn	Ni	V	Cr	Cu	Ba
(Me), %	моренные	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$
	флювиогляциальные	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-2}$
	аллювиальные	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$
	эоловые	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$< 3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$< 3,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$
	озерно-болотные	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$11,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$
(Q), %	моренные	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$
	флювиогляциальные	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$
	аллювиальные	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$
	эоловые	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$< 2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$< 2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
	озерно-болотные	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$
$\log \bar{X}$	моренные	2,12	4,99	3,65	3,65	3,08	2,93
	флювиогляциальные	3,55	4,58	3,22	3,35	4,80	2,62
	аллювиальные	3,54	4,62	4,91	3,03	4,90	2,65
	эоловые	4,82	4,42	4,61	4,51	4,74	2,33
	озерно-болотные	3,95	4,87	3,10	3,20	3,10	2,70
$\sigma \log X, \%$	моренные	0,78	0,45	0,40	0,56	0,48	0,34
	флювиогляциальные	0,77	0,39	0,54	0,59	0,44	0,27
	аллювиальные	0,74	0,41	0,60	0,58	0,37	0,36
	эоловые	0,60	0,25	0,41	0,43	0,37	0,48
	озерно-болотные	0,94	0,48	0,66	0,63	0,52	0,33

При помощи критерия X^2 проверялась близость эмпирического распределения логарифмов содержаний к нормальному распределению для Ti, Ba, Cu. Во всех случаях получены отрицательные результаты. Однако приближенная оценка близости эмпирического распределения к логарифмически нормальному по методу спрямленных диаграмм указывает на возможность их аппроксимации для Ti, Ba, Cu и в ряде случаев для Cr, V, Ni. Поскольку допускается возможность аппроксимации эмпирического логнормальным распределением, сравнение средних арифметических логарифмов содержаний проводится при помощи критерия t . Были сравнены с помощью критерия F также дисперсии логарифмов содержаний.

При помощи системы квартилей были охарактеризованы средние концентрации и изменение количества микроэлементов в разных типах почв (табл. 70) на основании 284 анализов.

Характеристика содержания микроэлементов в растительности на разных типах почв (табл. 71) приводится по данным 22 анализов.

Титан. По среднему содержанию в земной коре (0,6%) титан относится к более распространенным элементам, чем фосфор, медь, свинец, никель и многие другие. Присутствие его установлено почти во всех горных породах, растительных и животных организмах.

А. П. Виноградов дает такие кларки титана в разных типах пород (в вес. %): ультраосновные — $3 \cdot 10^{-2}$; основные — 0,9; средние — 0,8; кислые — 0,23; осадочные породы — 0,45; почвы — 0,46; живое вещество — $1 \cdot 10^{-4}$; зола растений — $5 \cdot 10^{-4}$; морская вода — $1 \cdot 10^{-7}$.

Магматические породы содержат значительно больше количества Ti, чем осадочные. Наиболее богаты им габбро, нориты, оливиниты, базальты, бедны титаном гранитные породы и их дериваты.

Соединения титана в магматических породах представлены главным образом титаномагнетитами.

В осадочных породах повышенные содержания титана (в форме ильменита, рутила и других минералов) известны в россыпях и в продуктах коры выветривания, особенно в бокситах (до 5—10%).

Титансодержащие минералы в осадочных породах БССР представлены ильменитом, рутилом, лейкоксеном и гораздо реже сフェном. Их сумма в опробованных отложениях колеблется от 0,5—1 до 5—7 $\text{кг}/\text{м}^3$, а на отдельных интервалах, особенно в палеогеновых, достигает 15—20 $\text{кг}/\text{м}^3$ и более. В некоторых мономинеральных фракциях содержатся повышенные количества титана: в магнетитах — до 0,3—2,0%, в биотите и роговой обманке — до 1, в апатитах и полевых шпатах — до 0,1—0,2%. Минералами с наиболее низкими

Содержание микроэлементов в почвах Белорусского Полесья, %

Таблица 70

Показатели распределения	Тип почв	Ba	Mn	Ni	V	Cr	Cu
Me	Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые на супесях	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые на песках	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые слаборазвитые на эоловых песках	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-карбонатные	$5,5 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
	Перегнойно-глеевые	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$
	Торфяно-болотные	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
	Аллювиально-луговые	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Q	Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$7,1 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые на супесях	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
	Дерново-подзолистые на песках	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$
	Дерново-подзолистые слаборазвитые на дюнных песках	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$
	Дерново-карбонатные	$7,0 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
	Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
	Перегнойно-глеевые	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
	Торфяно-болотные	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
	Аллювиально-луговые	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$

Таблица 71

Содержание микроэлементов в растительности на

Виды растений и растительные ассоциации	Mn	Ni	Cu
Сосна	$5,0 \cdot 10^{-1}$ — —1,1	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $2,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$ — — $6,0 \cdot 10^{-2}$
Береза	1,0—3,33	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,5 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,5 \cdot 10^{-2}$
Можжевельник	2,33—2,76	$1,1 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$
Дуб	1,96—2,14	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ —
Рябина	1,4	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Ольха	1,4	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Полукустарники	$6,0 \cdot 10^{-1}$ — —1,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$
Сено разнотравное	$6,0 \cdot 10^{-1}$ — — $7,3 \cdot 10^{-1}$	0— $2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $5,0 \cdot 10^{-3}$
Растительные ассоциации			
на дерново-подзолистых супесчаных почвах	$8,6 \cdot 10^{-2}$ — —2,76	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$
на дерново-подзолистых почвах моренных суглинков	1,0	0— $3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$
на дерново-подзолистых песчаных почвах	$7,3 \cdot 10^{-1}$ — —3,33	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $6,0 \cdot 10^{-2}$
на дерново-подзолистых слаборазвитых на дюнных песках и почвах	$5,0 \cdot 10^{-1}$ — —1,0	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$ — — $5,0 \cdot 10^{-3}$
на аллювиально-луговых почвах	$6,6 \cdot 10^{-1}$ — —2,74	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$

содержаниями титана являются пирит, гранат, сидерит, скаполит, монацит.

Накопление титана в почвах зависит от материнской породы и от степени почвообразовательного процесса. Наиболее богаты титаном почвы, образующиеся на основных породах, наиболее бедны ими песчаные, лессовые, болотные и известковые почвы. В подзолистых серых лесных почвах содержание титана обычно меньше в гумусовом горизонте и повышается к подошве.

Особенности распространения титана в разновозрастных образованиях БССР изучали В. Г. Марков и В. Е. Бордон.

территории Белорусского Полесья, %

Ba	Ti	Pb	Zr	Sr	V, Co, Cr Zn, Mo
$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $4,5 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	до $5,0 \cdot 10^{-2}$	
$3,0 \cdot 10^{-2}$ — — $5,0 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,4 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,5 \cdot 10^{-2}$	до $4,0 \cdot 10^{-2}$	до $5,0 \cdot 10^{-2}$	
$2,0 \cdot 10^{-1}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	
$1,0 \cdot 10^{-2}$ — — $5,0 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$ —	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $2,0 \cdot 10^{-3}$	до $3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	
$5,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	
$1,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	
$9,0 \cdot 10^{-3}$ — — $5,0 \cdot 10^{-1}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ — — $8,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	
$1,0 \cdot 10^{-1}$ — — $3,5 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,5 \cdot 10^{-2}$	до $3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	
$2,1 \cdot 10^{-1}$ — — $5,0 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$	$0—1,0 \cdot 10^{-1}$	$0—1,0 \cdot 10^{-1}$	
$0—3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$ — — $3,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	не опред.	
$2,0 \cdot 10^{-1}$ — — $5,0 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $4,5 \cdot 10^{-2}$	$0—8,0 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$ — — $2,0 \cdot 10^{-1}$	
$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-2}$	не опред.	$0—4,0 \cdot 10^{-3}$	
$1,0 \cdot 10^{-2}$ — — $5,7 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$ — — $1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$ — — $1,0 \cdot 10^{-2}$	$0—3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$ — — $3,0 \cdot 10^{-2}$	

Согласно их данным, в карбонатных отложениях (мел, мергели, известняки) минимальные фоновые значения титана ($0,02—0,22\%$) приурочены к верхнему мелу, максимальные (до $0,6—0,7\%$) — к палеогену.

В глинах и глинистых сланцах минимальные медианные содержания титана ($0,2—0,3\%$) встречены в верхнем девоне и неогене, а в верхней юре и меловых отложениях они повышаются до $0,7\%$ и более.

В песках, песчаниках, алевритеах и алевролитах фоновые значения титана почти во всех системах лежат в пределах $0,2—0,3\%$ и только в девонских отложениях повышаются до

Ниже предела чувствительности метода

Ниже предела чувствительности метода

0,8% в среднем отделе и 0,55% в верхнем, а в неогене резко падают до 0,07—0,08%.

Всего в песчаных разностях пород Белоруссии по различным системам выделено около 30 участков с аномальными содержаниями титана. Причем наиболее обогащены им палеогеновые осадки.

Согласно нашим данным, среднее количество Ti в морских песках палеогена на территории центрального Полесья составляет 0,05% (табл. 72), пределы колебаний — от 0,01 до 0,3%, а в неогеновых кварцевых (стекольных) песках — около 0,01%.

Таблица 72

Содержание Ti в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Ме
Морские пески палеогена	50·10 ⁻³
Озерные глины, нижняя часть полтавской серии	500·10 ⁻³
Озерные глины, верхняя часть полтавской серии, плиоцен	120·10 ⁻³
Древнеантропогенные флювиогляциальные	20·10 ⁻³
Озерные древнего антропогена	64·10 ⁻³
Озерные среднего антропогена	162·10 ⁻³
Моренные (рисс)	150·10 ⁻³
Среднеантропогенные флювиогляциальные	80·10 ⁻³
Аллювиальные (вюром, пески высоких террас) древние	16·10 ⁻³
Аллювиальные голоценовые	100·10 ⁻³
Эоловые	30·10 ⁻³
Озерно-болотные (голоцен)	80·10 ⁻³

В целом в песках полтавской серии средняя концентрация элемента возрастает почти в 2 раза (0,12%) по сравнению с морскими с пределами колебаний от 0,01 до 0,3%.

В древнеантропогенных флювиогляциальных песках среднее содержание Ti составляет 0,022% (пределы колебаний 0,001—0,2%), а во флювиогляциальных песках среднего антропогена — 0,08% с пределами концентраций от следов до 0,62% TiO_2 .

Несколько выше оно в аллювиальных песках рисс-вюрма — 0,031% (пределы 0,01—0,1%), а в аллювии вюрма уменьшается почти в 2 раза и составляет 0,016% (пределы 0,01—0,1%).

Среднее содержание Ti в черных глинах нижней части полтавской серии достигает 0,5% (пределы от 0,3 — до 1,0%), а в глинах верхнего неогена — лишь 0,12% (с пределами 0,050—0,3%).

В миндель-расских озерных осадках количество Ti значительно меньше (0,064%) по сравнению с неогеновыми глинами Белоруссии (пределы 0,05—0,08%).

Озерные осадки среднего антропогена содержат 0,16% титана (пределы 0,05—0,3%).

Большими колебаниями в содержании Ti характеризуются разновозрастные морены (0,09—0,39%). Средняя концентрация Ti в рисских моренах Полесья равна 0,165%.

Содержание титана в покровных отложениях Белорусского Полесья характеризуется данными, приведенными в табл. 73.

Таблица 73

Содержание титана и его окисла в разных генетических типах покровных отложений Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Пределы колебаний TiO_2	Среднее содержание	
		Ti	TiO_2
Аллювиальные	следы—0,71	0,10	0,16
Флювиогляциальные	следы—0,62	0,08	0,13
Моренные	следы—0,83	0,15	0,25
Эоловые	следы—0,37	0,03	0,05
Озерно-болотные	следы—0,44	0,08	0,13

Наиболее высокое содержание Ti наблюдается в моренных отложениях; в аллювиальных, озерно-болотных и флювиогляциальных оно в 1,5—2 раза ниже. Минимальное количество Ti в эоловых отложениях. По критерию t различия между аллювиальными озерно-болотными и флювиогляциальными образованиями являются недостоверными. От них по содержанию Ti существенно отличаются, с одной стороны, моренные, с другой — эоловые отложения. В моренах наблюдается также наибольшая вариация его содержаний ($\sigma=0,23\%$). Величина среднего квадратического отклонения количества Ti в аллювиальных, флювиогляциальных и озерно-болотных отложениях несколько меньше (0,16—0,18%). Наименьшая вариация отмечена в эоловых аккумуляциях ($\sigma=0,09\%$).

По критерию F существенно отличаются дисперсии содержаний Ti в эоловых отложениях от дисперсий в других типах пород.

Моренные отложения характеризуются наименьшим коэффициентом вариации концентрации Ti (92,0%). В аккумуляциях других типов его величина превышает 100% (максимум 180% в эоловых отложениях).

С. Л. Шиманович (1966) определяла содержание титана в различных размерных фракциях (песчаных, алевритовых, пелитовых) покровных отложений. Количество TiO_2 во фракциях 1,0—0,5 и 0,5—0,25 $мм$ составляет 0,01—0,07%, что свя-

зано с присутствием в этих фракциях ильменита, рутила, лейкоксена, роговой обманки и других минералов. В легких фракциях ($0,25$ — $0,1$; $0,1$ — $0,075$ и $0,075$ — $0,01$ мм) количество окиси титана соответственно равно $0,01$ — $0,07$; $0,01$ — $0,11$; $0,04$ — $0,18\%$. В этих фракциях TiO_2 входит в состав пленок на зернах кварца и полевых шпатов в виде тонких включений рутила, содержащихся в этих же минералах. Кроме того, в легкие фракции могли попасть тяжелые титановые минералы ввиду недостаточно чистого разделения, что, по-видимому, иногда имеет место для тонкоалевритовых частиц ($0,075$ — $0,01$ мм). На долю титана, связанного с минералами тяжелой фракции, приходится $61,8$ — $75,6\%$ от его общего количества в породе. По данным спектрального анализа отношение содержания титана тяжелой и легкой фракций составляет более 100.

Количество титана в пелитовых фракциях распределяется неравномерно и зависит в значительной степени от содержания в них глинистых и тонкорассеянных терригенных тяжелых титанодержащих минералов.

Из фракций $0,01$ — $0,005$; $0,005$ — $0,001$ и мельче $0,001$ мм окисью титана чаще обогащена вторая, реже первая. Это фракции, содержащие, по всей вероятности, наибольшее по сравнению с тонкопелитовой количеством акцессорных минералов. Значение TiO_2 во фракции $0,005$ — $0,001$ мм снижается в ряду флювиогляциальные ($0,73\%$) — моренные ($0,67\%$) — аллювиальные ($0,59\%$) отложения. Для фракции $0,01$ — $0,005$ мм характерна такая последовательность: аллювиальные ($0,57\%$), флювиогляциальные и моренные (равные содержания $0,52\%$), лесовые ($0,40\%$) отложения. В исследованных фракциях мельче $0,001$ мм рудные минералы и TiO_2 в вытяжках из них не были обнаружены, поэтому следует полагать, что титан входит в решетки глинистых минералов. Больше всего его содержится во фракции мельче $0,001$ мм флювиогляциальных отложений ($0,66\%$), затем следуют озерные ($0,59\%$), моренные ($0,57\%$), лесовые ($0,54\%$) и аллювиальные ($0,47\%$). Анализ полученных данных показал, что количество титана в глинистых фракциях обнаруживает взаимосвязь с алюминием, что отмечается также рядом других исследователей.

Согласно данным С. Л. Шиманович (1966), повышенные содержания титановых минералов (ильменит, лейкоксен, рутил) в покровных отложениях наблюдаются в юго-восточных районах Полесья. Распределение титана в осадочных породах находится в тесной взаимосвязи с гранулометрическим составом. Концентрация титана в растениях изменяется в зависимости от их вида и типа почв. Наиболее высока она в растениях на дерново-подзолистых пылевато-суглинистых почвах—

0,1—0,3% (среднее 0,2%), несколько ниже на супесчаных — 0,04—0,3 (0,13%) и на песках 0,03—0,2% (0,1%); наиболее низка в растениях на дерново-подзолистых почвах дюнных песков — 0,002—0,1 (0,036%); в растениях на аллювиально-луговых почвах она несколько выше — 0,03—0,1% (среднее 0,05%). Содержание Ti в сосне и можжевельнике достигает 0,3%; в рябине, березе, ольхе, дубе, полукустарниках и травах — 0,1%.

Концентрация Ti в речных водах бассейна Припяти колеблется по левым притокам в пределах $5,0 \cdot 10^{-8}$ — $3,4 \cdot 10^{-7}\%$, по правым — $5,0 \cdot 10^{-8}$ — $3,3 \cdot 10^{-7}\%$. Его концентрация в поверхностных водах равна $\bar{X} = 1,38 \cdot 10^{-7}\%$, $Me = 1,30 \cdot 10^{-7}\%$ при пологинном квартильном размахе $Q = 0,5 \cdot 10^{-7}\%$.

Для грунтовых вод этой территории содержание Ti составляет $5,0 \cdot 10^{-8}$ — $4,0 \cdot 10^{-7}\%$.

Марганец. Его кларк в земной коре равен 0,09 вес.%. Основные породы богаче марганцем, чем кислые. В осадочных породах наибольшее количество марганца заключено в карбонатных и глинистых разновидностях. Марганец и железо часто находятся вместе в гипогенных образованиях. В гипергенных условиях литогенеза они дифференцируются вследствие значительных различий в их окислительных потенциалах. Двухвалентное железо легко окисляется в трехвалентное в щелочной и среднекислой среде. Для окисления марганца требуется более высокий потенциал, чем для окисления железа. В то время как железо окисляется и выпадает в осадок, марганец остается в растворе и мигрирует, пока не встретит более окислительной обстановки.

В природных условиях гидрат Fe^{3+} выпадает при pH 5—6, в то время как Mn дает осадок $Mn(OH)_2$ при pH 8—8,5. Миграция марганца происходит в форме истинных растворов, в виде коллоидов и более грубых суспензий; большую роль играют металлоорганические соединения, гумусовые кислоты и микроорганизмы. Органическое вещество выступает главным образом как стабилизирующий фактор, удерживающий марганец в растворе. Большую работу по окислению марганца, его поглощению и освобождению для новых реакций совершают микроорганизмы. Присутствие в водах органического вещества повышает устойчивость коллоидов в растворах и их миграцию (в щелочной и особенно кислой среде). Осаджение марганца из растворов происходит механическим путем с глинистыми и более грубыми веществами путем химических реакций и биогеохимическим извлечением (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967, т. II).

Оксиды Mn неустойчивы вследствие восстанавливющего действия органического вещества. Поэтому в зоне гипергенеза Mn мигрирует в участки, где слишком мало органического

вещества, где он может выпадать в осадок в виде окиси, карбоната или силиката в зависимости от рН в концентрации карбонатных и силикатных ионов.

Выпадение в щелочных почвах CaCO_3 вызывает на нем сорбцию марганца. Марганец находится в конкрециях, главным образом в виде Mn_2O_3 и $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Пиролюзит — один из главных минералов, содержащих Mn.

Велика также роль почвенных бактерий, способных осаждать Mn. При окислении гидроокиси $\text{Mn}(\text{OH})_2$ образуются гидраты MnO_2 . Некоторые из бактерий используют исключительно реакцию окисления железа, другие — марганца. Отделению Mn от железа способствует каталитическое ускорение процессов окисления Mn уже выпавшей MnO_2 . Этот процесс может играть заметную роль при образовании озерно-болотных руд.

В некоторых случаях наблюдается увеличение отношения Mn/Fe в бобовых рудах на пологих склонах по мере удаления от источников этих металлов. Увеличение отношений Mn/Fe в грунтовых водах указывает на обогащение Mn. Кислые поверхностные воды, просачиваясь через почвы, отлагаются большую часть содержащегося в них железа в горизонте B_1 , обогащаясь таким образом Mn.

В миграции Mn значительную роль играют также растения. Растения с длинными корнями извлекают Mn из подпочвы и накапливают его с опадом листьев в верхних горизонтах почв. Марганец — типичный элемент почвенного биогенеза. Сказанное характеризует специфику геохимического поведения Mn в процессах четвертичного литогенеза.

Различия в геохимической обстановке глинисто-карбонатных отложений вюрма на севере БССР и песчаных отложений рисса на юге хорошо иллюстрируются отношением Mn/Fe в ряду моренные — флювиогляциальные — аллювиальные осадки (табл. 74).

Таблица 74
Отношение Mn/Fe и содержание Mn и Fe в отложениях рисса
и вюрма на территории БССР

Возраст, район	Генетический тип отложений	Mn/Fe	Среднее содержание, %	
			Mn	Fe
Рисс (Полесье)	моренные	0,013	0,021	1,58
	флювиогляциальные	0,011	0,008	0,70
	аллювиальные	0,007	0,006	0,83
Вюрм (Белорусское Поозерье)	моренные	0,005	0,010	1,80
	флювиогляциальные	0,016	0,013	0,78
	аллювиальные	0,030	0,024	0,78

Из табл. 74 видно, что в более щелочной обстановке севера БССР происходит накопление марганца относительно железа в указанном ряду. На юге наблюдается обратное явление. В этом процессе мы придаём большое значение содержанию карбонатов и связанной с ними щелочной среды, хотя на поведение марганца значительное влияние оказывают также органическое вещество, окислительно-восстановительные условия, общее содержание и состав глинистой фракции и другие факторы, многие из которых различны в этих районах.

Нами было установлено также, что в процессе выветривания древних карбонатных пород и накопления карбонатов в четвертичных породах происходит уменьшение содержания Sr и увеличение Mn. Из четвертичных образований, пожалуй, наиболее аномальными по содержанию Mn являются паудорфические почвы в лессах.

Об особенностях распределения Mn и его связи с железом в разновозрастных моренных отложениях долины Березины можно судить по табл. 75, где также приведены содержания CaO, основная часть которого связана с карбонатами.

Таблица 75
Марганец и железо в разновозрастных моренах

Возраст морен	Mn/Fe	Mn, %	Fe, %	Mn/Ni	FeO/Fe ₂ O ₃	CaO, %
Гюнц	0,012	0,021	1,70	5,25	0,53	2,88
Миндель	0,008	0,014	1,74	3,50	0,20	4,92
Рисс (днепр.)	0,009	0,017	1,73	5,15	0,24	4,51
Рисс (моск.)	0,008	0,017	2,00	4,47	0,26	2,97

Из табл. 75 видно, что морены гюнца существенно отличаются от морен минделя и рисса средним содержанием Mn, величинами отношений FeO/Fe₂O₃, Mn/Fe; в них меньше CaO.

Содержание Mn в отложениях разного возраста и литофацциального состава на территории Белорусского Полесья приведено в табл. 76.

Среднее содержание Mn в морских песках палеогена составляет 0,003%, с пределами колебаний 0,001—0,03%, а в кварцевых (стекольных) песках (полтавская серия)—0,001%. В целом в песках полтавской серии, включая горизонты ожелезнения, средняя концентрация элемента составляет 0,008% (пределы 0,003—0,02%).

Несколько меньше Mn в древнеантропогеновых флювиогляциальных песках — 0,006% (пределы 0,001—0,2%) и почти в 3 раза меньше его в рисских флювиогляциальных песках — 0,002% (пределы 0,001—0,008%). В верхнем антропогене сред-

Таблица 76

Содержание Mn в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Ме
Морские пески палеогена	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, нижняя часть полтавской серии	$10,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, верхняя часть полтавской серии, плиоцен	$6,0 \cdot 10^{-3}$
Древнеантропогенные флювиогляциальные	$6,2 \cdot 10^{-3}$
Озерные древнего антропогена	$24,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные среднего антропогена	$36,0 \cdot 60^{-3}$
Моренные (рисс)	$2,1 \cdot 10^{-2}$
Среднеантропогенные флювиогляциальные	$6,0 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные (вюром, пески высоких террас) древние	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные голоценовые	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Эоловые	$4,8 \cdot 10^{-4}$
Озерно-болотные (голоцен)	$1,8 \cdot 10^{-2}$

нее содержание Mn в песках снова увеличивается и составляет в аллювии рисс-вюрма 0,005%, а в аллювии вюрома — 0,0065% (пределы соответственно 0,002—0,01%, 0,001—0,03%).

В черных глинах нижней части полтавской серии содержание Mn 0,01% (пределы 0,005—0,05%).

В глинах верхней части неогена его средняя концентрация снижается до 0,006% (пределы 0,005—0,01%). Почти в два раза больше Mn в пестрых (познаньских) глинах Польши.

Резко возрастает содержание Mn в озерных осадках миндель-рисса — 0,024 и особенно в озерных осадках среднего антропогена — 0,036% (пределы в обоих случаях 0,01—0,05%).

Концентрация Mn в моренах из разновозрастных горизонтов колеблется в пределах от 0,007 до 0,025%. По сравнению с более древними значительно меньше Mn в моренах вюрома. В рисских моренах Полесья среднее содержание Mn 0,02%: пределы колебаний от $3,0 \cdot 10^{-4}$ до $2,0 \cdot 10^{-1}\%$, флювиогляциальных — $3,0 \cdot 10^{-4}$ — $3,0 \cdot 10^{-2}$, аллювиальных — $3,0 \cdot 10^{-4}$ — $1,0 \cdot 10^{-1}$, озерно-болотных — $3,0 \cdot 10^{-4}$ — $3,0 \cdot 10^{-1}$ и эоловых — до $1,0 \cdot 10^{-3}\%$. Наибольшей средней величины оно достигает в моренных и озерно-болотных отложениях. Низкой концентрацией Mn характеризуются эоловые аккумуляции.

По средним арифметическим логарифмам содержаний не обнаруживаются значимые различия между моренными и озерно-болотными, а также между аллювиальными и флювиогляциальными отложениями.

Таблица 77

Содержание Мп в почвах и растительности Белорусского Полесья, %

Тип почв	Ме	Ассоциация растительности на разных типах почв	Пределы содержаний	Виды растений	Пределы содержаний
Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$2,5 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на моренных суглинках	1,0	сосна	$5,0 \cdot 10^{-1}—1,1$
Дерново-подзолистые на супесях	$4,6 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые супесчаные	$8,6 \cdot 10^{-2}—2,8$	береза	$1,0—3,3$
Дерново-подзолистые на песках	$2,5 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на песках	$6,3 \cdot 10^{-1}—3,3$	дуб	$1,96—2,14$
Дерново-подзолистые на дюнных песках	$1,5 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на дюнных песках	$5,0 \cdot 10^{-1}—1,0$	рябина	$1,39$
Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$4,2 \cdot 10^{-3}$	аллювиально-луговые	$6,6 \cdot 10^{-1}—2,74$	ольха	$1,4$
Дерново-карбонатные	$3,0 \cdot 10^{-3}$			можжевельник	$2,33—2,76$
Перегнойно-глеевые	$2,5 \cdot 10^{-3}$			полукустарники	$6,0 \cdot 10^{-1}—1,0$
Торфяно-глеевые	$2,8 \cdot 10^{-3}$				$6,6 \cdot 10^{-1}$
Аллювиально-луговые	$2,8 \cdot 10^{-3}$			разнотравье	$7,3 \cdot 10^{-1}$

По отношению дисперсий (критерий F) моренные, флювиогляциальные и аллювиальные образования сходны между собой. По указанным критериям выделяются эоловые отложения (вариация логарифмов содержаний минимальная) и озерно-болотные отложения (вариация больше, чем у других генетических типов).

Содержание Mn в почвах и растительности Белорусского Полесья приведено в табл. 77. Содержание Mn в растительности на разных типах почв не остается постоянным, оно минимально на почвах, развившихся на дюнных песках. В березе, можжевельнике, дубе оно несколько выше, чем в других видах растений (примерно $2 \cdot 10^{-1}\%$ и более); в сосне, разнотравье концентрации Mn понижены в отдельных случаях до $0,5 \cdot 10^{-2}$ — $0,6 \cdot 10^{-2}\%$.

Содержание Mn в поверхностных водах бассейна Припяти составляет по левым притокам $1,9 \cdot 10^{-7}$ — $1,0 \cdot 10^{-5}\%$, по правым — $1,6 \cdot 10^{-6}$ — $2,4 \cdot 10^{-5}\%$.

В поверхностных водах бассейна Припяти Mn больше, чем других микроэлементов ($\bar{X} = 3,6 \cdot 10^{-6}\%$, $M_e = 3,1 \cdot 10^{-6}\%$ при половинном квартильном размахе $Q = 1,4 \cdot 10^{-6}\%$).

Содержание марганца в грунтовых водах $1,4 \cdot 10^{-7}$ — $7,0 \cdot 10^{-6}\%$.

Никель широко распространен в земной коре. Среднее содержание его в ней составляет $8 \cdot 10^{-3}$ вес.%; наибольшее количество никеля характерно для ультраосновных пород (до 0,12%); наименьшее — для средних (0,0055%) и кислых (0,0008%). В осадочных породах кларк никеля составляет 0,0095%, а в почвах — 0,004%.

Известны никелевые биогеохимические провинции, где содержание его в почвах может достигать 0,25%. Это почвы, образовавшиеся главным образом на дунитах, перидотитах, серпентинах и других породах, богатых никелем. Подзолистые и кислые торфяные почвы Русской равнины содержат минимальное количество никеля, почвы черноземов более богаты этим элементом. Распределение никеля в почвах сходно с распределением железа: вместе с ним никель накапливается в ортштейновом горизонте и входит в состав Fe-конкремций.

В золе растений средняя концентрация никеля равна $n \cdot 10^{-4}\%$; речных водах — $3 \cdot 10^{-7}$, в морских — $3 \cdot 10^{-7}\%$.

Никель играет важную роль в ландшафтном цикле миграции элементов. Он является существенной составной частью микроэлементов почв и растений.

Поведение его в цикле выветривания — седиментация определяется физико-химическими свойствами его соединений, способностью последних к окислению и растворению, адсорбции и поглощению живыми организмами. Никель принадлежит к элементам слабоподвижным в нейтральной и окислительной

среде и инертным в резко восстановительной среде. В кислых и слабокислых растворах никель может мигрировать в форме Ni^{2+} . В нейтральной и слабощелочной среде (рН 6,8) он выпадает в виде гидроокиси $Ni(OH)_2$. Никель легко образует растворимые комплексы с органическими соединениями. Основная масса его мигрирует механическим путем вместе с глинистыми и другими осадками.

В гипергенных минеральных комплексах ясно обнаруживается связь Ni и Mg , Fe , Co , которые он часто изоморфно замещает. Никель обладает хорошей способностью к адсорбции, вследствие чего его находят в виде примеси в глинах, каолинах, халцедонах и т. д. Установлено высокое содержание его в органических осадках, особенно в нефтяных и битуминозных породах, а также в фосфоритах, содержащих органическое вещество. Он концентрируется в некоторых окисных рудах железа и латеритах.

Наше изучение содержания никеля в третичных и четвертичных породах Полесья показывает следующее (табл. 78).

Таблица 78
Содержание Ni в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Ме
Морские пески палеогена	$0,5 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, нижняя часть полтавской серии	$6,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, верхняя часть полтавской серии, плиоцен	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Древнеантропогенные флювиогляциальные	$0,5 \cdot 10^{-3}$
Озерные древнего антропогена	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Озерные среднего антропогена	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Моренные (рисс)	$8,3 \cdot 10^{-4}$
Среднеантропогенные флювиогляциальные	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Аллювиальные (вюром, пески высоких террас) древние	$< 0,1 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные голоценовые	$3,6 \cdot 10^{-4}$
Эоловые	$< 3,0 \cdot 10^{-4}$
Озерно-болотные (голоцен)	$5,0 \cdot 10^{-4}$

В морских песках палеогена количество никеля колеблется в пределах $<0,0001$ — $0,001\%$ (среднее $0,0005\%$). Верхнетретичные континентальные пески содержат никель в пределах $<0,0001$ — $0,003\%$ (среднее $0,0005\%$).

Верхний предел концентрации никеля в древнеантропогенных флювиогляциальных песках равен $0,0001\%$, а в флювиогляциальных песках среднего антропогена достигает $0,0005\%$ (пределы колебаний $0,0001$ — $0,005\%$).

Низкое значение никеля ($<0,0001\%$) наблюдается в аллювиальных песках вюрма (пределы колебаний $<0,0001—0,002\%$).

В разновозрастных глинистых породах наиболее высокое содержание никеля обнаруживается в черных глинах из нижней части полтавской серии ($0,006\%$). Пределы концентраций от $0,003$ до $0,03\%$. В глинах верхней части полтавской серии оно уменьшается до $0,0022\%$ с пределами концентраций $<0,0001—0,003\%$, что почти в 2 раза меньше, чем количество никеля в пестрых (познаньских) глинах Польши.

Средняя концентрация никеля в озерных осадках миндельрисса составляет $0,0012\%$ (содержание от $0,0001$ до $0,008\%$). В озерных осадках среднего антропогена среднее количество элемента возрастает до $0,0035\%$ (пределы $0,002—0,01\%$), а в разновозрастных моренах варьирует от $0,0012$ до $0,004\%$. Наибольшие средние содержания никеля в моренах отмечены в бассейне р. Березины.

В моренных отложениях вюрма никеля несколько меньше по сравнению с более древними моренами, а в рисских моренах Полесья содержание его составляет $0,00083\%$.

Статистическая обработка вариаций содержания никеля в наружных покровных* породах Полесья разных генетических типов показывает следующую картину.

Наибольшая вариация концентрации никеля наблюдается в моренных ($Q=6,3 \cdot 10^{-4}\%$) и озерно-болотных ($Q=-6,2 \cdot 10^{-4}\%$) отложениях. Судя по величине половинного квартильного размаха, она в аллювиальных ($Q=2,8 \cdot 10^{-4}\%$) и флювиогляциальных ($Q=2,6 \cdot 10^{-4}\%$) отложениях более устойчива. Менее всего изменяется содержание никеля в эоловых образованиях ($Q=2,0 \cdot 10^{-4}\%$).

Анализ по критерию t средних арифметических логарифмов содержаний никеля в отложениях разных генетических типов показывает, что различия между средними значениями не являются случайными, кроме пары моренные и озерно-болотные отложения. Подтверждается неравномерность распределения никеля в аккумуляциях разных генетических типов.

Сравнение дисперсий логарифмов содержаний никеля по критерию F обнаруживает, что эоловые образования резко отличаются от всех других типов пород, а также указывает на различие вариаций (при 5%-ном уровне значимости) логарифмов в озерно-болотных и аллювиальных, а также озерно-болотных и флювиогляциальных отложениях.

Содержание никеля в разных генетических типах отложений, почве и растительности Белорусского Полесья приведено в табл. 79.

Вариация содержания никеля в почвах разных типов примерно одинаковая ($Q=7,0 \cdot 10^{-4}—8,0 \cdot 10^{-4}\%$), только в дер-

Таблица 79

Содержание никеля в почвах и растительности Белорусского Полесья, %

Тип почв	Ме	Ассоциация растительности на разных типах почв	Пределы содержаний	Виды растений	Пределы содержаний
Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$1,7 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на моренных суглинках	$0—3,0 \cdot 10^{-3}$	сосна	$1,0 \cdot 10^{-3}—1,0 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на супесях	$2,1 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на супесях	$1,0 \cdot 10^{-3}—1,0 \cdot 10^{-2}$	береза	$1,0 \cdot 10^{-3}—1,5 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на песках	$1,4 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на песках	$1,0 \cdot 10^{-3}—3,0 \cdot 10^{-2}$	дуб	$1,0 \cdot 10^{-3}—3,0 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на дюнных песках	$7,5 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на дюнных песках	$1,0 \cdot 10^{-3}—1,0 \cdot 10^{-2}$	рябина	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$1,7 \cdot 10^{-3}$	аллювиально-луговые	$1,0 \cdot 10^{-3}—1,5 \cdot 10^{-2}$	ольха	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Дерново-карбонатные	$2,0 \cdot 10^{-3}$			можжевельник	$1,0 \cdot 10^{-2}—2,0 \cdot 10^{-2}$
Перегнойно-глеевые	$1,0 \cdot 20^{-3}$			полукустарники	$1,0 \cdot 10^{-3}—3,0 \cdot 10^{-2}$
Торфяно-глеевые	$1,7 \cdot 10^{-3}$			разнотравье	$0—2,0 \cdot 10^{-3}$
Аллювиально-луговые	$1,6 \cdot 10^{-3}$				

ново-подзолистых почвах дюнных песков $Q=4,0 \cdot 10^{-4}$. Наиболее высокое значение отмечено в дерново-подзолистых супесчаных и дерново-карбонатных, наиболее низкое — в дерново-подзолистых почвах на дюнных песках.

Концентрация никеля в поверхностных водах бассейна Припяти колеблется по левым притокам в пределах $7,0 \cdot 10^{-8} - 1,0 \cdot 10^{-6}\%$, по правым — $8,0 \cdot 10^{-8} - 1,1 \cdot 10^{-6}\%$.

Среднее содержание элемента в поверхностных водах бассейна в целом составляет $\bar{X}=3,9 \cdot 10^{-7}\%$, $M_e=3,7 \cdot 10^{-7}$ при половинном квартильном размахе $Q=2,3 \cdot 10^{-7}\%$. Концентрация никеля в грунтовых водах изменяется в пределах $6,0 \cdot 10^{-8} - 2,6 \cdot 10^{-6}\%$. Содержание его в растениях колеблется в пределах $1,0 \cdot 10^{-3} - 1,0 \cdot 10^{-2}\%$. При этом количество элемента в березе, можжевельнике, по-видимому, несколько выше, чем в сосне, дубе, рябине, ольхе и др.

Кобальт. В земной коре главные массы его связаны с магматическими породами, преимущественно с ультраосновными и основными их генерациями.

В осадочных породах наибольшие содержания кобальта наблюдаются в глинах и сланцах. Средний кларк его в земной коре равен $5 \cdot 10^{-3}$ вес. %. Средняя концентрация элемента в почвах составляет $8 \cdot 10^{-4}\%$, однако количество его в различных типах почв сильно колеблется.

С органическим веществом Co^{3+} дает комплексные соединения, накапливаясь в гумусовых горизонтах почв. С другой стороны, в виде гидратов и других легкорастворимых соединений кобальт вымывается из почвы. Этому особенно способствуют кислые растворы торфянистых и подзолистых почв. В вертикальном разрезе почв максимальные содержания кобальта совпадают с максимальными значениями железа. Установлено, что кобальт концентрируется в больших количествах во всех типах органических осадков, особенно битумных. В морской воде кобальта содержится $1 \cdot 10^{-7}\%$; в поверхностных и грунтовых водах количество кобальта еще мало изучено.

Из растворов кобальт выпадает вместе с марганцем (pH осаждения $Co(OH)_2$ 6,8). В кислых условиях среды соединения кобальта подвижны и легко выносятся из продуктов выветривания, а в щелочных малоподвижны и накапливаются в почвах и осадках. Наблюдается большая связь повышенных концентраций кобальта с окисными соединениями железа и марганца, особенно с гидроокисями.

Покровные породы Белорусского Полесья характеризуются очень низким содержанием Co : в моренных и аллювиальных отложениях его $0 - 1,0 \cdot 10^{-2}\%$; озерно-болотных — $0 - 3,0 \cdot 10^{-2}$; флювиогляциальных — $0 - 3,0 \cdot 10^{-3}\%$. Половина анализов пород не обнаружила Co , а в эоловых образованиях он не был

найден ни в одном образце. При этом запороговые значения концентрации Со составляют в озерно-болотных образованиях 52%, аллювиальных — 62, моренных — 66, флювиогляциальных — 84%.

В почвах в целом количество Со колеблется от 0 до $1,0 \cdot 10^{-2}\%$. Образцы, в которых кобальт не обнаружен вовсе или обнаружены лишь следы элемента, составляют 72%.

В общем среднее содержание Со в отложениях всех типов, по-видимому, ниже $3 \cdot 10^{-4}\%$, максимальное его значение лишь в отдельных случаях превышает $1,0 \cdot 10^{-2}\%$.

Концентрация Со в поверхностных водах бассейна Припяти колеблется по левым притокам в пределах $5 \cdot 10^{-8}$ — $7 \cdot 10^{-7}\%$, по правым — $6 \cdot 10^{-8}$ — $9,2 \cdot 10^{-7}\%$.

Среднее арифметическое значение его в водах рек бассейна Припяти равно $3,3 \cdot 10^{-7}\%$, медианное содержание — $2,7 \cdot 10^{-7}\%$, при половинном квартильном размахе — $1,8 \cdot 10^{-7}\%$. Концентрация элемента в грунтовых водах бассейна составляет $7 \cdot 10^{-8}$ — $4 \cdot 10^{-7}\%$.

Ванадий. По среднему содержанию в зёмной коре (0,015%) ванадий относится к сравнительно распространенным элементам. Большой частью он входит в минералы и горные породы как примесь к основным составным частям. В осадочных породах кларк ванадия равен $1,3 \cdot 10^{-3}\%$, в почвах — $1 \cdot 10^{-2}$, в живом веществе — $1 \cdot 10^{-5}$, в золе растений — $5 \cdot 10^{-3}$, в морской воде — $5 \cdot 10^{-8}\%$.

В гипергенных условиях ванадий легко переносится растворами и адсорбируется бурьми железняками, глинами, органическим веществом. В почвах наблюдается его аккумуляция в верхних горизонтах черноземов и в иллювиальных горизонтах подзолов.

Миграция ванадия в зоне гипергенеза определяется его валентностью и устойчивостью в различных условиях pH и Eh среды. Соединения трехвалентного ванадия малоподвижны, пятивалентный ванадий характеризуется большой подвижностью, особенно в процессах, протекающих в зоне окисления.

В восстановительных условиях, особенно в среде, богатой органическим веществом, реакции ведут к образованию сульфидов и сульфосолей ванадия в ассоциации с другими тяжелыми металлами. Установлено, что обогащение морских осадков ванадием связано с порфириями.

Распределение ванадия в четвертичных отложениях Белорусского Полесья характеризуется данными, приведенными в табл. 80.

Содержание ванадия в морских песках палеогена составляет 0,0024% (пределы колебаний <0,001—0,01%), в кварцевых (стекольных) песках неогена — около 0,001%. В целом

Таблица 80

Содержание V в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Ме
Морские пески палеогена	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, нижняя часть полтавской серии	$9,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, верхняя часть полтавской серии, плиоцен	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Древнеантропогенные флювиогляциальные	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Озерные древнего антропогена	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Озерные среднего антропогена	$4,3 \cdot 10^{-3}$
Моренные (рисс)	$5,3 \cdot 10^{-3}$
Среднеантропогенные флювиогляциальные	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные (вюром, пески высоких террас) древние	$0,6 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные голоценовые	$6,0 \cdot 10^{-4}$
Эоловые	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Озерно-болотные (голоцен)	$1,8 \cdot 10^{-4}$

в песках полтавской серии его содержится около 0,005% (пределы 0,001—0,01%).

Средняя концентрация ванадия в древнеантропогенных флювиогляциальных песках составляет 0,0017% (пределы <0,001—0,005%). Почти в 2 раза меньше его в риссских песках — 0,00083% (пределы 0—0,003%), еще меньше в вюромских аллювиальных песках — 0,0006% (пределы 0—0,002%).

В глинах максимальные количества ванадия отмечены в нижней части полтавской серии, в черных глинах они в среднем достигают 0,009% (пределы колебаний 0,003—0,02%), а в верхней части — 0,004%. Такое же содержание элемента отмечено в озерных осадках миндель-рисса (пределы 0,003—0,008%) и среднего антропогена (пределы 0,001—0,008%).

В моренных отложениях по отдельным стратиграфическим горизонтам среднее содержание ванадия колеблется от 0,0023 до 0,005%, а в моренах Полесья — 0,003%.

Наибольшая вариация концентраций ванадия наблюдается в озерно-болотных ($Q=2,4 \cdot 10^{-3}\%$), несколько меньше в моренных ($2,0 \cdot 10^{-3}$) и флювиогляциальных отложениях ($2,1 \times 10^{-3}$); в аллювиальных ($1,4 \cdot 10^{-3}$) и эоловых ($Q=3,0 \cdot 10^{-4}\%$) образованиях изменение содержания ванадия незначительное.

Наиболее высокое значение ванадия наблюдается в дерново-подзолистых супесчаных и суглинистых, а также в дерново-карбонатных почвах, наиболее низкое — в торфяно-болотных и дерново-подзолистых слаборазвитых почвах дюнных песков (табл. 81).

Таблица 81

Содержание ванадия в почвах Белорусского Полесья, %

Тип почв	Ме	Тип почв	Ме
Дерново-подзолистые на морен-ных суглинках	$3,5 \cdot 10^{-4}$	дерново-карбонатные	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на супесях	$4,0 \cdot 10^{-3}$	перегнойно-глеевые	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на песках	$2,0 \cdot 10^{-3}$	торфяно-глеевые	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на дюнных песках	$1,1 \cdot 10^{-3}$	аллювиально-луговые	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на лессо-видных суглинках	$3,0 \cdot 10^{-3}$		

Дерново-подзолистые на супесях ($Q=3,2 \cdot 10^{-3} \%$) и суглиниках ($2,2 \cdot 10^{-3} \%$), а также дерново-карбонатные почвы ($2,0 \cdot 10^{-3} \%$) характеризуются наибольшим разбросом содержаний. Наименьший разброс наблюдается в дерново-подзолистых песчаных почвах ($Q=6,0 \cdot 10^{-4} \%$) и почвах, развитых на дюнных песках ($7,0 \cdot 10^{-4} \%$), а также в аллювиально-луговых почвах ($Q=8,0 \cdot 10^{-4} \%$).

Количество ванадия в золе разных видов растений обычно ниже чувствительности метода анализа.

М е д ь . Среднее содержание меди в земной коре составляет $1 \cdot 10^{-2}$ вес. %.

По А. П. Виноградову, максимальные и минимальные количества ее колеблются в широких пределах: от $0,3 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-3} \%$ (среднее $1 \cdot 10^{-3} \%$) в почвах и от $1 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-4} \%$ (на сырое вещество) в растениях (среднее $1 \cdot 10^{-4} \%$). Медь активно адсорбируется глинами, гидроокислами марганца и органическим веществом.

Поведение элемента в зоне гипергенеза определяется его валентностью и устойчивостью в разнообразных окислительно-восстановительных условиях среды. Соединения одновалентной меди труднорастворимы, а двухвалентной ведут себя по-разному: одни из них ($CuSO_4$ и др.) легко-, другие (сульфиды) труднорастворимы. Наиболее энергично медь мигрирует в сернокислой, наиболее инертно в резковосстановительной щелочной среде. Это объясняет повышенное содержание ее в кислых водах и образование вторичных сульфидов в зонах cementации и вторичного обогащения сульфидных месторождений.

В поверхностных и неглубоких грунтовых водах зоны активного водообмена медь мигрирует не только в ионной форме, но также в виде коллоидов и псевдоколлоидов, адсорби-

рованных кремнеземом, гидратами окисей железа и алюминия, а также в виде сложных органических соединений. Выпадение гидроокиси меди из разбавленных растворов происходит в интервале pH 5,4—6,0 и зависит как от абсолютного содержания ее, так и от присутствия свободной углекислоты. Повышение концентрации свободной углекислоты увеличивает растворимость карбоната кальция, который является универсальным осадителем металлов. В углекислых водах часто, несмотря на большое содержание карбонатов, медь может присутствовать в значительных количествах (вероятно, в виде карбонатных комплексов CuCO_3).

Полесье — специфическая область по содержанию Cu, что отмечается при исследовании флювиогляциальных (С. Г. Дромашко, 1969) и болотных отложений (В. А. Ковалев, 1969). Особенности в поведении Cu связаны в значительной степени с грунтовыми водами и большим содержанием органического вещества в зоне гипергенеза.

В. А. Кузнецов (1965) установил, что для аллювия левых притоков Припяти характерно более высокое (по отношению к другим районам) содержание меди, ванадия, а для правых притоков — никеля, хрома, марганца.

Согласно нашим данным, содержание меди в плиоценовых глинах ПНР составляет 0,0022% и в четвертичных — 0,0009%.

Содержание меди в покровных отложениях, почвах и растительности Белорусского Полесья приведено в табл. 82. Содержание меди изменяется в аллювиальных, флювиогляциальных и озерно-болотных отложениях в пределах $0-3,0 \cdot 10^{-2}\%$, в моренных — $0-1,0 \cdot 10^{-2}\%$.

Наибольшее количество меди отмечено в озерно-болотных и моренных образованиях; в аллювиальных, флювиогляциальных и эоловых оно примерно в 1,5—2 раза ниже. Наибольшими колебаниями концентраций меди характеризуются сзерно-болотные ($Q=1,3 \cdot 10^{-3}\%$) и моренные ($1,3 \cdot 10^{-3}$) отложения; в эоловых ($2,9 \cdot 10^{-4}\%$), аллювиальных ($2,8 \cdot 10^{-4}$) и флювиогляциальных ($Q=2,8 \cdot 10^{-4}\%$) разброс содержаний сильно уменьшается.

При сравнении средних арифметических логарифмов содержания наблюдаются существенные различия между отложениями разных генетических типов, кроме пар моренные и флювиогляциальные, моренные и озерно-болотные, флювиогляциальные и аллювиальные, где эти различия лежат в пределах случайности выборки.

По концентрации меди почвы разных генетических типов отличаются незначительно. Медианные содержания элемента колеблются в пределах $1,8 \cdot 10^{-3}-2,2 \cdot 10^{-3}\%$, и только в дерново-карбонатных почвах ($1,3 \cdot 10^{-3}\%$) они значительно поникаются. По колебаниям меди несколько выделяются

Таблица 82

Содержание меди в покровных отложениях, почвах и растительности Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений и почв	Ме	Ассоциации растительности на разных типах почв, виды растений	Пределы содержаний
Моренный	$9,6 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на моренных суглинках	$1,0 \cdot 10^{-2}—3,0 \cdot 10^{-2}$
Флювиогляциальный	$6,5 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на супесях	$1,0 \cdot 10^{-2}—1,0 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальный	$6,5 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на песках	$2,0 \cdot 10^{-3}—6,0 \cdot 10^{-2}$
Эоловый	$5,0 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на дюнных песках	$4,0 \cdot 10^{-3}—5,0 \cdot 10^{-3}$
Озерно-болотный	$1,1 \cdot 10^{-3}$	аллювиально-луговые	$2,0 \cdot 10^{-3}—3,0 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$2,2 \cdot 10^{-3}$	сосна	$4,0 \cdot 10^{-3}—6,0 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на супесях	$2,1 \cdot 10^{-3}$	береза	$3,0 \cdot 10^{-3}—3,5 \cdot 10^{-2}$
Дерново-подзолистые на песках	$1,9 \cdot 10^{-3}$	дуб	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на эоловых песках	$1,8 \cdot 10^{-3}$	рябина	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$2,0 \cdot 10^{-3}$	ольха	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Дерново-карбонатные	$1,3 \cdot 10^{-3}$	можжевельник	$5,0 \cdot 10^{-2}—1,0 \cdot 10^{-2}$
Перегнойно-глеевые	$1,9 \cdot 10^{-3}$	полукустарники	$4,0 \cdot 10^{-3}—3,0 \cdot 10^{-2}$
Торфяно-глеевые	$1,9 \cdot 10^{-3}$	разнотравье	$2,0 \cdot 10^{-3}—5,0 \cdot 10^{-3}$
Аллювиально-луговые	$1,8 \cdot 10^{-3}$		

дерново-подзолистые и дерново-карбонатные почвы ($Q=1,0 \cdot 10^{-3}\%$). В остальных типах почв разброс содержаний ее примерно одинаков ($Q=6,0 \cdot 10^{-4}—8,0 \cdot 10^{-4}\%$).

Количество меди, по-видимому, несколько больше в растениях, произрастающих на дерново-подзолистых супесчаных и суглинистых почвах ($n \cdot 10^{-3}\%$).

Судя по имеющимся данным в соснове, березе, можжевельнике количество меди составляет $n \cdot 10^{-7}\%$, оно ниже на целый порядок в других видах растений.

Содержание меди в поверхностных водах бассейна Припяти изменяется по левым притокам от $1,3 \cdot 10^{-7}$ до $2,6 \cdot 10^{-6}\%$, по правым — от $2,4 \cdot 10^{-7}$ до $4,4 \cdot 10^{-6}\%$.

Среднее арифметическое содержание меди в поверхностных водах составляет $\bar{X} = 10,44 \text{ мг/л}$, медианное — 7,8 при квартильном размахе — 5,4 мг/л. В грунтовых водах оно колеблется в пределах $2,7 \cdot 10^{-7} — 6,0 \cdot 10^{-6}\%$.

Хром. В литосфере кларк хрома составляет 0,02 вес. %. В осадочных породах повышенное содержание хрома встречается в некоторых латеритах и в россыпях, обогащенных хромистыми минералами. Среднее содержание хрома в почвах около $1,9 \cdot 10^{-2}\%$, т. е. приближается к среднему содержанию его в земной коре. Наиболее богаты хромом черноземные, каштановые и сероземные почвы. Хром — важный микроэлемент в составе живого вещества. Содержание его в растениях достигает $5 \cdot 10^{-4}\%$, в животных организмах оно исчисляется десятитысячными — стотысячными долями процента.

Природные воды содержат небольшие количества хрома — до $n \cdot 10^{-7}\%$ и менее.

В процессах гипергенеза хром разновалентен, причем преобладают малорастворимые соединения Cr^{3+} . Последний в окислительной среде аналогичен Fe^{3+} .

В процессе окисления Cr_2O_3 и перехода его в шестивалентную форму образуется ион CrO_4^{2-} . В зоне окисления он может осаждаться катионами тяжелых минералов (например, свинцом с образованием крокоита PbCrO_4) или мигрировать в растворах и концентрироваться в соляных аккумуляциях, в качестве изоморфных примесей в сульфатах и в форме редких минералов (тарапакита и др.).

Содержание хрома изменяется в моренных, флювиогляциальных и аллювиальных отложениях от 0 до $3,0 \cdot 10^{-2}\%$, в озерно-болотных и эоловых — в пределах $0 — 1,0 \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 83). Наиболее высоко оно в моренных и озерно-болотных отложениях. Во флювиогляциальных образованиях содержание хрома примерно вдвое ниже. Самое низкое оно в аллювиальных и особенно эоловых образованиях. Наибольший разброс величин содержаний хрома наблюдается во флювиогляциальных ($Q = 3,9 \cdot 10^{-3}\%$) и моренных ($3,5 \cdot 10^{-3}\%$) отложениях, в аллювиальных ($Q = 1,4 \cdot 10^{-3}\%$) и эоловых ($Q = 2,0 \cdot 10^{-4}\%$) он значительно меньший.

По величине вариации логарифмов содержаний хрома (критерий F) моренные, флювиогляциальные и озерно-болотные отложения между собой существенно не различаются, но отличаются от эоловых.

Кривые распределения логарифмов содержаний хрома в генетических типах пород имеют различный характер. У моренных, флювиогляциальных и озерно-болотных отложений

Таблица 83

Содержание хрома в покровных отложениях и почвах Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Ме	Тип почв	Ме	Тип почв	Ме
Моренные	$6,0 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на суглинках моренных	$2,5 \cdot 10^{-3}$	дерново-карбонатные	$3,8 \cdot 10^{-3}$
Флювиогляциальные	$3,6 \cdot 10^{-3}$	дерново-подзолистые на супесях	$4,5 \cdot 10^{-3}$	перегнойно-глеевые	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные	$8,3 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на песках	$2,4 \cdot 10^{-3}$	торфяно-глеевые	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Эоловые	$3,0 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на дюнных песках	$1,3 \cdot 10^{-3}$	аллювиально-луговые	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Озерно-болотные	$5,0 \cdot 10^{-4}$	дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$2,4 \cdot 10^{-3}$		

они имеют четко выраженный главный пик и небольшой пик в левой ветви кривой, у аллювиальных — два приблизительно равнозначных пика, у эоловых кривая распределения представлена лишь растянутой правой ветвью.

Наиболее высокая концентрация хрома отмечена в дерново-подзолистых супесчаных и дерново-карбонатных почвах, наиболее низкая — в дерново-подзолистых на эоловых песках и торфяно-болотных почвах. Медианное содержание хрома в других типах почв примерно одинаково. Наибольшей вариацией содержаний характеризуются дерново-подзолистые супесчаные ($Q = 2,6 \cdot 10^{-3} \%$), торфяно-болотные ($2,5 \cdot 10^{-3}$) и дерново-карбонатные ($Q = 2,2 \cdot 10^{-3} \%$) почвы. Наименьший разброс хрома характерен для дерново-подзолистых почв дюнных песков ($8,0 \cdot 10^{-4} \%$) и перегнойно-глеевых почв ($Q = 8,0 \cdot 10^{-4} \%$). Концентрация хрома в растениях обычно ниже чувствительности метода анализа.

Барий. Среднее содержание бария в земной коре составляет $3 \cdot 10^{-2}$ вес. %, в осадочных — $8 \cdot 10^{-2}$, почвах — $5 \cdot 10^{-2}$, живом веществе — $3 \cdot 10^{-3}$, морской воде — $5 \cdot 10^{-6}$ вес. %.

В осадочном цикле выветривания и седиментации барий накапливается как в виде остаточных первичных магматических и гидротермальных минералов (барита, витерита), так и в адсорбционной форме в коллоидных системах. В обоих случаях он не образует крупных концентраций вследствие малой устойчивости его минералов в зоне гипергенеза.

В почвах барий частично выщелачивается, но может концентрироваться в гумусовом горизонте в виде малорастворимого BaO_4 и других соединений.

Распространение и поведение бария в наружной покровной толще на территории Белорусского Полесья характеризуется данными табл. 84.

Таблица 84

Содержание бария в покровных отложениях, почвах и растительности Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений и почв	Ме	Ассоциация растительности на разных типах почв, виды растений	Пределы содержаний
Моренные	$8,3 \cdot 10^{-2}$	дерново-подзолистые на моренных суглинках	$0 - 3,0 \cdot 10^{-2}$
Флювиогляциальные	$4,8 \cdot 10^{-2}$	дерново-подзолистые на супесях	$2,1 \cdot 10^{-1} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Аллювиальные	$3,5 \cdot 10^{-2}$	дерново-подзолистые на песках	$3,0 \cdot 10^{-1} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Эоловые	$2,4 \cdot 10^{-2}$	дерново-подзолистые на дюнных песках	$2,0 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-2}$
Озерно-болотные	$5,0 \cdot 10^{-2}$	аллювиально-луговые	$1,0 \cdot 10^{-2} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Дерново-подзолистые на моренных суглинках	$6,0 \cdot 10^{-2}$	сосна	$2,0 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-1}$
Дерново-подзолистые на супесях	$1,8 \cdot 10^{-2}$	береза	$3,0 \cdot 10^{-2} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Дерново-подзолистые на песках	$2,3 \cdot 10^{-2}$	дуб	$1,0 \cdot 10^{-2} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Дерново-подзолистые на эоловых песках	$2,1 \cdot 10^{-2}$	рябина	$5,0 \cdot 10^{-1}$
Дерново-подзолистые на лессовидных суглинках	$1,6 \cdot 10^{-1}$	ольха	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Дерново-карбонатные	$5,5 \cdot 10^{-2}$	можжевельник	$2,0 \cdot 10^{-1} - 3,0 \cdot 10^{-1}$
Перегнойно-глеевые	$2,9 \cdot 10^{-2}$	полукустарники	$9,0 \cdot 10^{-3} - 5,0 \cdot 10^{-1}$
Торфяно-глеевые	$3,0 \cdot 10^{-2}$	разнотравье	$1,0 \cdot 10^{-1} - 3,5 \cdot 10^{-1}$
Аллювиально-луговые	$2,6 \cdot 10^{-2}$		

Содержание бария в разных типах отложений подвержено значительным изменениям. В моренных и флювиогляциальных образованиях оно составляет $3,0 \cdot 10^{-3} - 5,0 \cdot 10^{-1}\%$, аллювиальных — $3,0 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-1}$, озерно-болотных — $1,0 \cdot 10^{-3} - 3,0 \cdot 10^{-1}$ и эоловых — $1,0 \cdot 10^{-3} - 1,0 \cdot 10^{-1}\%$.

Наибольший разброс концентраций бария отмечается в моренных ($Q = 4,1 \cdot 10^{-2}\%$) отложениях; в озерно-болотных ($2,6 \cdot 10^{-2}$), флювиогляциальных ($2,4 \cdot 10^{-2}$) и аллювиальных образованиях ($2,3 \cdot 10^{-2}$) он значительно меньше; наименьший разброс отмечен в эоловых отложениях ($Q = 1,8 \cdot 10^{-2}\%$).

Из почв больше всего бария в дерново-подзолистых, развитых на лессовидных и моренных суглинках, и в дерново-карбонатных. Самое меньшее его содержание в дерново-подзолистых супесчаных и песчаных почвах и почвах, развитых на дюнных песках.

Дерново-подзолистые почвы на моренных ($Q=7,1 \cdot 10^{-2} \%$) и лессовидных ($5,8 \cdot 10^{-2}$) суглинках и дерново-карбонатные почвы ($Q=7,0 \cdot 10^{-2} \%$) характеризуются и наибольшей вариацией содержаний бария. Наименьший разброс наблюдается в дерново-подзолистых песчаных ($Q=1,45 \cdot 10^{-2} \%$) и супесчаных ($2,0 \cdot 10^{-2}$) почвах и особенно в почвах раззвевающихся песков ($Q=7,8 \cdot 10^{-3} \%$).

Бария больше в тех растительных ассоциациях, которые произрастают на дерново-подзолистых супесчаных и песчаных ($2,0 \cdot 10^{-1} — 5,0 \cdot 10^{-2} \%$), а также аллювиально-луговых ($1,0 \cdot 10^{-2} — 5,0 \cdot 10^{-2} \%$) почвах. Низкие концентрации элемента отмечаются в растениях, растущих на дюнных песках ($2,0 \cdot 10^{-3} — 3,0 \cdot 10^{-2} \%$). Из-за малочисленности аналитического материала невозможно сделать окончательный вывод о концентрации бария в том или ином виде растений. По-видимому, она выше в березе, можжевельнике, рябине ($2,0 \cdot 10^{-1} — 5,0 \cdot 10^{-1} \%$), чем в сосне, ольхе ($1,0 \cdot 10^{-2} — 3,0 \cdot 10^{-1} \%$).

Цирконий. Цирконий считается редким элементом, однако находится в земной коре в значительно большей концентрации, чем никель, медь, свинец, цинк и некоторые другие хорошо известные металлы. Кларк его в земной коре равен $2 \cdot 10^{-2}$ вес. %. В таких же количествах этот элемент в среднем представлен в кислых и осадочных породах.

В гипергенно-осадочном цикле минерало- и породообразования цирконий участвует главным образом в виде гипогенных минералов, выделившихся из пород в результате выветривания. Будучи химически устойчивыми, минералы циркония освобождаются в ходе разрушения пород и механически переходят в обломочные продукты и в виде окатанных зерен --- в осадочные породы разного генезиса. Наибольшее распространение минералы циркония имеют в элювиально-делювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских отложениях. В большинстве случаев они накапливаются вместе с другими устойчивыми минералами (монацит, ильменит, рутил и др.). Наибольшие концентрации циркония в продуктах выветривания и почвах связаны с гранитами, сиенитами, пегматитами. При выветривании этих пород минералы циркония накапливаются в элювии и путем механического перемещения и в глинистых осадках, песках и других обломочных отложениях.

Согласно данным В. Г. Маркова и В. Е. Бордона (1968), в породах Белоруссии минимальные фоновые значения цир-

кония приурочены к каменноугольным (0,003%), максимальные — к верхнеюрским карбонатным породам (0,03%). В глинах и глинистых сланцах фоновые содержания циркония изменяются от 0,0025% в неогене почти до 0,07% в сеноманском ярусе верхнего мела.

В песках, песчаниках, алевритеах и алевролитах фоновые значения циркония составляют почти 0,003% в неогене и 0,08—0,09% в верхней юре и сеноманском ярусе верхнего мела. Цирконий совсем не обнаружен, например в гипсах, монаците, апатите, эпидоте; его ничтожно мало (тысячные доли процента) в гранатах, сидерите, карбонатных минералах.

Согласно нашим данным, в морских песках палеогена Полесья содержится в среднем 0,0072% циркония (пределы колебаний <0,001—0,03%), а в кварцевых (стекольных) песках полтавской серии — около 0,003%. В целом в песках полтавской серии циркония содержится 0,045% (пределы 0,01—0,3%).

Значительно уменьшается концентрация циркония в древнеантропогенных флювиогляциальных песках — 0,0038% (пределы <0,001—0,05%). В рисских антропогенных песках она колеблется в пределах <0,001—0,03%, в среднем составляя 0,0014%, а в аллювиальных песках вюрма — до 0,0049% (пределы колебаний 0,001—0,02%).

Большими колебаниями характеризуется содержание Zr в глинах, например в черных глинах нижней части полтавской серии оно находится в пределах 0,02—0,1% (среднее 0,04%). В верхней части разреза в глинах этой же серии среднее значение колеблется в пределах 0,003—0,01% (среднее 0,005%).

В озерных осадках миндель-рисса содержится Zr в среднем 0,0062% (пределы колебаний 0,002—0,02%).

В моренных отложениях разного возраста количество циркония колеблется в пределах 0,001—0,04% (табл. 85).

Таблица 85

Содержание циркония в отложениях разных генетических типов на территории Белорусского Полесья, %

Генетический тип отложений	Me
Морские пески палеогена	$7,2 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, нижняя часть полтавской серии	$42 \cdot 10^{-3}$
Озерные глины, верхняя часть полтавской серии, плиоцен	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Древнеантропогенные флювиогляциальные	$3,8 \cdot 10^{-3}$
Озерные древнего антропогена	$6,2 \cdot 10^{-3}$
Озерные среднего антропогена	$29 \cdot 10^{-3}$
Моренные (рисс)	$14 \cdot 10^{-3}$
Аллювиальные (вюром, пески высоких террас) древние	$4,9 \cdot 10^{-3}$

КОРРЕЛЯТИВНОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

Выше рассматривалось участие ряда микроэлементов (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zr) в вещественном составе четвертичных отложений и в литогенезе. Степень этого участия различная и определяется геологическими, палеогеографическими и литохимическими факторами.

В заключение сделаем попытку кратко обобщить данные изучения микроэлементов в аспекте приложения их к лиофациальной корреляции. Прежде всего отметим, что вопросы использования микроэлементов (редких элементов) в геологической корреляции (стратиграфической, петрографо-минералогической, литологической) еще совсем мало разработаны.

Лишь в последние годы этим вопросам уделяется большое внимание и делается попытка сформулировать основные положения, определяющие поведение редких элементов в земной коре в связи с процессами породо- и рудообразования и в гипергенно-осадочном цикле миграции и седиментации. Некоторые материалы в этой области и их истолкование изложены нами в работе «Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза» (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967, т. I и II).

Характеризуя коррелятивное значение ряда микроэлементов для выделения лиофациальных типов отложений, необходимо учитывать следующее:

1) источники и формы участия отдельных микроэлементов в составе четвертичных отложений, кларковое их содержание в осадках;

2) геохимические свойства и типы связи с другими типоморфными элементами;

3) лиофациальную (включая геохимическую) среду литогенеза на стадиях диагенеза — эпигенеза;

4) влияние гипергенных и ландшафтных факторов на поведение микроэлементов в миграционном цикле порода — почва — растительные ландшафты.

Рассмотренные нами микроэлементы участвуют в составе четвертичных отложений в форме: механических осадков, принесенных ледником или водными потоками, водных химических мигрантов; вторичных минеральных накоплений процессами диагенеза — эпигенеза; биогеохимических продуктов распада органического вещества и металлоорганических процессов.

Главная масса микроэлементов поступала в четвертичную толщу в форме механических осадков в результате неоднократного перемещения ледников и переработки осадков водноледниковыми потоками. Другие формы участия микроэле-

ментов в четвертичном литогенезе также играют существенную роль, но они менее изучены. Мы располагаем лишь некоторыми данными по этим вопросам.

В четвертичных осадках часть титана присутствует также в минеральных ассоциациях с магнетитом, гематитом, биотитом, сфеном и др. Цирконий в четвертичных отложениях участвует главным образом в виде гипогенных минералов, отложенных с осадками ледниками и водноледниковыми потоками (флювиогляциальными, аллювиальными). Кроме циркона и бейделлита (главных носителей циркония), цирконий входит в состав многих кальциево-натриевых силикатов. Характерны также комплексы циркониевых минералов с другими элементами.

Микроэлементы Mn, Ni, V, Cr принадлежат к семейству железа и в процессах гипергенеза в значительной степени мигрируют вместе с ним. Однако, несмотря на их геохимическое сродство, различия в таких физико-химических свойствах, как валентность, чувствительность к Eh и pH, способность к комплексообразованию с органическим веществом, обуславливают некоторые отличительные особенности поведения их в гипергенных процессах.

Большая часть марганца в четвертичных отложениях представлена в виде гипергенных и вторичных минералов: окислов, гидроокислов, силикатов, карбонатов (пиролузит, псиломелан, мanganит, родонит, родохрозит и др.). Марганец часто находится в изоморфных смесях с двухвалентным железом, кальцием, магнием, никелем, кобальтом и другими элементами. Часть марганца участвует в осадках в форме истинных растворов, химических и биогеохимических осадков. Присутствие в растворах органического вещества повышает устойчивость коллоидов и их миграцию (в щелочной и особенно в кислой среде). В цикле почвенно-ландшафтной миграции часть марганца задерживается в верхнем перегнойно-аккумулятивном горизонте, часть выносится в иллювиальный горизонт (особенно в подзолистых почвах).

Никель в четвертичных отложениях содержится почти исключительно в тонких фракциях (меньше 0,01), в более крупных его концентрация очень незначительна. Никель сорбируется глинистыми минералами, гидроокислами железа, алюминия и кремния. Он может входить также в качестве изоморфной примеси в марганецодержащие силикаты (роговая обманка, биотит, пироксен). Никель обладает большими миграционными способностями, чем ванадий.

Ванадий в четвертичных гипергенных условиях может ассоциировать с органическим веществом, накапливаться в глинах, входить в качестве рассеянного элемента в решетки терригенных минералов вместе с хромом и железом.

Хром в основном концентрируется во фракциях мельче 0,1 мм. В четвертичных отложениях он находится в виде сорбированных катионов в глинистой фракции, входит в состав органо-глинисто-железистых агрегатов, а также кристаллических решеток некоторых магматических минералов. Повышение содержания хрома в осадочных породах связано с увеличением количества магматических минеральных примесей в них.

Микроэлементы в плиоценовых и четвертичных глинах

Вверх по стратиграфическому разрезу от нижней части полтавской серии в БССР уменьшается среднее содержание Ti в глинах и средний квартильный размах. Средняя концентрация Ti в глинах нижней части полтавской серии $500 \cdot 10^{-3}\%$ (при $Q=200$), в верхней — 120 ($Q=92,5$), глинах раннего антропогена — $64 \cdot 10^{-3}\%$ ($Q=79$).

Резко увеличивается среднее количество Ti в моренах и озерных осадках среднего антропогена: $150 \cdot 10^{-3}$ и $162 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно (при $Q=119\%$). Причина заключается в поступлении нового материала, в том числе магматических минералов. Второй цикл охватывает верхний антропоген и заключается в обеднении титаном ряда флювиогляциальные — аллювиальные отложения. Та же закономерность характерна и для циркония, но различия между верхней частью полтавской серии и раннечетвертичными отложениями почти не выражены по среднему содержанию этого элемента (правда, в последних больше средний квартильный размах).

В нижней части полтавской серии выявлены образцы черных глин с более высоким содержанием Ni и V. Такие же аномалии отмечены нами в нижней части познаньских (пестрых) глин ПНР. Озерные осадки раннего антропогена отличаются от озерных отложений верхней части полтавской серии увеличением (в 4 раза) содержания Mn. По сравнению с третичными озерными отложениями среднего антропогена содержат Mn в 6 раз больше. Количество Ni уменьшается в древнем антропогене и затем увеличивается снова в среднем. Содержание V при этом почти не меняется.

Средняя концентрация Cr, Ni, V, Cu в плиоценовых глинах Польши почти в 2 раза выше, чем в четвертичных. В них также в 1,5 раза больше Ti, но меньше Zr. В четвертичных глинах почти в 1,5 раза больше Mn.

Отношение Mn : Ni выше в четвертичных глинах, а Mn : Cu — в плиоценовых. Имеются указания, что коэффициент Cr/Cu может служить индикатором удаленности пород от областей сноса, в частности в морских осадках. Эти элементы характеризуются разной миграционной способностью, и медь выносится из осадков значительно активнее.

Нами был рассчитан коэффициент Cr/Cu для разновозрастных морен Гродненской области. Он имел следующие значения: вюрг — 2,8; рисс — 2,28; миндель — 1,06, т. е. вниз по стратиграфическому разрезу коэффициент уменьшается. Интересно, что в таком же направлении уменьшается (в 4 раза) коэффициент влияния скандинавских пород (С. Д. Астапова, 1968). Обращает на себя внимание более высокое содержание Cr, Ni, V в четвертичных отложениях бассейна Березины. Это могло бы быть объяснено более высокой концентрацией в моренах темноцветных минералов, с которыми связаны в значительной степени эти элементы. Но нам кажется, более вероятной причиной являются влияние вод, богатых железом в этом районе, и вторичное ожелезнение этих продуктов.

Вверх по стратиграфическому разрезу в некоторых районах увеличивается содержание V и Cr, что может быть связано с увеличением количества кристаллических скандинавских пород в осадках.

Распределение микроэлементов в гранулометрическом спектре пород

Такое сравнение *особенностей распределения микроэлементов во фракциях ($0,01$ — $0,005$, $0,005$ — $0,001$ и $<0,001$ мм) глин БССР показывает, что в плиоценовых глинах отношение Ti : Zr более дифференцировано по фракциям, для четвертичных глин характерна большая дифференцированность Mn.

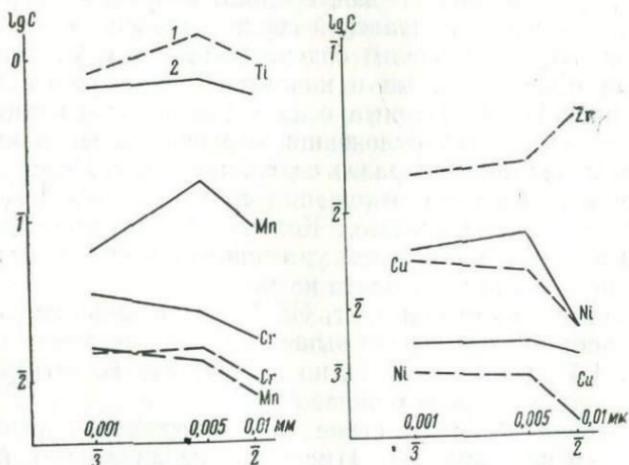


Рис. 31. Кривые распределения микроэлементов в глинистых фракциях третичных и четвертичных отложений Полесья:
1—третичные отложения (Tr), 2—четвертичные отложения (Q)

Другие микроэлементы имеют весьма сходный характер распределения (рис. 31).

При анализе особенностей распределения микроэлементов по фракциям в отложениях разных генетических типов (рис. 32) создается впечатление, что генезис отложений сильнее влияет на перераспределение таких активных в гипергенных процессах элементов, как Mn и Cu, чем элементов резистивов (Ti, Cr), больше зависящих от механических процессов осадконакопления.

Нами были также рассчитаны коэффициенты, полученные делением содержания титана в глинах на его количество в песках в разновозрастных отложениях. Этот коэффициент характеризует интенсивность преобразования осадков, имеет невысокое значение в среднеантропогеновых отложениях — 2,02, увеличивается в древнеантропогенных — 5,0 и может достигать 10 в образованиях отдельных эпох верхнетретичного периода.

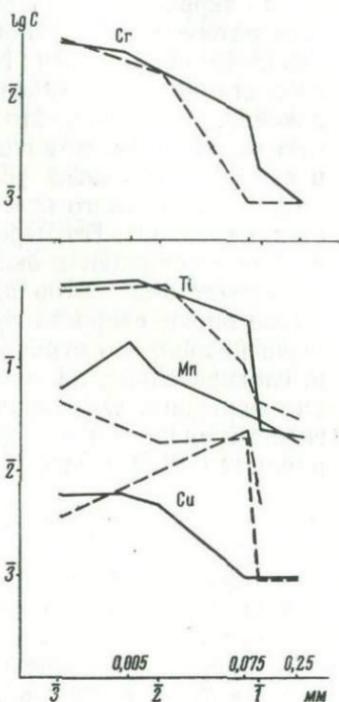


Рис. 32. Кривые распределения микроэлементов в гранулометрических фракциях аллювиальных (пунктируемая линия) и моренных (сплошная линия) отложений

Распределение микроэлементов в разновозрастных моренных отложениях

Изучение особенностей распределения микроэлементов в разновозрастных моренах в различных регионах показывает, что во многих случаях более ярко проявляется провинциальная дифференцированность, чем возрастная.

Русские морены Полесья отличаются от морен Латвии характером распределения ряда элементов (Ti, V, Mn). Причем эти различия складываются из более контрастного распределения элементов по фракциям в моренах Полесья, чем Латвии, и более высоких содержаний этих элементов во фракции меньше 0,001 мм в моренах Полесья, что может быть связано с большей степенью выветрелости и переработки моренного материала. Выявлена разница в отношениях V : Ni и Cr : Ni в этих моренах, что может быть обусловлено содер-

жанием магматических минералов в породе. Величина Cr : Ni выше во всех трех сравниваемых фракциях (0,01—0,005; 0,005—0,001 и <0,001 мм) в моренах Полесья.

В моренных отложениях больше всего различается по содержанию микроэлементов фракции 0,005—0,001 мм.

На территории долины Березины (Предполесье) наблюдается ритмичность в отношении Mn : Ni в разновозрастных моренах. Отношение Mn : Ni выше в моренах гюнца и днепровской стадии, чем минделя и московской стадии рисского оледенения. Вероятно, это можно объяснить тем, что после отложения морены какое-то время остаются погребенными в восстановительных условиях (во многих случаях в обстановке карбонатного оглеения, в которой в осадке накапливается марганец). По мере развития рельефа эрозия вскрывает их и они попадают в окислительную обстановку выше уровня грунтовых вод. Автор предполагает, что в отдельные ледниковые эпохи скорость эрозии и врезания дренирующей сети была разной, что отразилось на гидрогеологических условиях и, следовательно, на геохимическом поведении в данном районе марганца. Отношение Ti : Zr увеличивается в разрезе от гюнца к днепровской морене. Морена вюрма в более северных районах БССР отличается по отношению V : Ni.

Микроэлементы в почвах

Наблюдается тесная связь между содержанием микроэлементов в породах и почвах. В то же время почвообразовательные процессы отражают определенные закономерности в распределении микроэлементов в почвенном профиле в зависимости от накопления органического вещества и элювиально-иллювиальных процессов. В более заметных количествах представлены в почвах титан, марганец, барий, цирконий, в меньших — ванадий, хром, никель, кобальт, медь. Среднее содержание всех названных элементов в почвах Полесья ниже кларковых величин в почвах по А. П. Виноградову.

Таким образом, видно, что в кларковом составе элементов весьма большой процент составляет кремний. Установлено, что содержание его увеличивается на территории БССР с севера на юг. Относительное накопление кремния в отложениях определяется следующими особенностями обстановки четвертичного литогенеза: интенсивным выщелачиванием, особенно щелочных и щелочноземельных элементов, из почв и коры выветривания; образованием алюмокремниевых, феррикремниевых соединений типа Al_2O_3 (Fe_2O_3), SiO_2 и H_2O и коллоидных и метаколлоидных форм SiO_2 (опал). Соединения кремния — главная составная часть всех генетических типов осадков, особенно песков, глин, лессовых пород.

Алюминий и железо занимают видное место лишь в составе глинистых продуктов, а железо — в составе ожелезненных песков и в болотных рудах. В современных и палеоландшафтных условиях четвертичного периода железо является активным мигрантом как в поверхностных, так и грунтовых водах. Центральная часть Полесья — главная область его разгрузки и аккумуляции в четвертичной толще. Эту область можно выделить как наиболее обогащенную железом по сравнению с другими территориями Полесья. Основные причины относительного накопления здесь железа: широкое распространение болот и связанное с ними торфонакопление; выход на поверхность многочисленных глубинных источников, содержащих железо.

Кальций, магний, калий, натрий принадлежат, как известно, к наиболее подвижным водным мигрантам в процессах гипергенеза и почвообразования. Они активно вымываются из продуктов выветривания. В то же время отдельные ложбины стока и озерные впадины являются местом их заметного накопления (озерные и луговые мергели, глинисто-карбонатные продукты, лесовые породы).

Четвертичная толща западной части Полесья характеризуется в целом большой карбонатностью по сравнению с другими территориями Полесья. Важным источником карбонатного насыщения четвертичных осадков являются отторженцы меловых и третичных пород, а также карбонатные морены. Выетривание их сопровождается поступлением в воды карбонатов как в форме механической взвеси, так и в растворенном состоянии.

В генетических типах отложений (за малым исключением) резких отличий в кларковом составе основных элементов не наблюдается. Причина этого — неоднократное смешение осадков, отложенных в ходе смены ледниковых и межледниковых условий гипергенеза и литогенеза.

Литофикальные условия в Полесье мало благоприятствовали также образованию более или менее мощных однородных фациальных толщ; большей частью осадконакопление протекало в условиях быстрого изменения эрозионных и денудационных процессов, наложения одних процессов на другие (аллювиальных, делювиальных, золовых и др.).

Поведение химических элементов и их соединений в четвертичной толще определялось характером геохимической среды, в которой сочетались три главные обстановки: кислая, щелочная и переходная между ними. Главными факторами этой обстановки являлись величины pH и окислительно-востановительных потенциалов, содержание окисного и закисного железа, карбонатов и органического вещества в породах. (Эти вопросы детально рассматриваются в III главе).

ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (основные геохимические критерии)

Геохимические данные, методы и критерии приобретают все большее значение в решении вопросов палеогеохимической реконструкции фациальных условий литогенеза и геохимических корреляций. К ним относятся pH среды, окислительно-восстановительные потенциалы, кларки распространения элементов, изотопные соотношения, геохимические диаграммы, отражающие устойчивость различных минеральных систем, и др. Геохимические методы находят широкое применение, в частности, в реконструкции фациальных условий осадкообразования в древних водоемах, для определения характера диагенетических и эпигенетических изменений и преобразований в осадках и породах. На определенные фациальные условия литогенеза указывают карбонатность и железистость, палеотемпературы, типы древней коры выветривания, органические остатки.

Особенно большое палеогеохимическое значение в последнее время приобрело изучение изотопов O, C, S, U, Th, Pb и других элементов и их соотношений в породах и минералах.

Они используются главным образом для определения абсолютного возраста и палеотемператур.

На основе изотопных методов в геохимии ведется также углубленное изучение основных закономерностей распространения элементов в литосфере, гидросфере, атмосфере, живом веществе и космосе.

Наряду с изучением изотопов радиоактивных элементов все большее применение получают изотопы стабильных элементов.

С помощью изотопов выясняются условия и механизмы формирования изверженных горных пород, взаимосвязь различных магматических комплексов, связь рудообразования с магматическими и постмагматическими процессами.

На основании комплекса палеогеохимических и палеографических данных в настоящее время составляют палеофациальные карты распространения различных генетических

типов пород в древние геологические эпохи и объясняют процессы их образования и преобразования.

Мы здесь остановимся на характеристике следующих геохимических критерiev, получивших то или иное отражение в литогеохимическом составе четвертичных отложений в связи с разнообразием палеогеографических условий среды литогенеза: pH среды, железистости, карбонатности, глинистых минералов, органического вещества.

рН ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩИ И ЛАНДШАФТОВ ПОЛЕСЬЯ

Существует ряд методов измерения pH и Eh.

Как указывают Л. Г. М. Баас Беккинг и др. (1963), наиболее точные данные величины pH получаются, если электроды опущены непосредственно в породу в полевых условиях.

Все другие методы лабораторного анализа проб, например метод определения pH водных суспензий минералов с использованием индикаторных бумаг (З. Е. Стивенс и М. К. Каррон, 1948), калориметрический метод с применением универсального индикатора и светофильтров (В. Н. Каюкина, 1953), в той или иной мере приближенные.

Наиболее детальное обсуждение методов определения Eh и pH осадочных пород и их аппаратурное определение выполнено Г. А. Соломиным (1964). Однако сложность получения и хранения в полевых условиях чистого азота и воды, не содержащей растворенного кислорода, заставила упростить методику, не снижая достоверности и воспроизводимости результатов.

Из последних работ представляет интерес методика измерения pH и Eh А. К. Лисицына (1967). Автор предлагает измельченную породу загружать в толстостенные стеклянные цилиндры и насытить дистиллированной водой до состояния густой пасты. Цилиндр герметично закрывается. В пасту породы опускают 3 платиновых, стеклянnyй и каломельный электроды. Измерения проводят ежедневно до установления постоянных значений, не изменяющихся в течение 2—3 дней.

Результаты определений pH пород и минералов, выполненные указанным способом, ближе к теоретически ожидаемым, чем те, которые проводились Е. С. Иткиной (1952) и А. В. Пустоваловым и Е. И. Соколовой (1957).

Принято характеризовать реакцию среды по величине pH водной вытяжки и реакцию солевой вытяжки по величине pH.

В зависимости от того, в каком состоянии находятся в почве ионы водорода, различают следующие виды кислотности: актуальную (активную) и потенциальную (скрытую).

Актуальная кислотность обусловлена теми ионами водорода, которые находятся в почвенном растворе. Она зависит от

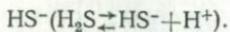
наличия в почвенном растворе свободных минеральных, органических кислот, гидролитически кислых солей и степени их диссоциации.

Потенциальная кислотность обусловлена поглощенными ионами водорода и алюминия.

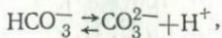
Величина pH водной вытяжки характеризует актуальную кислотность в момент определения. Величина pH солевой вытяжки характеризует потенциальную кислотность. Обычно pH солевой вытяжки ниже pH водной.

Разные авторы предлагают разделять интервалы pH от сильнокислых до сильнощелочных. Л. Г. М. Баас Беккинг, И. Каплан и Д. Мур (1963) естественные колебания величины pH ограничивают пределами 0,83—11,6. А. Н. Павлов, В. Н. Шемякин (1967) делят природные воды по кислотно-основной реакции на сильнокислые ($\text{pH} < 1,9$), кислые ($1,9 \leq \text{pH} < 4,1$), слабокислые ($4,1 \leq \text{pH} < 7$), нейтральные ($\text{pH} = 7$), слабощелочные ($7 < \text{pH} < 8,3$), щелочные ($8,3 \leq \text{pH} < 10,3$), сильнощелочные ($\text{pH} > 10,3$).

Наиболее четко обоснована только граница между кислой и щелочной реакцией воды ($\text{pH} 7$). Границу между сильнокислыми и кислыми водами предлагается проводить по значению pH 1,9, равному показателю первой константы диссоциации серной кислоты, — lgkHSO_4^- при $\text{HSO}_4^- = \text{SO}_4^{2-}$, границу между кислыми и слабокислыми водами — по значению pH 4,1, соответствующему практически полному осаждению из раствора трехвалентного железа. Границу между слабокислыми и слабощелочными водами следует проводить по pH 7 в соответствии с константой диссоциации воды. За границу слабощелочные — щелочные воды условно можно принять величину pH 8,3. Известно, что при значениях pH между 8 и 9 практически вся углекислота находится в растворе в виде ионов HCO_3^- и практически весь сероводород — в форме иона:



Граница щелочные — сильнощелочные воды может определяться второй константой диссоциации угольной кислоты ($\text{pH} 10,3$):



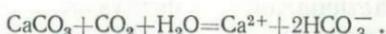
pH почвы существенно зависит от влажности. Л. Г. М. Баас Беккинг и др. (1963) приводят следующие данные: нормальные влажные почвы имеют pH от 2,8 до 10; влажные — от 3,7 до 8,5 и насыщенные водой — от 5,0 до 8,0.

В насыщенных водой почвах сохраняется в больших количествах известь, что ограничивает pH значением 5,0, во влажных почвах периодическое дренирование способствует выносу

извести, но оно недостаточно для удаления железа и глинозема (pH 3,7). В условиях значительного дренирования может происходить полное выщелачивание с выносом даже железа и глинозема и pH падает до 2,8.

Установлена очень большая зависимость между pH и содержанием карбонатов и органического вещества. Большое количество карбонатов ведет к повышению pH среды. (Повышенное содержание MgCO_3 , CaCO_3 соответствует большому значению pH).

В то же время увеличение значений pH среды способствует осаждению карбонатов. Растворение карбонатов регулируется содержанием CO_2 . В известняках, соприкасающихся с обогащенными CO_2 водами, происходит следующая реакция:



Наблюдается растворение известняка и понижение pH среды.

Разложение органического вещества в осадке приводит к образованию угольной и органических кислот. Первоначально они выщелачивают сорбированные катионы из глин, растворяют рассеянный карбонат Ca . Вследствие этого значение pH увеличивается. Создается слаботщелочная восстановительная среда, в которой возможен диффузионный перенос больших количеств Ca , Fe и Mn . Запас легковыщелачиваемых катионов ограничен, а генерация кислот продолжается, поэтому pH среды начинает падать и переходить в область кислых значений, затем уменьшение активности органических веществ приводит к возрастанию значений pH и Eh . Среда становится слаботщелочной и слабоокислительной.

Таким образом, погребенные гуминовые осадки по мере своего превращения в породу проходят последовательно следующие стадии: щелочную восстановительную, кислую восстановительную и щелочную переходную от восстановительной к окислительной (Ю. П. Гирин, 1967).

Значение органических веществ определяется не только тем, что оно само по себе хороший фиксатор рассеянных элементов, но и тем, что, находясь в значительных количествах в породах, оказывает влияние на величины pH и Eh , вызывая образование аномальных зон, которые могут являться для ряда химических элементов своего рода геохимическими барьерами.

В. Ф. Раздорожный дает характеристику естественной кислотности углей. Рассматривая кислотность невыветрелых разностей углей, он обращает внимание, что одна группа угольных пластов характеризуется устойчивыми по своей мощности, высокими значениями величин pH , другая же часть из них характеризуется резкими перепадами в величинах pH .

Высокую щелочность $\text{pH}=6,82—8,9$, по литературным данным, могут создавать лишь суспензии карбонато-доломит-си-деритового ряда.

Кроме карбонатов, в некоторых пробах наблюдается пирит и глинистое вещество, по-видимому, каолинитового состава. Причем характерно, что там, где в минеральных фракциях угля преобладает пирит и глинистое вещество, значение величин pH падает.

Понижение щелочности зависит от присутствия ионов, которые образуются при окислении среды.

Образование пирита происходит в нейтральной и слабощелочной среде при резко восстановительных условиях. Одновременно с восстановлением окисных соединений металлов, которые могут частично образовывать сульфиды, освобождается кислород. Этот кислород, соединяясь с серой, способствует возникновению в углях газа SO_2 и анионов SO_3^{2-} , SO_4^{2-} .

Некоторые дополнительные факторы могут значительно влиять на среду. Присутствие иона $(\text{PO}_4)^{3-}$ и органического вещества несколько искажают ее. Некоторые элементы, образуя комплексы с органическим веществом, мигрируют, в то время как при данном pH они должны были бы выпадать в осадок.

Присутствие иона $(\text{PO}_4)^{3-}$ сильно понижает нормальный потенциал, необходимый для окисления иона закиси Mn в ион окиси Mn^+ .

В отношении влияния pH на миграцию отдельных химических элементов можно сформулировать следующие положения (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967).

Согласно данным К. Б. Краускопфа (1959), если pH меньше 9, кремнезем растворим в разбавленных щелочах не больше, чем в кислотах. При pH выше этого значения растворимость его резко возрастает вследствие диссоциации H_4SiO_4 на ионы. Кристаллические формы кремнезема менее растворимы, чем аморфные; при обычных температурах растворимость кварца в десять с лишним раз меньше растворимости аморфного кремнезема.

По данным Окамото с соавторами (1957), оптимальное значение pH для осаждения коллоидного кремнезема около 4,5, для молекулярного диспергированного — около 8. Установлено, что в природных водах кремнезем находится главным образом в ионном состоянии в форме монокремневой кислоты; в некоторых случаях часть кремнезема может находиться в коллоидном состоянии.

В присутствии электролитов кремнезем легко переходит в соли и коагулирует. Из солей образуются опал, халцедон.

вторичный кварц, а при взаимодействии с коллоидными соединениями алюминия, железа и других элементов—комплексные глинистые минералы.

Алюминий мигрирует в кислых растворах при рН 4 в форме окисла, а в щелочной среде рН 11—в виде алюминатов. В среде со значением рН выше 4,1 глинозем выпадает в осадок, а при рН 6,5 коагулируется. Гидраты окиси алюминия наиболее устойчивы в растворах при рН=6,5—7. Указанное дает основание судить об условиях участия алюминия в процессах выветривания, образовании глинистых минералов и в осадконакоплении.

Железо в среде $\text{pH} > 2,3$ осаждается в виде гидрата окиси, при рН 5,5 в среде, лишенной кислорода,—в виде Fe(OH)_2 и при рН, приближающейся к 7, с высоким содержанием в растворах CO_2 —в виде FeCO_3 . рН среды и окислительно-восстановительные потенциалы определяют разделение отдельных элементов в процессе миграции их в зоне гипергенеза. Например, железо, никель и кобальт часто находятся вместе в гипогенных образованиях. В гипергенных условиях литогенеза они дифференцируются вследствие значительных различий в их окислительных потенциалах. Кобальт и никель требуют для осаждения из растворов более высоких величин окислительных потенциалов, чем железо. То же самое можно сказать о разделении железа и марганца в процессе выветривания пород, в которых они находятся вместе. В то время как железо окисляется и выпадает в осадок, марганец остается в растворах и мигрирует, пока не встретит более окислительной обстановки. Ряд элементов, например ванадий, хром и др., переходит в раствор при высоком окислительном потенциале и, наоборот, осаждается при низком.

В общем, установлено, что в кислой среде ($\text{pH} < 6$) большую активность приобретают ионы кальция, серы, фосфора, двухвалентного марганца, меди, свинца, цинка, хлора и др. В щелочных растворах ($\text{pH} > 7$) активно мигрируют пятивалентный ванадий и цинк, шестивалентный хром, молибден и др. Многие элементы подвижны в широком диапазоне рН и интенсивно мигрируют как в кислой, так и в щелочной среде (натрий, калий, рубидий, цезий, фтор, бром, бор и др.). Зная кислотность среды и свойства выпадения соединений из раствора, можно определить, какие соединения будут выпадать и какие оставаться в растворе, и наоборот. Подвижность элементов в связи с рН и Eh условиями детально исследовал В. В. Щербина (1949, 1956).

Нами изучено распределение величины рН в разрезах, характеризующих третичные и четвертичные отложения юга БССР и несколько скважин территории ПНР (рис. 33). Образцы взяты из а) разрезов дочетвертичной и древнечетвертич-

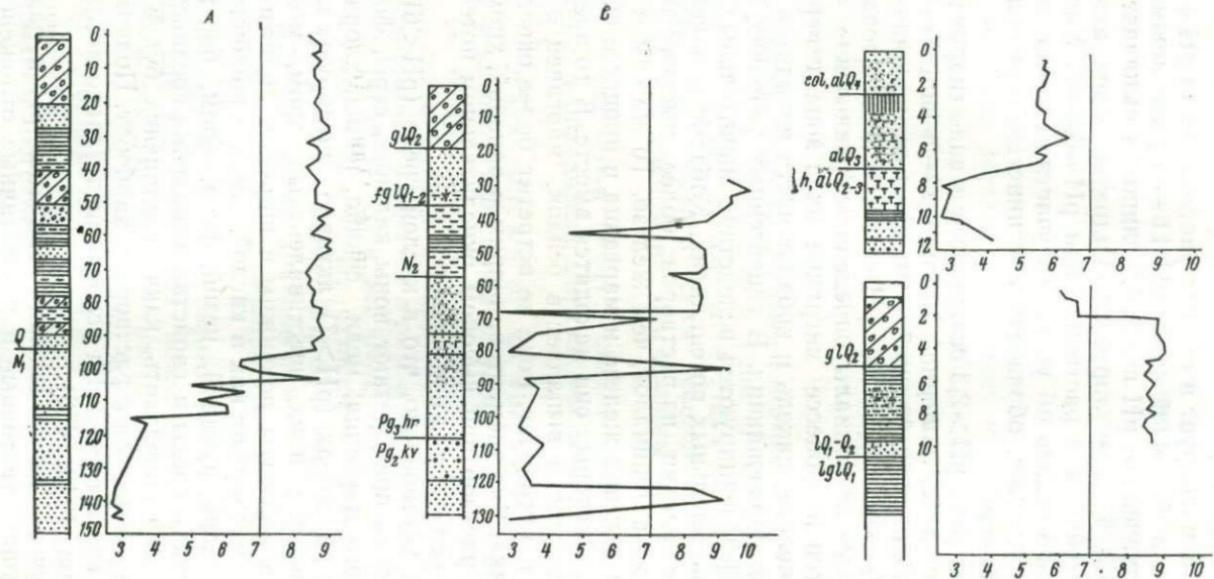


Рис. 33. Колебания значений pH в разрезах:

A—скв. Хайнувка—Дубины (восточная Польша); Б—скв 2, Горохово (Шиинчи); В—Дорошевичи, высокая терраса Припяти с погребенным риц-вюрмским торфяником; Г—Белановичи

ной толщи в районе Копыся (прадолина Днепра), Негув (прадолина Зап. Буга), из глубокой скважины в районе Хайнувка—Дубины и скв. 5 д. Старч (нижняя часть); б) разновозрастных моренных комплексов, отложений миндель-рисского межледниковых, разрезов ленточных глин и лессовых отложений (Белановичи, Славинск, скв. 4 д. Деревище, скв. 2 д. Шиичи и др.); в) отложений аллювиального и озерно-болотного генезиса, сформировавшихся в рисс-вюрме и вюрме.

Методика определения pH заключалась в электрометрическом измерении pH водной и солевой вытяжки. Водная вытяжка готовилась в соотношении (1 : 5) с пятиминутным взбалтыванием породы и отстаиванием суспензии в течение 24 часов. Для солевой вытяжки в качестве жидкой фазы брался 1%-ный раствор KCl. Измерение pH производилось стеклянным электродом на лабораторном pH-метре ЛПУ-01. Опыты по измерению величин pH были проведены на 737 пробах (водные вытяжки) и 143 пробах (солевые вытяжки).

Из скважины Аллея Иерусалимская изучались два образца, представляющие собой прегляциальные осадки*.

Для третичных отложений, в частности горизонта пестрых плиоценовых глин, характерно незначительное колебание величины pH, которое изменяется от 7,75 до 9,0. Несколько более кислые условия характерны для образцов на глубине 50,0—66,2 м.

В прослоях черных глин, насыщенных органическим веществом, pH понижается до 7,75. Таким образом, верхняя часть имеет слабощелочные условия и несколько отличается от нижней части, для которой среда является щелочной. Четвертичные отложения здесь залегают до глубины 28 м, pH изменяется от 7,2 до 9,0, т. е. характерны щелочные и слабощелочные условия среды.

Прегляциальные отложения в скв. 4, Пляц Дефиляд на глубине 25—27 м характеризуются pH=7,2—7,5.

В скважине Хайнувка Дубины (ПНР) в четвертичной толще осадков pH изменяется от 8,1 до 8,95. В подстилающих третичных отложениях величины pH колеблются в широких пределах — от 2,65 до 8,6, т. е. от кислых до щелочных условий среды.

В скважине Негув (ПНР) pH изменяется от 6,25 до 8,3. Кроме верхнего образца, весь разрез с глубины 29 м имеет

* Нельзя автоматически переносить актуальные значения pH на древнюю среду осадкообразования. Однако в некоторых случаях (например, в плиоценовых осадках) щелочные значения pH хорошо увязываются с другими палеогеографическими факторами (преобладание монтмориллонита, наличие карбонатных кор выветривания и др.). Вопрос может быть решен только с учетом реконструкции палеоусловий.

слабощелочную реакцию. pH изменяется в незначительных пределах — от 8,01 до 8,2.

Третичные отложения полтавской серии на территории Полесья характеризуются весьма значительной вариацией pH. В скв. 0,2, Житковичи в плиоценовых осадках pH колеблется от 6,3 до 9,7, в скв. 124, Туров — от 5,45 до 7,8; в скважине Гороховская — от 8,85 до 9,25; в скв. 190, Антополь от 6,55 до 8,9. От этих образцов резко отличаются по величине pH более древние глины из полтавской серии. Так, богатые органическим веществом глины из месторождения Горынская Токарня (олигоцен) имеют слабокислую среду и характеризуются колебанием pH=4,8—5,55. Глины из Лоева (олигоцен) имеют высокое содержание каолинита и pH=4,7, а подстилающие их пески имеют слабощелочную реакцию pH=7,6.

Скважина 2, Горохово (Шиичи) характеризуется весьма разными кислотно-щелочными условиями среды. В четвертичной толще мощностью около 30 м pH изменяется от 4,6 до 9,8. Слабокислая среда характерна для двух пограничных образцов на глубине 32,0—34,2 м. Неогеновые глины на глубине 45—57,0 м дают колебания pH от 7,95 до 8,5.

Палеогеновые пески (харьковский ярус) отличаются значительными колебаниями значений pH от 2,5 до 9,4.

Однако основная часть образцов этого горизонта указывает на кислые условия среды.

В скважине 4, Деревице Калинковичского района четвертичные отложения (мощностью 54 м) представлены аллювиальными отложениями вюрма, флювиогляциальными рисса, озерными миндель-рисса, флювиогляциальными минделя и прегляциальными озерными осадками. pH изменяется от 7,6 до 9,2. Отложения характеризуются слабощелочной средой. Более щелочная среда наблюдается в нижней части миндельских флювиогляциальных образований на глубине 47,2 м и прегляциальных озерных осадков.

В подстилающих палеогеновых отложениях pH изменяется от 3,3 до 9,3. Наблюдается резкий скачок pH на границе третичных и четвертичных отложений. Еще один скачок в сторону кислой среды отмечается на глубине 64 м на границе палеогеновых песков и пласта супеси. Кислые условия среды присущи некоторым образцам на глубине 82,2—92,1 м. Верхняя часть третичных отложений от 36,0 до 57,0 м характеризуется щелочными условиями.

В разрезе № 5241 (Белановичи) — третичные глины, pH водной вытяжки изменяется от 7,54 до 8,56. Черные глины имеют слабощелочную реакцию, а нижележащие серые глины — щелочную. С глубины 1,71—1,80 м от поверхности горизонта среда глины становится слабощелочной.

В вышележащих алевритах рН изменяется от 7,52 до 8,05, т. е. среда также слабощелочная.

В разрезе № 5236 (Славинск) рН водной вытяжки изменяется от 6,05 до 9,01. Самое низкое значение рН отмечено в перемытой мореной супеси, самое высокое — в третичной глине на глубине 4,0—4,2 м. В этом горизонте отмечены конкреции сидерита, что указывает на слабовосстановительные условия.

Таким образом, перемытые четвертичные отложения характеризуются слабокислой реакцией среды. Верхняя часть третичных глин отличается слабощелочной реакцией. Основная часть третичных глин имеет в этом разрезе щелочную среду.

В скважине 12, Б. Александрия в районе Копыся рН изменяется от 7,4 на глубине 7,0 м (голоценовый аллювий) до 9,75 на глубине 52,0 м — флювиогляциальные отложения. Судя по имеющимся образцам, вся нижняя часть разреза с 10,0 м характеризуется щелочной реакцией. В скв. 13, М. Александрия рН колеблется от 6,0 в аллювии на глубине 7,8 м до 10,0 во флювиогляциальных отложениях на глубине 40 м (для всех отложений глубже 7,8 м характерна щелочная реакция среды), в скв. 15, Б. Александрия — от 6,8 (глубина 5,5 м) до 10,2 на глубине 28 м. Весь горизонт морены, кроме первого образца, имеет щелочные условия. В скв. 16 (пос. Копысь) рН изменяется от 8,4 до 9,15. Для всей скважины отмечена щелочная среда, а в скв. 17 рН изменяется от 7,95 (глубина 2,5 м) до 9,5 в аллювии вюрма на глубине 41,5 м. Кроме верхнего образца, весь разрез характеризуется щелочными условиями. В скв. 15 (Борки) рН составляет 6,6 в образцах морены (28,5 м) и 9,55 во флювиогляциальных отложениях на глубине 95,5 м.

Всей скважине присуща щелочная среда.

Осадки скв. 5 (д. Старч) представляют собой песчаные отложения, заполняющие глубокую рыхтину ледникового выпахивания (разновозрастные четвертичные образования, возможно в нижней части третичные). рН колеблется от 7,62 до 9,36, т. е. весь разрез характеризуется щелочными условиями среды.

На глубине 11,5—24,0 м залегают серые рисс-вюрмские кремнистые сапропели, в которых встречаются растительные остатки, раковины моллюсков и прослойки торфа. В пределах этих отложений отмечаются слабощелочные условия среды.

Миндель-рисские торфы и гиттии имеют следующие пределы колебаний рН — Нижнинский ров, разрез № 7434 — 5,88—7,0, Матвеев ров — 5,9—7,86.

В разрезе № 5243 д. Бронное (в районе Речицы) рН в красной морене колеблется от 9,35 до 9,5, а в подстилающей

серой морене $\text{pH}=6,8-6,9$; в разрезе № 5244 (Речица) красная и серая морены имеют слабокислую реакцию, близкую к нейтральной ($\text{pH} 6,5-6,9$).

В разрезе № 5240 (Белановичи) pH водной вытяжки изменяется от 6,15 до 9,05. Щелочные условия отмечены в рисской морене на глубине 3,6—3,7 м; кислые — в почвенном горизонте.

В данном разрезе довольно четко выделяется профиль выветривания морены до глубины 2,5 м. Выветрелая часть морены слабокислая, невыветрелая слабощелочная. Щелочная среда характерна для подстилающих озерных глин и алевритов.

В разрезе № 5242 (Белановичи) pH водной вытяжки колеблется от 7,63 до 10,0. Образец 4 на глубине 7,9—8,0 м показал $\text{pH}=10,0$; на глубине 8,7—9,2 м — 7,6.

Образцы ленточных глин дали щелочную среду. Очень высокое содержание pH показал образец коричневой глины на контакте между ленточными глинами и подстилающими песками. Подстилающие пески имеют слабощелочную реакцию.

В разрезе № 5234 (Дорошевичи) pH изменяется от 6,4 до 2,52. Более высокие значения pH характерны для аллювиального песка (глубина 5,36 м). Низкие значения pH наблюдаются в торфе на глубине 1,35—2,10 м и погребенной почве (глубина 2,2 м).

В разрезе № 7430 (Гадиловичи) вскрывается старичная линза рисс-вюrmского возраста, pH колеблется в пределах 5,24—7,46. Аналогичные отложения в разрезе Борхов ров имеют pH в пределах 3,98—6,74.

На основании сказанного можно в общих чертах характеризовать pH среды третичного и четвертичного литогенеза.

Третичные и четвертичные отложения отличаются весьма разнообразными кислотно-щелочными условиями среды. В них наблюдаются как кислые, так и щелочные условия среды осадконакопления, что связано как с биофациальными, так и литохимическими условиями осадконакопления и последующего литогенеза. Большое влияние на pH оказывает наличие карбонатов и органического вещества.

Осадки палеогена характеризуются господством слабокислых и кислых условий среды. Верхняя часть осадков полтавской серии (плиоцен) отличается преимущественно слабощелочными, щелочными условиями среды; прегляциальные осадки — слабощелочными, близкими к нейтральным условиями среды.

Значительная часть древнечетвертичных образцов, заполняющих прадолину, показала слабощелочные или щелочные значения pH , что связано с высоким содержанием карбонатов

в этих породах (особенно в миндельских отложениях). Внутри этой группы осадков отмечается очень небольшая вариация значений рН.

Слабокислые и кислые условия среды характерны для озерных осадков, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков рисс-вюрма, особенно в погребенных торфяниках и в песчаной толще Полесья, которая сформировалась в течение вюрма и в голоцене. Здесь наблюдается вариация значений рН.

Отмеченные изменения рН среды связываются с целым рядом литолого-геохимических показателей, таких, как состав глинистых минералов, карбонатность, количество и состав органического вещества. Из общего количества анализированных образцов (737) 50,86% характеризовались щелочными условиями среды, 19,3 — слабощелочными, 23,6 — слабокислыми, 6,24% — кислыми.

Приведем также некоторые данные определения рН в почвах, торфяниках, поверхностях и грунтовых водах, выполненных другими авторами.

По данным Н. Н. Петуховой, в зависимости от типа почв рН изменяется от 3,5 до 7,4. На рН влияют гранулометрический состав *, влажность, характер растительности и другие факторы. Супесчаные почвы, т. е. легкие по гранулометрическому составу, в большинстве своем имеют рН от 4 до 4,9, в то время как более тяжелые почвы (суглинки) чаще всего имеют рН от 5,0 до 5,8.

Согласно исследованиям Н. Д. Нестеровича, А. Ф. Иванова и Л. В. Кравченко (1964), на всех почвенных разностях встречаются древесные породы, как повышающие, так и понижающие кислотность почвы.

Корни древесных пород избирательно поглощают катионы и анионы из почвы (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , NO_3^- , PO_4^{3-}) и выделяют в нее значительное количество органических и минеральных веществ.

Древесная растительность оказывает наиболее сильное влияние на почву в слое 0—10 см. В слое 10—20 см это влияние выражено гораздо меньшей степени, а вглубь лежащих слоев вовсе не заметно. Это объясняется тем, что в верхнем слое почвы (0—30 см) сосредоточены 85—90% мелких корней. Кроме того, этот слой более всего подвержен влиянию продуктов распада лесной подстилки.

По измерениям А. Л. Жуховицкой и А. А. Замяткиной (1966), для левых притоков р. Припяти рН колеблется от 6,7 до 7,3, для правых притоков — от 6,5 до 8,0. В самой р. Припяти рН изменяется в пределах 6,2—7,9.

* Через водопроницаемость.

Для грунтовых вод наблюдаются следующие колебания рН.

Район р. Ясельды — средние значения рН 6,2—7,0. Воды имеют разный химический состав при общем гидрокарбонатно-кальциевом фоне, характерно повышенное содержание железа. Бассейн р. Птичи — средние значения рН 6,4—7,6. Бассейны рр. Лани, Случи, Морочи — колебания рН 5,8—7,2. Наблюдается повышенное содержание железа. Для бассейна р. Уборти характерны два фоновых предела рН: 5,4—5,6 и 5,8—6,8. рН в водоемах Полесья в зимний период составляет 6,8—7,1. В летние месяцы активная реакция смещается в щелочную сторону рН 8,0.

Торфяные отложения (по данным В. А. Ковалева, 1966) характеризуются колебаниями рН 3,0—5,0.

* * *

Как геохимический фактор литогенеза рН среды определяет специфику подвижности элементов, их ионов и соединений в водной среде и в осадках. На протяжении четвертичного литогенеза в Полесье складывались преимущественно условия, благоприятствующие подвижности химических соединений и рассеянию элементов в осадках. Как отмечалось выше, все генетические типы четвертичных отложений, за небольшим исключением, характеризуются нижекларковыми содержаниями элементов.

рН среды щелочного типа характерна для отложений, содержащих карбонаты. Последние откладывались в четвертичной толще за счет разрушения и перемещения дочетвертичных меловых и мергельных пород. Карбонатами богаты многие моренные комплексы, а также перигляциальные осадки водно-ледникового происхождения (лессовые, озерные).

рН среды кислого типа характерна для отложений, содержащих органическое вещество. Это торфяные залежи, почвенные горизонты, содержащие гумус, болотные воды. Здесь создаются благоприятные условия для выпадения железа в осадок и образования болотных железных руд.

ЖЕЛЕЗО В ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Весьма велика роль железа в гипергенных процессах литогенеза и ландшафтообразования. Из многочисленных минералов железа видное место занимают гипергенные формы, образующиеся в результате окислительно-восстановительных процессов.

Окисление обычно осуществляется присоединением свободного кислорода к выветривающемуся веществу. Однако,

как указывает У. Д. Келлер (1963), кислород не обязателен в таких реакциях. Это иллюстрируется окислением Fe до FeS, FeS₂ или FeCl₃. Келлер пишет, что железо встречается в состоянии сильного окисления (окисное) в двух комбинациях: с кислородом, как окись железа (гематит, лимонит), и в виде ионов окисного железа в силикатах или минералах с другими анионами.

Энергия, выделяющаяся при окислении, велика, поэтому железо в минералах очень чувствительно к окислению. При этом образование окиси железа сопровождается разрушением силикатной структуры. Поэтому первичные силикаты, содержащие Fe, подвергаются поверхностному выветриванию одними из первых.

Большинство солей трехвалентного железа хорошо растворимо в воде и выделяется из растворов в виде кристаллогидратов.

В растворах соли железа подвергаются гидролизу. При нейтрализации этих кислых растворов гидрат окиси Fe осаждается при pH=3. Железо способно образовывать комплексные соли, а также комплексные органо-минеральные соединения.

При затруднении доступа воздуха в болотных почвах, богатых органическим веществом, возникают восстановительные условия и трехвалентное железо переходит в двухвалентное. При этом образуются закисные соединения (FeCO₃, Fe(CHO₃)₂ и др.). Они дают в почвенном растворе ионы Fe⁺², легко мигрирующие в почве.

Велика роль железобактерий в реакциях окисления. При хорошем доступе кислорода в почве железобактерии поглощают соли двухвалентного железа и кислород, окисляют двухвалентное железо и используют выделяющуюся при этом энергию для поддержания своей жизнедеятельности.

Формы железа различной степени окисления очень ярко проявляются через их окраску. При окислении железо придает красноватую окраску минералам, породам, почвам (красную, бурую, коричневую и др.). Красный цвет означает некоторое обезвоживание гидроокислов железа, что характерно для районов сухого жаркого климата. Глеевая окраска характерна для отложений, образующихся в закисных условиях. Породы, лишенные железа или содержащие его в небольших количествах, как правило, характеризуются светлосерыми и темными тонами.

В общем как геохимический фактор железо характеризуется следующими главными особенностями. В зоне гипергенеза оно отличается высокой миграционной способностью: в восстановительных условиях с кислым глеевым классом водной миграции; в сернокислых водах в областях распростране-

ния сульфидных отложений; в ландшафтах, богатых органическими соединениями; в условиях, связанных с активной деятельностью бактерий; в условиях с резким колебанием pH и Eh среды, благоприятных для обратимых реакций двух- и трехвалентного железа. Все это обуславливает исключительно важную роль железа в земной коре и биосфере.

О содержании железа в породах разных систем земной коры Русской платформы сообщается в работе А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956). Мы приведем здесь лишь некоторые данные для сопоставления их с содержанием железа в четвертичной толще.

Наибольшее количество Fe_2O_3 (3,85%) обнаружено в песках нижнего мела, а наименьшее (2,05%) — в песках среднего девона. В неогеновых песчаных породах Русской платформы содержится 3,31% Fe_2O_3 . Концентрация FeO наибольшая (2,17%) в песчаных отложениях нижнего мела, а наименьшая (0,65%) — в палеогеновых песчаных породах. В неогеновых породах она достигает 1,16%.

Величина отношений $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ наибольшая (0,83) для песков среднего девона, а наименьшая (0,28) — для песчаных отложений палеогена.

Наибольшее содержание железистых минералов — магнетита, титано-магнетита, ильменита (50,19%) обнаружено во франкском ярусе (D_3), наименьшее (13,01%) — в палеогеновых песчаных породах. В песках среднего девона обнаружено наибольшее количество гематита (5,29%).

В целом видно, что указанные периоды (девонский, меловой, третичный) не были периодами усиленного железообразования, а отложения эти в основном подстилают четвертичные аккумуляции в БССР и входят в состав морен.

Согласно данным З. Токарского и др. (1964) о химическом и механическом составе глин Польши, Fe_2O_3 заметно преобладает (6,8%) в морских отложениях миоцена. В континентальных же миоценовых глинах содержится наименьшее количество Fe_2O_3 (4,0%). В плиоценовых и четвертичных глинах примерно одинаковое значение Fe_2O_3 (5,3—5,4%).

А. Кункель так же, как и Токарский, установила увеличение содержания железа в сильноконцентрированной солянокислой вытяжке глин от миоцена к плиоцену (от 2,11 до 3,81%). В то же время, по ее данным, количество железа в плейстоценовых отложениях Польши значительно меньше (1,12%), чем в третичных (табл. 86).

Изучение содержания железа в четвертичных отложениях Польши (опорные скважины Фердинандув, Негув, Млынаже, Сокулка) показывает несколько большее его содержание в скважине Негув (1,57—3,53% Fe_2O_3 и 0,63—1,39% FeO) по сравнению с другими скважинами.

Таблица 86

Распределение железа в сильноконцентрированной
HCl вытяжке в третичных и четвертичных отложениях
Польши (по А. Кункель)

Возраст пород	Количество проб	Пределы содержаний, %	Среднее содержание, %
Плейстоцен	148	следы — 5,06	1,12
Плиоцен (в целом) А + В	392	следы — 16,33	3,71
Верхний плиоцен (А)	266	следы — 147,0	3,81
Нижний плиоцен (В)	126	следы — 16,33	3,50
Миоцен-плиоцен	48	следы — 10,72	2,93
Миоцен	9	следы — 4,29	2,11

Таблица 87

Статистические показатели содержания железа в смешанных пробах
моренных и озерно-ледниковых отложений Польши

Возраст	Статистики	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO/Fe ₂ O ₃
glG (n = 4)	X	1,39	0,60	0,430
	S ²	0,052	0,0046	
	S	0,22	0,068	
	C.V.	15,82	11,83	
glM (n = 6)	X	1,50	0,78	0,520
	S ²	0,21	0,052	
	S	0,46	0,23	
	C.V.	30,66	29,48	
gl (общ.) n = 9	X	1,96	0,88	0,450
	S ²	1,06	0,16	
	S	1,03	0,4	
	C.V.	52,5	45,45	
glR (n = 4)	X	1,40	0,64	0,460
	S ²	0,11	0,0155	
	S	0,33	0,124	
	C.V.	23,57	19,37	
gl (общ.) n = 14	X	1,44	0,69	0,480
	S ²	0,114	0,13	
	S	0,34	0,36	
	C.V.	23,61	52,17	

Из табл. 87 видно, что среди моренных отложений Польши по среднему количеству Fe₂O₃ и FeO выделяются миндельские (1,50% Fe₂O₃ и 0,78% FeO), на втором месте стоят образования рисса (1,40% Fe₂O₃ и 0,64% FeO), на третьем — гюнцкие отложения (1,39% Fe₂O₃ и 0,60% FeO).

В озерно-ледниковых аккумуляциях Польши содержание железа преобладает над его концентрацией в моренных отложениях (1,96% Fe_2O_3 и 0,88% FeO).

Общее среднее для моренных отложений Польши отношение FeO/ Fe_2O_3 составляет 0,480 (при максимальном для миндельских отложений 0,520), а для озерно-ледниковых отложений оно меньше и равно 0,450.

Общий коэффициент вариации (С. V.) для морен Польши составляет для Fe_2O_3 23,61 (максимум для минделя 30,66), FeO — 52,17; для озерно-ледниковых отложений С. V. Fe_2O_3 больше (52,5), а FeO меньше (45,45), чем для моренных.

Уместно привести данные А. В. Матвеева (1966) о содержании железа в разновозрастных моренах в бассейне р. Березины (табл. 88).

Таблица 88

Содержание железа в разновозрастных моренах

Возраст отложений	Образец	Содержание железа, %		
		Fe_2O_3	FeO	FeO/ Fe_2O_3
Ap ² ₂ рисс (моск.)	валовой	2,27	0,60	0,26
Ap ¹ ₂ рисс	то же	2,0	0,48	0,24
Ap ² ₁ миндель	»	2,08	0,41	0,20
Ap ¹ ₁ гюнц	»	1,59	0,85	0,53
<i>Содержание железа в глинистой фракции (меньше 0,001 мм)</i>				
Ar ² ₂ рисс	0,001	9,9	0,65	0,066
Ap ¹ ₂ рисс (днепр.)	0,001	8,46	1,29	0,152
Ap ² ₁ миндель	0,001	8,6	0,87	0,101
Ap ¹ ₁ гюнц	0,001	7,52	0,95	0,126

Из табл. 88 видно, что среди разновозрастных моренных отложений Белоруссии наибольшее количество Fe_2O_3 (2,27%) содержится в рисских породах (московская стадия), наименьшее — в образованиях гюнца (1,59% Fe_2O_3). Последнее не противоречит характеру распределения Fe_2O_3 в польских отложениях гюнца. Что касается содержания FeO в моренах, то в отложениях гюнца оно больше (0,85%), чем в отложениях минделя (0,41%). Такие же черты в распределении величин отношений FeO/ Fe_2O_3 — наибольшая величина (0,53) характерна для отложений гюнца, наименьшая (0,20) — для образований минделя.

Из табл. 88 и 89 видно, что в алевритовых фракциях Fe_2O_3 и FeO содержится во много раз больше, чем в песчано-алевритовых.

Наибольшая концентрация Fe_2O_3 (9,9%) обнаружена в тонкодисперсных фракциях рисской морены московской стадии оледенения, а FeO (1,29%) — в рисской морене днепровской стадии оледенения.

Таблица 89

Содержание железа в песчано-алевритовых фракциях
моренных отложений, %

Фракция, мм	Fe_2O_3	FeO	$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$
0,25 — 0,1	0,53	следы	—
0,1 — 0,056	0,58	0,05	0,086
0,056 — 0,01	1,15	0,21	0,182

Среди тонкодисперсных фракций разновозрастных морен наибольшая величина отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (0,152) наблюдается у рисских (днепровских) морен, а наименьшая (0,066) — у рисских (московских).

Общий характер распределения Fe_2O_3 и FeO в тонких фракциях морен Белоруссии повторяется и в моренах Латвии (А. В. Стинкуле, 1964). Так, фракции 0,001 мм содержат наибольшее количество (9,02%) Fe_2O_3 , а 0,001—0,005 мм — FeO (1,99%).

Среди разновозрастных глин по концентрации Fe_2O_3 на территории БССР выделяются глины области распространения вюромского ледника (6,5—7,0% Fe_2O_3). Это же можно сказать и о вюромских флювиогляциальных песках, где содержание железа наибольшее (1,08—1,14% Fe_2O_3). По данным З. А. Горелика, Э. Д. Мишаговой, Э. А. Левкова (1961), в вюромских песках различных генетических типов железа больше, чем в рисских песках. Также пленки и налеты из гидрокислов железа преобладают в песках северной и средней частей региона, т. е. их больше в зоне распространения вюромского ледника.

Мы детально изучали содержание железа в разных генетических типах глинистых пород Белоруссии. По нашим данным, концентрация Fe_2O_3 колеблется в среднем в нерасчлененных глинах БССР в пределах от 4,5 до 7%. Наибольшее содержание Fe_2O_3 (6,5—7%) в глинах обнаружено в северной части республики, в Витебской области, в зоне распространения вюромского оледенения. Меньше всего Fe_2O_3 в глинах БССР (4,5—5,0%) содержится на юго-западе республики, в Брестском Полесье. В остальной части БССР содержится 5,0—5,5% Fe_2O_3 .

Моренные глины северной и центральной частей Белоруссии (Витебской, Могилевской, Минской обл.) Fe_2O_3 содержат в количестве 5,5—6,0%, а южной части — от 5 до 5,5%.

Наибольшее количество Fe_2O_3 (6,5—7,0%) обнаружено в озерно-ледниковых глинах на севере БССР (в Витебской обл.). Меньше всего окиси железа в озерно-ледниковых глинах на юге БССР, в Брестском и Гомельском Полесье (4,0—4,5% Fe_2O_3). В остальных районах БССР озерно-ледниковые глины содержат 5,0—5,5% Fe_2O_3 .

В аллювиальных глинах БССР наибольшее количество Fe_2O_3 также обнаружено в северной части республики (6,5—7,0%), а менее всего — на северо-западе Минской области и северо-востоке Гродненской области (4,0—4,5%). Глины в северной части Гродненской области содержат 5,5—6,0% Fe_2O_3 . В аллювиальных глинах юга Белоруссии обнаружено 4,5—5,0% Fe_2O_3 . В остальной части республики в аллювиальных глинах содержится 5,0—5,5%.

Широкий диапазон pH среды (4,6—8,0) приводит к сочетанию разнообразных процессов, связанных с аллювиальным литогенезом (переносу Fe в близких к щелочным условиях, выпадению в осадок при увеличении pH среды). Химические анализы аллювиальных отложений выявили в них следующие содержания железа (по В. А. Кузнецovу, 1965): меньше всего в среднем железа содержится в русловом аллювии (0,71% Fe_2O_3); в пойменном аллювии — 1,32% Fe_2O_3 , в илистых песках — до 1,64% суммарного железа, а в илах — до 6,47% суммарного железа. Новоминералообразования в аллювии Белорусского Полесья содержат от 4,31 до 48,40% Fe_2O_3 (вторичные окислы и гидроокислы).

Средние значения колебаний Fe_2O_3 для всех исследованных в лаборатории образцов, отобранных во флювиогляциальных отложениях Полесья, по данным Г. С. Дромашко (1966), составляют 0,17—2,69%, причем наибольшие значения Fe_2O_3 отмечены в верховьях Ясельды, в бассейне Березины и к югу от Мозыря.

В лесовых породах среднее содержание железа (по данным И. А. Добровольской, 1966) представлено в табл. 90.

Таблица 9
Содержание железа в лессах Полесья, %

Район	Fe_2O_3	FeO	$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$
Мозырско-Хойниксо-Брагинский	1,56	0,18	0,11
Туровский	2,44 — 2,87	0,15 — 0,29	0,06 — 0,10
Слуцкий	2,01	0,26	0,13

Наблюдается подвижность железа в верхних горизонтах толщ лессов, связанная с почвообразовательными процессами и образованием подвижных железоорганических соединений; с глубиной изменения, связанные с выносом Fe_2O_3 , ослабевают. Кроме того, выявлено накопление Fe_2O_3 в мозырских лессах во фракции меньше 0,001 мм на глубине 1,2—3,3 м (11,88—13,48%).

Среднее арифметическое содержание Fe_2O_3 из 8 средних проб дюнных песков, составленных по 107 образцам из 47 точек Белорусского Полесья, по нашим данным, составляет 0,63%. В центральной части Полесья, где расположены крупные болотные массивы и близко к поверхности залегает уровень грунтовых вод, отмечается большая концентрация Fe_2O_3 . Некоторое ее увеличение наблюдается по направлению к югу ряда меридиально вытянутых крупных притоков Припяти (Случь, Птичья) по мере удаления от пояса морен (в долине Случи Fe_2O_3 0,66—0,87).

Среди озерных отложений наибольшие содержания железа (по данным А. А. Хомича, 1966) обнаружены в кремнеземистых сапропелях, обогащенных органическим веществом: оз. Вулька — 16,33—17,19%; Черное — 7,73 и Споровское — 7,62%. Озерные глины и пески водоемов Полесья обеднены соединениями железа и содержат соответственно 2,4—3,8 и 0,1—1,0% Fe_2O_3 .

Железо в четвертичных отложениях представлено в разных минеральных и биогенных формах:

а) в виде остаточных минералов — магнетита, гематита, ильменита, пирита, оливина, гиперстена и др.; доминируют в составе четвертичных отложений;

б) в виде окисных и гидратных минералов вторичного происхождения — лимонита, гидрогётита, сидерита, вивианита, нонtronита, шамозита; представлены главным образом новообразованиями разной формы (конкреций, гнезд и др.);

в) в ионном и коллоидном состоянии в растворах и в форме сорбентов в глинистых минералах;

г) в составе железобактерий, при массовых скоплениях которых в болотах и водоемах образуются залежи болотной или дерновой руды. На дне водоемов с деятельностью железо- и сульфобактерий, генерирующих сероводород, связано образование сульфатных минералов.

Нами повсеместно фиксировалось участие железа в составе четвертичной толщи как в форме вторичных образований, так и в форме бурых участков на поверхности в местах выходов грунтовых вод.

Интересные сведения по этому вопросу мы находим также в работе В. В. Добровольского (1966), который отмечает, что в четвертичных породах лесной умеренной зоны повсеместно

обнаружены железистые новообразования. Часть их представлена в виде конкреций и стяжений различной формы. В песках новообразования железа имеют форму пропластов, линз и гнезд. В различных районах гумидной зоны содержание окиси железа составляет 50—90% от массы новообразованного вещества. Наибольшее количество примесей типично для новообразований супераквальных условий — роренштейнов, наименьшее — субаквальных (озерные и болотные руды).

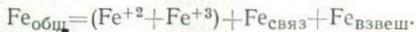
Иногда создаются условия, благоприятные для образования не гидроокислов, а железистых силикатов типа аллофанондов. Подобные новообразования приурочены обычно к песчаным толщам. Например, для новообразованного вещества ортзандов Подмосковья соотношения основных компонентов отвечают формуле $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. При этом молекулярные отношения кремнезема и окиси железа к окислам алюминия колеблются соответственно от 0,97 до 3,16 и от 0,29 до 0,51. Аналогичная картина имеет место в ортзандах Финляндии и северо-западных районов Европейской части СССР.

Почвенные железистые новообразования обычно хорошо отличимы от основной массы почвы по своей окраске, форме и составу. Их можно подразделить на следующие группы: выцветы и налеты, корочки и подтеки, примазки, прожилки и трубочки, конкреции, прослойки.

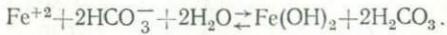
О содержании железа в природных водах Белоруссии, в том числе Полесья, в последние годы опубликованы ценные данные К. И. Лукашевым с сотрудниками Лаборатории геохимических проблем (К. И. Лукашев, А. А. Хомич, А. Л. Жуховицкая, А. А. Замяткина, 1966, 1968). По их данным, содержание железа в поверхностных и грунтовых водах Полесья достигает значительных количеств — до 38 мг/л. Почти все воды притоков Припяти окрашены в желтовато-бурый цвет. В них содержится большое количество органического вещества гумусового происхождения. Болотные воды, попадающие в реки, увеличивают содержание железа в речных водах.

Органические вещества гумусового происхождения способствуют миграции Fe и других металлов. Как указывает М. А. Глаголева (1959), в водах Днепра в форме соединений с гумусовыми кислотами мигрирует 62,8% Fe (от всего количества, содержащегося в воде).

Содержание различных форм железа в воде можно выразить схемой



При уменьшении количества CO_2 и увеличении содержания кислорода соли Fe гидролизуются и выпадают в осадок:



Затем $\text{Fe}(\text{OH})_2$ окисляется до $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Коллоидный гидрат

окиси железа является самой распространенной формой при рН от 3 и выше.

Вычисленные коэффициенты водной миграции (по А. И. Перельману, 1961) показывают, что в грунтовых водах бассейна Ясельды, средней и нижней Птичи, нижней Случи и Уборти наблюдается наибольшая подвижность Fe ($K_{Fe}=1-5$). Меньшая подвижность Fe ($K_{Fe}=0,1-1$) характерна для грунтовых вод северной и южной периферийных частей низменности, а в грунтовых водах бассейнов Птичи и Ясельды трехвалентное железо слабоподвижное.

Органические вещества в водах Полесья способствуют миграции железа в закисной форме. F^{++} мигрирует в ионной форме при $pH < 7$, в то время как окисное железо при $pH = 4$ выпадает из воды в осадок.

Отношение FeO/Fe_2O_3 показывает, что содержащие двухвалентное железо подземные воды, проникающие в верхние слои, в условиях кислой среды и значительного количества органических веществ способствуют обогащению верхних вод растворенными формами соединений железа (бассейн Уборти, $pH=4,8-5,0$, FeO/Fe_2O_3 6,8—3,5). Это же соотношение форм сохраняется и в половодье (при преобладании поверхностного стока над подземным).

В органо-минеральной форме в водах содержится от 10 до 80% Fe. По-видимому, эта форма трехвалентного железа — одна из основных в водах, а обогащение вод железом в низовьях притоков Припяти связано с повышенным содержанием этого элемента в породах центральной и западной частей Полесья.

К. И. Лукашев, А. А. Хомич, А. Л. Жуховицкая и А. А. Замяткина (1968) рассмотрели геохимическое поведение железа на примере оз. Бездонка.

Железо содержится во всем объеме озера, но присутствует лишь двухвалентное железо (0,12—0,35 мг/л), а Fe^{+3} не найдено. Это согласуется с кислым характером воды в озере и с газовым режимом. В воде озера железо содержится как в ионных соединениях, так и в связанном состоянии. Возрастание содержания органо-минерального железа (от 0,09 до 0,17 мг/л) с глубиной совпадает с увеличением органического вещества и общего количества Fe водной массы (от 0,2 до 0,52 мг/л). Но процентное содержание органо-минеральных соединений по отношению к общему количеству Fe зависит не только от суммарного содержания органических веществ, оно связано с различной реакционной способностью отдельных фракций (гуминовые и фульвокислоты) к комплексообразованию с Fe.

Исследования В. А. Ковалева и В. А. Генераловой (1967) показали, что при одном и том же pH способно образоваться

в 1,5—2 раза больше фульватов, чем гуматов Fe. Вероятно, это характерно и для оз. Бездонка. Как указывают авторы, специфика поведения железа в кислой водной среде озера с преобладанием в нем восстановительных процессов состоит:

1) в накоплении органо-минеральных и закисных соединений Fe в водной массе;

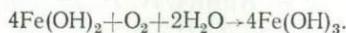
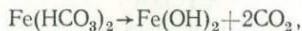
2) невозможности выпадения из нее сульфидов Fe;

3) в присутствии в осадке всего спектра аутигенно-минеральных форм железа.

В. А. Ковалев (1966) указывает на зависимость величины зольности от содержания в торфе Fe_2O_3 . В наиболее высокозольных торфах (кроме сильноожелезненного торфа), почти всегда опесчаненных и глинистых, относительная роль железа сильно падает, а величина зольности часто связана с содержанием SiO_2 , тогда как для малозольных торфов соотношения между зольностью и кремнеземом случайны.

В условиях кислой среды, минимального количества кальция (5—18%), затруднительного водообмена и восстановительной обстановки, характерных для верховых торфов, железо находится в них в закисной форме и является высокоподвижным. По мере увеличения в торфах содержания кальция пропорционально увеличивается количество железа и уменьшается SiO_2 .

В низинных торфяниках ($\text{pH}=4,5—5$ и выше) растворимые гидрокарбонаты железа, которые поступают с грунтовыми водами, становятся неустойчивыми и переходят в гидраты закиси, быстро окисляющиеся до форм устойчивой гидроокиси:



Если в торфах верховых болот в основном преобладают железо-гумусовые вещества, то в низинном торфянике — минеральные формы железа, главным образом гидроокислы, а в ряде случаев фосфаты и карбонаты.

Нами описана зависимость содержания Fe_2O_3 в озерно-болотных отложениях от зольности (В. К. Лукашев, 1967).

В высокозольных опесчаненных торфах и сапропелях содержатся наименьшие количества Fe_2O_3 . Так, в скв. 92 (Половецко-Купанский болотный массив в Ярославской обл.) зольность минерального субстрата с галькой и органическим дегритом вюрмского времени составляет 95,9%, а Fe_2O_3 — 2,14%, черный сапропель рисс-вюрмского возраста из той же скважины содержит лишь 32,8% зольности, зато Fe_2O_3 содержится свыше 24%.

В Белоруссии зарегистрированы месторождения болотных железных руд (1959—1960)*. Распространены в основном

сплошные и бобовидные болотные железные руды, но встречаются конкреционные и плитняковые. В основном они не эксплуатируются, хотя могут быть использованы для производства красок. Наибольшую площадь (167 га) занимают железные болотные руды в Минской области, затем в Гомельской (137,1 га), значительно меньше их в Могилевской (23,6 га), Гродненской (6 га) и в Брестской областях (1 га).

В Витебской области месторождений болотных железных руд не зарегистрировано (по данным на 1959—1960 гг.).

Всего в БССР обнаружено 91 месторождение болотных железных руд общей площадью 334,7 га со средней мощностью руды 0,3 м.

В заключение нужно сказать, что изучение содержания железа в четвертичных отложениях дает возможность судить о геохимической среде литогенеза отдельных генетических типов отложений и о палеогеографических условиях, обусловивших участие железа в процессах литогенеза.

Сравнение третичных и четвертичных пород территории Польши показывает, что среднее содержание железа выше в морских отложениях миоцена, содержание железа в плиоценовых и четвертичных породах близкое. Однако они отличаются по отношениям $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

Колебания средних содержаний железа в разновозрастных моренах незначительны и зависят от литолого-геохимических особенностей отдельных провинций. Так, в разновозрастных моренах бассейна Березины содержание Fe_2O_3 постепенно увеличивается от гюнца к московской стадии рисского оледенения. При незначительных колебаниях средних содержаний железа в моренах восточной Польши наблюдается некоторое его увеличение в миндельских моренах. Такая же закономерность отмечается и для отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в моренах Польши.

В межледниковые эпохи в голоцене процессы гипергенеза приводили к перераспределению железа в осадках различных генетических типов. При сравнении глинистых пород самое высокое содержание железа отмечается в аллювиальных осадках, затем следуют озерно-ледниковые и моренные. В современных аллювиальных песках содержание железа выше, чем во флювиогляциальных. Меньше всего его в эоловых песках.

Высоким содержанием железа отличаются современные озерно-болотные отложения.

Используя геологические и литолого-геохимические критерии, можно выделить по особенностям распределения железа

* Приведенные данные ставят целью только иллюстрировать примерное соотношение между проявлениями болотных руд в разных областях БССР.

на территории БССР несколько провинций. Так, при сравнении средних содержаний железа в глинах выделяется по его концентрации север БССР, т. е. область распространения вюромского ледника. Это же можно сказать и о флювиогляциальных вюромских песках. Вместе с тем здесь очень незначительное количество месторождений железных руд.

По низкому содержанию железа в породах и по незначительному количеству месторождений железных болотных руд выделяется Брестская область. Возможно, это связано с широким развитием карбонатных пород и вызванной ими щелочной средой. Больше всего месторождений и проявлений болотно-железных руд отмечается в Гомельской области и прилегающих к Полесью районах Минской и Могилевской областей.

Из сказанного можно сделать также краткие обобщения, характеризующие геохимическую роль железа в четвертичном литогенезе.

Заметные скопления железа в четвертичной толще связаны лишь с торфяно-болотными условиями. Здесь отложения железа связаны с кислыми условиями pH среды, где оно осаждается в виде гидроокислов. Способствуют этому также железобактерии.

Железо аккумулируется также в заметных количествах в иллювиальном горизонте подзолистых почв, куда оно вносится в комплексе с другими элементами (Si, Al, Cu, Co, Ni, V, Mn и др.).

Основными формами миграции железа в ландшафтах являются коллоидная и ионная, а также форма в виде железоорганических соединений.

В процессе выветривания и почвообразования железо, находящееся в породах и почвах, ведет себя по-разному в зависимости от стадии окисления (FeO или Fe_2O_3) и форм, в которых оно соединяется с другими элементами. Первичные силикаты, содержащие FeO , легко подвергаются окислению.

Во всех генетических типах четвертичных отложений содержание окисного железа больше (за исключением торфяников), чем закисного. Отношение FeO/Fe_2O_3 характеризует степень окисления железа в осадках. В тексте приведены некоторые величины этих отношений.

КАРБОНАТЫ В ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ СРЕДЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Основные скопления карбонатов в земной коре представлены известняками, доломитами, мергелями, мелами и другими породами.

Содержание карбонатных пород в осадочной толще, как известно, составляет 20%, а для отдельных областей зем-

ной коры — даже значительно больше (Русская платформа 55 %, Уральская геосинклиналь 30, Кавказская геосинклиналь 26 %).

Установлено, что с течением геологического времени происходит направленная эволюция карбонатных отложений в сторону увеличения содержания кальция и убывания содержания магния. По данным А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и В. М. Ротынского (1952), количество кальция в карбонатных породах Русской платформы увеличилось от протерозоя к четвертичному времени от 20,3 до 35,9 %, а магния сократилось от 12,6 до 1 %. Этот процесс связывается, с одной стороны, с деятельностью организмов, с другой, с изменением химического и петрографического состава вещества осадочной оболочки земной коры.

Образование карбонатов в зоне гипергенеза рассмотрено в нашей работе (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967).

Геохимия процессов и способов гипергенного образования карбонатов в осадочной толще сводится к следующему:

- 1) выветривание и выщелачивание горных пород путем непосредственного действия CO_2 на горные породы;
- 2) химические процессы, ведущие к выпадению карбонатов в осадок из растворов;
- 3) биогенная деятельность организмов: бактерий, способных разлагать органическое и неорганическое вещество и освобождать Ca, Mg, CO_2 после смерти и разложения их детритов;
- 4) диагенетические и эпигенетические изменения осадков, содержащих кальций и магний, под воздействием растворов, богатых углекислотой.

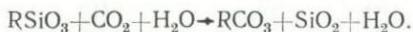
В природе CaCO_3 представлен двумя модификациями — кальцитом и арагонитом. В сухих условиях арагонит устойчив, но в водосодержащей среде и при повышенных температурах быстро переходит в кальцит. Этот процесс перехода представляет собой растворения арагонита и осаждение кальцита. В большинстве диа- и катагенетических условий арагонит со временем переходит в кальцит. Вместе с тем ряд авторов считает, что в результате метасоматоза CaCO_3 в твердой фазе происходит доломитизация без химического изменения звеньев CO_3^{2-} в исходном карбонате. В четвертичном покрове карбонаты сосредоточены в моренах, лессах, перегнойно-карбонатных почвах, донных осадках озер и луговых мергелях.

Кальций также накапливается в живом веществе — аксилат кальция в растениях.

Значительным источником образования карбонатов при выветривании являются кальциевые полевые шпаты, пироксены и амфиболы в кристаллических породах, карбонатные минералы в осадочных. Они разлагаются слабыми растворами

углекислоты (H_2CO_3) с образованием глинистых минералов и переходом Ca и других оснований в водный раствор.

Механизм химической реакции между силикатами и CO_2



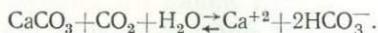
В результате образуются карбонаты Ca, Mg и двойной соли угольной кислоты — доломит. Аморфная кремнекислота выпадает в осадок в виде частичек 0,01—0,001 мм.

Бикарбонатные растворы химически очень активны — они могут растворять кварц и полевые шпаты, отлагая взамен карбонаты. Часть растворенного вещества уносится, другая переотлагается в виде вторичного кремнезема и аутигенного нароста на обломочных полевых шпатах (цит. по Э. Т. Дегенс, 1967). Среда caliche является местом, где в настоящее время происходит образование аутигенного кварца и полевого шпата.

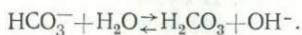
Так как карбонат легко замещает кварц, становится понятным, почему в одних случаях известковые окаменелости метасоматически замещены кремнеземом, а в других первичный кремнезем окаменелостей замещен кальцитом.

Растворение, метасоматоз и переотложение кремнезема или карбонатов могут происходить в пределах очень небольшой площади.

В известняках, которые соприкасаются с обогащенными CO_2 водами, происходит следующая реакция:



Эта реакция распадается на ряд равновесных состояний: растворяясь в воде, бикарбонаты дают щелочную реакцию, обусловленную наличием гидроксильных ионов:



В условиях равновесия количество бикарбоната, которое может быть в растворе, зависит от содержания в системе растворенного CO_2 .

Чем выше содержание CO_2 , тем ниже pH растворов, тем благоприятнее условия для химических реакций в зоне гипергенеза.

В атмосфере присутствует около 0,03 объемн. % CO_2 , в почвенных газах в гумидных областях обычно содержится примерно 0,5—5 объемн. % CO_2 , а иногда до 10—15% (цит. по Э. Т. Дегенс, 1967; см. также Килинг (C. D. Keeling, 1958)).

Количество CO_2 в почвенных газах зависит от ряда факторов: климата, глубины залегания и типа почв, состава микробиологических, флоры, типа и количества органического вещества.

Содержание карбонатов в грунтовых водах гумидных областей составляет от 3 до 20 мг-моль/л. По условиям равновесия содержание бикарбоната в дождевой воде может достигнуть лишь 1,2 мг-моль/л. Поэтому большая часть растворенных в воде карбонатов образуется не из атмосферного CO_2 .

В продуктах выветривания карбонаты могут присутствовать в распыленном состоянии, покрывать пленкой обломочные частицы, заполнять различные трещины и ходы корней растений, а также в виде разнообразных конкреций.

Липпман (F. Lippmann, 1955) и Зейбольд (E. Seibold, 1962) сообщают, что конкреции могут образовываться вскоре после отложения вмещающих слоев, когда в уплотняющемся иле возникают скопления воды в небольших пустотах, в которых карбонаты постепенно замещают воду.

В результате разложения органического вещества выделяется аммиак и создается щелочная среда, благоприятная для осаждения карбонатов. Таким образом образуются, например, конкреции, содержащие остатки рыб.

Почвенные известковые отложения состоят из кальцита, вторичного кремнезема и обломочных частиц. В этих отложениях карбонаты выполняют роль цемента. Известковые отложения этого типа образуются в результате длительного подземного испарения почвенной влаги или испарения ее из обнажающихся пород. Эти образования характерны для аридных или полуаридных областей. Карбонатные минералы в них могут быть представлены кальцитом и доломитом.

Некоторые подпочвенные известковые отложения образовывались непрерывно в течение сотен лет. В них наблюдается микрослоистость, которая обусловлена, вероятно, сезонными или годовыми осадочными циклами.

Геохимические особенности и последовательность образования конкреций детально описаны в работах Ю. П. Гириной (1967). Автор указывает, что конкреции представляют собой карбонатные тела, образовавшиеся путем диффузационного привноса вещества из вмещающих пород в данную точку. Выделяются конкреции первого этапа (I) и образовавшиеся позднее более крупные конкреции второго этапа (II). Конкреции I этапа подразделяют на незональные и зональные, в которых от центра к краю происходит постепенная смена кальцита сидеритом. В незональных конкрециях не наблюдается такой смены. Трещины синерезиса и конкреции II выполнены только кальцитом, причем они образуются после конкреции I типа. Изучение изотопного состава углерода в карбонатных конкрециях (Э. М. Галимов, Ю. П. Гирин, 1968) показало, что происходит изменение C^{13} карбонатов по профилю зональной конкреции, доказывающее, что она образовалась путем последовательного во времени нарастания

слоев. До проведения этих опытов не исключалось одновременное выпадение этих минералов с их пространственным разделением на градиенте рН. Э. М. Галимов и Ю. П. Гирин выявили также увеличение значений C^{13} к краю конкреций, что указывает на относительное усиление привноса CO_3^{2-} , полученного за счет растворения рассеянного в породе первичного седиментационного карбоната. Результаты, полученные по изотопам углерода, хорошо согласуются с тремя стадиями диагенеза осадка (щелочная — кислая — щелочная II). В кислую стадию имеет место наиболее интенсивное растворение седиментационных карбонатов, рассеянных по вмещающей породе, и стягивание их в конкреции. Органический CO_3^{2-} максимально разбавляется карбонатом CO_3^{2-} , и конкреционные карбонаты содержат наиболее тяжелый углерод. Был выявлен еще один важный момент формирования конкреций карбонатов: наличие в центральной зоне конкреции только органического CO_3^{2-} означает, что в это время в осадке седиментационные карбонаты совершенно не растворялись. Источником кальция для кальцита средней зоны послужил, вероятно, кальций в поровом растворе. Этому явлению благоприятствует, в частности, среда с рН около 8, а также наличие глинистых минералов (например, Са-монтмориллонитов, с поглощенным комплексом которых взаимодействуют воды при диагенезе).

Рассмотрим некоторые вопросы карбонатонакопления в третичных и четвертичных отложениях.

При изучении химического состава верхнетретичных отложений БССР и Польши нами было установлено (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1968), что карбонаты в них распределены неравномерно и сосредоточены главным образом в отложениях верхнего плиоцена.

В связи с этим уместно вспомнить, что накопление карбонатов (часто в виде мощных карбонатных кор) является характерной чертой гипергенеза плиоцена во многих районах мира (К. Браун, 1956; С. С. Маныкин, 1966; М. М. Цапенко, 1966 и др.).

Нами изучались особенности распределения карбонатов в характерных разрезах Полесья. Следует отметить, что наряду с определенной зависимостью от физико-географических условий, что проявляется в выщелачивании или накоплении их, распределение карбонатов в разрезах часто несет на себе следы местных геологических условий.

В скв. 2, 4 и 5 в Калинковичском районе (рис. 34 и 35) были выявлены следующие особенности: в скв. 2 содержание карбонатов в песках харьковского яруса палеогена колеблется от 0,4 до 6,4 в самой верхней части. Резко увеличивается их

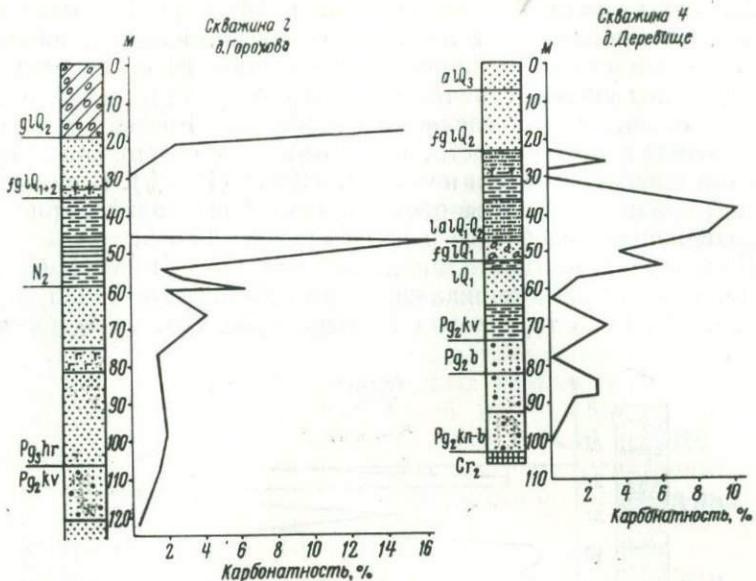


Рис. 34. Распределение карбонатов в разрезах скв. 2, Горохово (Шиничи) и скв. 4, Деревище Калинковичского района Гомельской области

количество в континентальных глинах неогена (до 17%). Причем их распределение внутри этих глин неравномерное, наблюдаются два пика.

Затем их содержание уменьшается во флювиогляциальных песках и снова резко увеличивается в днепровской морене (до 15,2%). В скв. 4 содержание карбонатов в подстилающих четвертичные породы палеогеновых осадках невелико (до 3,1% в отдельных пробах буровато-серой супеси). Резко возрастают содержание карбонатов в доледниковых антропогенных озерных отложениях (до 6,3%). Максимальное содержание карбонатов (10,4%) в этой скважине отмечается в миндаль-рисских (лихвинских) озерных осадках.

Скважина 5, которая вскрывает мощную толщу межледниковых озерных, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, заполняющих глубокую рытвину ледникового выпахивания, характеризуется тем, что ее нижняя часть (110—208 м) содержит большие количества карбонатов (местами до 53,9%). В средней части скважины (34—110 м) их содержание резко уменьшается и затем снова увеличивается в сапропелях озера конца ээма — начала вюрмского оледенения (до 25,7%). Перекрывающие аллювиальные пески Припяти некарбонатны, за исключением двух верхних образцов.

Анализ разреза Белановичи (рис. 36) показывает, что нижние третичные глины практически бескарбонатны, максимальные концентрации карбонатов связаны со среднеантропогеновыми глинами (причем особенно там, где имеются растительные остатки и следы потепления). Русская морена выщелочена в верхней части, и максимальное содержание карбонатов в ней отмечается на глубине 2,6 м (18,2%). В нижней части морены карбонаты распределены более равномерно и их содержание колеблется в пределах 9,6—14,3%.

Для характеристики западных районов Полесья были проанализированы две скважины, расположенные около границы с БССР на территории Польши (рис. 37). В скважине

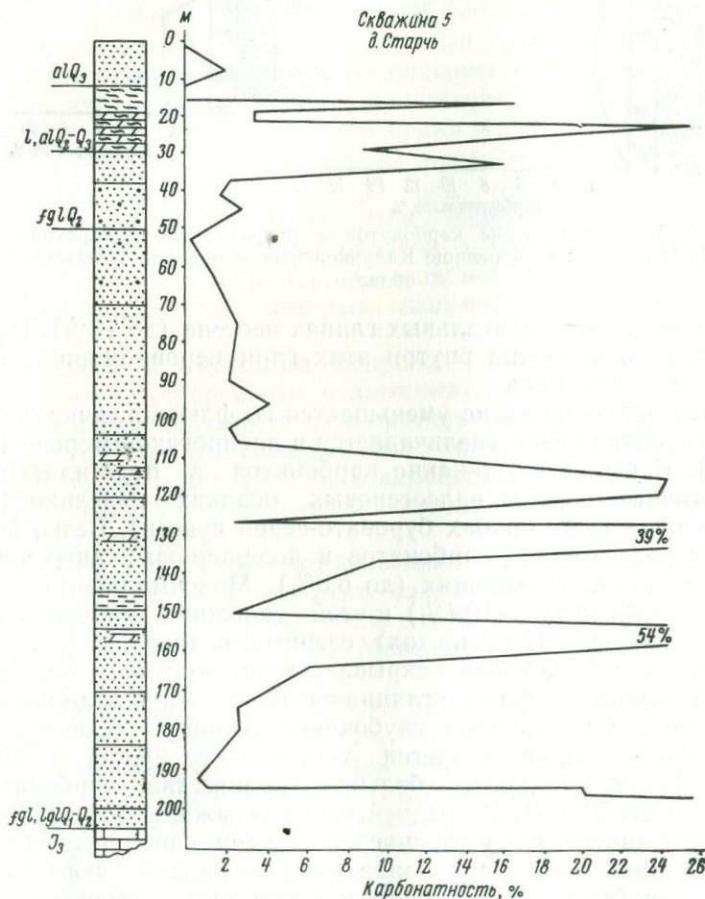


Рис. 35. Распределение карбонатов в разрезе скв. 5, Старчъ Калинковичского района Гомельской области

Хайнувка—Дубины бурением вскрыты три моренных горизонта, разделенных глинистыми и песчано-гравийными толщами. Обращает на себя внимание довольно высокая средняя величина карбонатности в этих отложениях (порядка 8—12%).

Максимальные концентрации карбонатов связаны с нижним озерным комплексом, второй пик связан с озерно-ледниково-вымытыми осадками в средней части скважины.

В скважине Тыборы—Каменка также вскрыты три моренных горизонта. В верхней части на глубине около 10—20 м под толщей песков вскрыт комплекс, представленный лесосовидными породами и озерной

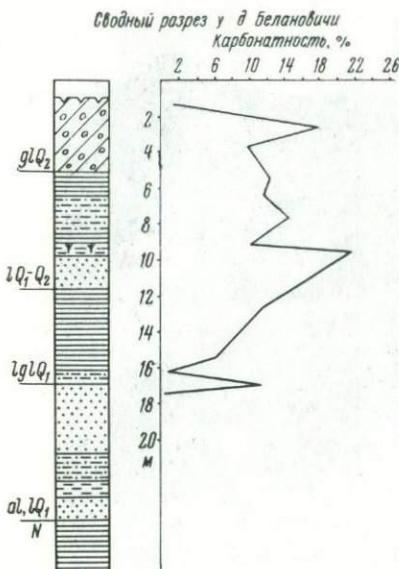


Рис. 36. Распределение карбонатов в разрезе Белановичи

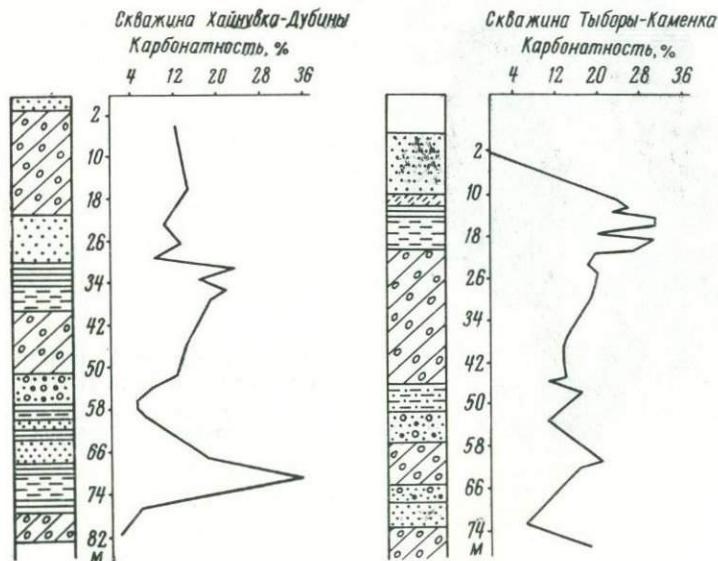


Рис. 37. Распределение карбонатов в разрезах скважин Хайнувка—Дубины и Тыборы—Каменка (Восточная Польша)

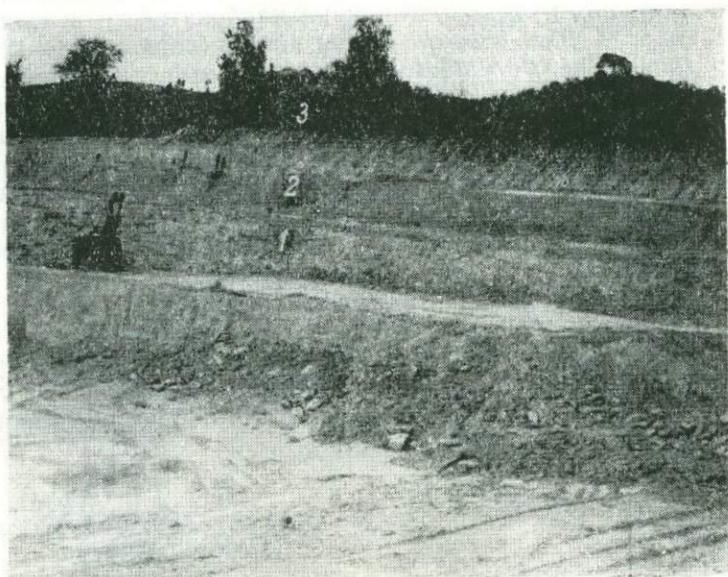


Рис. 38. Меловой карьер
в Мельнике на Буге (ПНР):
1—мел; 2—карстовые полости;
3 — четвертичные отложения

глиной типа «синюхи». Такой комплекс характерен для Оршанско-Могилевского плато в БССР. В скважине Тыборы—Каменка с ним связаны максимальные концентрации карбонатов (до 32%). Обращает на себя внимание также их неравномерное распределение в виде 3 пиков на кривой. Анализ вещественного состава рисс-вюрмских озерно-аллювиальных межледниковых отложений из нескольких пунктов (Гадиловичи, Борхов ров и др.) показал, что они практически некарбонатны.

Значительные колебания содержаний карбонатов в четвертичной толще связаны с неравномерным распределением их в дочетвертичных отложениях (рис. 38), эродированных ледниками, различными расстояниями транспортировки и разрушением в теле ледника, а также с различной степенью воздействия процессов гипергенеза и диагенеза. В целом отмечается тенденция к возрастанию количества карбонатов в нижних, наиболее древних горизонтах морен.

Изучался также вещественный состав карбонатных пород из других разновозрастных отложений *.

Меловые породы

Образец 5-61. Известняк светло-серый, в коренном залегании. Глубина отбора 200,8 м. Скважина в районе д. Старчье Калинковичского района Гомельской области (CaCO_3 —60,2%).

Образец 339-5. Мел из мелового отторженца в четвертичных отложениях. Карьер в районе д. Круглевичи Брестской области (CaCO_3 —70,88%).

Образец 604-3. Известняк с большим количеством кремнистых конкреций из отторженца меловых пород в рисской морене. Глубина отбора 3,2—3,4 м. Карьер в районе д. Огородники Гродненской области (CaCO_3 —82,24%).

Образец 486-7. Мел из мелового отторженца в рисской морене. Глубина отбора 2,8—3,0 м; д. Грандичи Гродненского района Гродненской области (CaCO_3 —57,93%).

Мергели на границе плиоцен—плейстоцен (раннгантропогенные)

Образец 5-43. Мергель светло-серый до темного, плотный, содержит гнезда и линзы светлого мелковернистого песка и алеврита. Глубина 137,5—138,0 м. Скважина в районе д. Старчье Калинковичского района Гомельской области (CaCO_3 —54,52%).

* Методом термического анализа на английских термовесах «Стантон».

О бразец 5-48. Мергель серовато-белый, плотный. Встречается в виде маломощных прослоев, линз и гнезд в песчанисто-алевритовой толще (CaCO_3 —39,76%).

Карбонатные породы миндельского межледниковыхъ

О бразец 477-5. Мергель белого цвета с сероватым оттенком, с гнездами и линзами разнозернистых песков с гравием и галькой. Мощность пласта 20 см. Глубина отбора 1,8—1,9 м. Ниже залегает гравийно-галечный материал, прослойка торфа и тонкая желто-бурая озерная супесь. Карьер Колодежный, 150—200 м от устья, д. Жидовщизна Гродненской области (CaCO_3 —37,26%).

О бразец 476-3. Мергель серого цвета с новообразованиями кальцита по трещинам, с отдельными окисленными прослойками, с органическими остатками. Глубина отбора пробы 2,2—2,4 м. Общая мощность пласта 0,70 м. Пласт подстилается разнозернистыми песками с маломощными прослойками гиттии, выше залегает озерная лессовидная супесь, желто-бурая, тонкая, плотная. Засельский ров в районе д. Жидовщизна Гродненской области (CaCO_3 —73,15%).

О бразец 476-4. Взят из вышеуказанного разреза с глубины 2,6—2,8 м (CaCO_3 —60,88%).

Голоценовые карбонатные отложения. Пресноводные мергели из донных колонок современных озер

О бразец 1-1. Оз. Мицель Мицельского района Минской области. Глубина 1,0—1,2 м (CaCO_3 —70,88%).

О бразец 1-2. Оз. Нарочь Мицельского района Минской области. Глубина 1,0—1,2 м (CaCO_3 —74,52%).

О бразец 1-3. Оз. Нарочь Мицельского района Минской области. Глубина 2,8—3,0 м (CaCO_3 —34,98%).

О бразец 1-2. Оз. Свирь Мицельского района Минской области. Глубина 3,3—3,5 м (CaCO_3 —53,61%).

Пресноводные мергели из заторфованного исчезнувшего озера

О бразец 1519-7. Глубина 1,3—1,4 м. Мергель белого цвета, плотный с раковинами моллюсков, с остатками растительности; д. Сенкененте Ивьевского района Гродненской области (CaCO_3 —75,43%).

О бразец 1519-8. Глубина 1,6—1,8 м. Мергель белый, влажный, пластичный, с остатками растительности. Тот же вышеуказанный разрез (CaCO_3 —81,33%).

Луговые мергели

Образец 397-6. Известковый туф. Глубина 1,6 м. Выше залегают мелкозернистые пески (мощность 0,8 м) и торф (мощность 0,8 м); д. Можары Олевского района Житомирской области УССР (CaCO_3 —62,16%).

Образец 397-6. Мергель. Глубина 1,8—2,0 м. Тот же, указанный выше разрез. Мергель подстилается мелкозернистыми песками (CaCO_3 —39,88%).

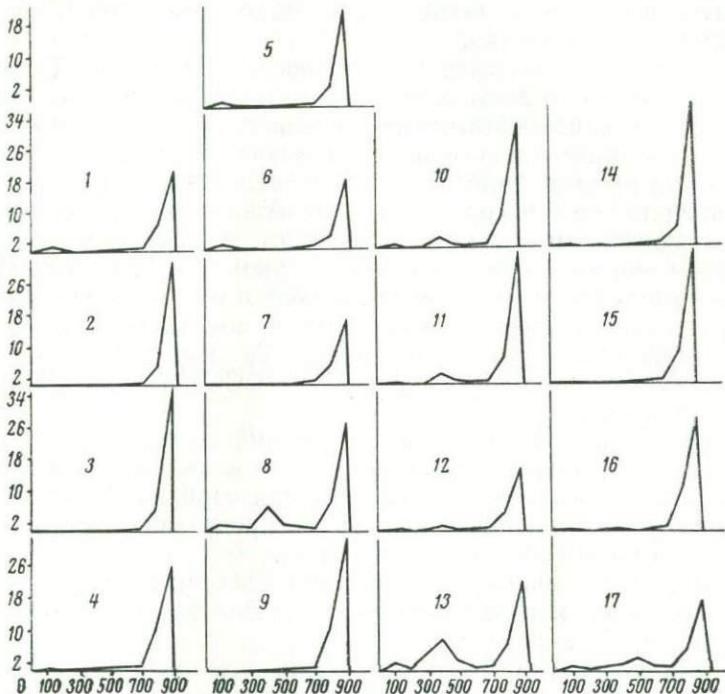


Рис. 39. Термограммы потери веса мергельно-меловых пород:

1—5—61; 2—339—5; 3—604—3; 4—486—7; 5—5—43; 6—5—48; 7—477—5; 8—476—4; 9—476—3; 10—1—1 (Нарочь); 11—1—2 (Нарочь); 12—1—3 (Нарочь); 13—1—2 (Свирь); 14—1519—8; 15—1519—7; 16—397—6; 17—397—5

Результаты проведенных анализов показывают (рис. 39), что содержание CaCO_3 в меловых породах в коренном залегании и в отторженцах колеблется от 57,93 до 82,24%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — от 1,71 до 9,54%. Содержание CaCO_3 в двух образцах — мергелях на границе плиоцене и плейстоцена — 39,76 и 54,52%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — соответственно 1,14 и 1,52%. Карбонатные осадки из миндель-рискского межледникового из обнажения в районе д. Жидовщизна весьма различаются между собой: колебание содержаний CaCO_3 составляет 37,26—

60,88%; $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ —4,19—7,63%. Содержание CaCO_3 в голоценовых озерных мергелях колеблется в пределах 34,98—81,33%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ —4,19—7,25%. Содержание CaCO_3 в почвенном луговом мергеле в районе д. Можары в зависимости от глубины залегания колеблется от 39,98 до 62,16% при содержании $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ соответственно 6,10—8,39%. Четвертичные карбонатные породы (особенно голоценовые) отличаются от пород отторженцев и мела в коренном залегании на термограммах потерей веса в интервале 300—400°, что в значительной степени может быть объяснено присутствием органического вещества.

Образцы лессовых пород из окрестностей Турова, Слуцка, средней и восточной Польши в зависимости от связи с моренным ландшафтом, выщелоченностью и гранулометрическим составом характеризуются значительными колебаниями в содержании карбонатов от 3—5 до 20% CaCO_3 . Интерес представляет распределение карбонатов по разновозрастным горизонтам и различным фациям. Например, в Польше в лессах вюрма I содержится в среднем 5,62%, вюрма II—4,09 и вюрма III—6,91% CaCO_3 . В общем в более молодых по возрасту лессах увеличивается среднее содержание CaCO_3 и его содержания меньше варьируют. Та же закономерность отмечается и на Европейской части СССР (К. К. Марков, А. А. Величко).

В результате процессов выветривания во время интерстадиалов содержание CaCO_3 уменьшается в лессах почти в 4—5 раз, кроме того, процесс перемещения карбонатов начинает проявляться в их неравномерном распределении в осадках, что видно по коэффициенту вариации.

Нами были вычислены отношения CaO/MgO разных генетических типов покровных отложений Белорусского Полесья по данным 237 анализов.

Средние значения этого показателя оказались различными у пород разных типов. Моренные и аллювиальные отложения имеют близкое по величине отношение CaO/MgO . Это отношение несколько понижено у эоловых отложений (1,09) и повышенено у флювиогляциальных и болотных. По величине его озерные отложения значительно выделяются среди других отложений (у них наибольшее из отношений CaO/MgO —5,64).

Парагенетические ассоциации редких элементов в карбонатных породах до настоящего времени изучены недостаточно. Д. С. Коробов выделяет 3 группы элементов:

1) выпавшие из раствора древнего водоема химическим путем (Sr), а также в процессе коагуляции коллоидно-дисперсных систем (Fe , Al , Mn);

2) осажденные из водного раствора вследствие адсорбции карбонатов илами (Cu , Ni) и глинистыми частицами (V);

3) внесенные в водный бассейн вместе с терригенным материалом (Al, Fe, Cr, Ti и др.) или в форме изоморфных примесей (Mn, Cu, Ni и др.).

Б. К. Прошляков указывает, что в нефте содержащих карбонатных продуктах наблюдается прямая зависимость между содержанием в породе Ni, Co, Cr, Mo и сульфидной серы. В сухих остатках грунтовых вод господствующее положение занимают Ca, Mg, Na. С ними связаны Sr, Si, Al, Ti. Согласно сводке К. Краускопфа (1959), обогащение карбонатных отложений редкими элементами обычно незначительное. Исключение составляют Ba, Sr, Co, Nb, содержание которых в карбонатах может в несколько раз превышать кларк в земной коре. Такие элементы, как Zn, Pb, Cu, Co, Nb, встречаются в известняках и сидеритах в форме сульфидов, Sr и Ba — в виде карбонатов и сульфатов.

Изучение особенностей распределения микроэлементов в карбонатных породах четвертичной толщи БССР (табл. 91) показывает, что четвертичные карбонатные образования отличаются от оторженцев более высоким содержанием Mn и Ba, но в них меньше Sr. В четвертичных породах также больше Ti.

Таблица 91

Содержание микроэлементов в карбонатных породах (в 0,001 %)

Возраст	Ti	Mn	Cr	V	Cu	Ni	Co	Mo	Zn	Ba	Sr
Меловые оторженцы	1,5	40	—	1	—	—	—	—	1	—	60—80
	2,3	30—40	—	1	1	—	—	1	1	10	80
	1,5	30	—	1	1	—	—	—	1	—	100—150
Pl — Q ₁	80—100	3	1	1,5—2	1	1	—	—	6	—	40
M — R	8—10	200	—	1	—	—	—	1	1	10	20—30
HL	1	30—40	—	1	1	—	—	—	1	10	15
	2—3	60—80	—	1	1	—	—	1	1	10	15
	10	40	—	1	—	—	—	—	1	10—15	15
	4	60—80	—	1	—	—	—	1	1	10—15	20
	1,5—2	300	—	1	1	—	—	1	1	10	20—30
	10—15	2000	—	1	1	1	—	—	1	—	50—60

Приведем также некоторые данные изучения карбонатности четвертичных пород других авторов.

Вещественный состав оторженцев мергельно-меловых пород на территории Белоруссии изучала Н. В. Зайцева. Согласно ее данным, размеры их колеблются в широких пределах — от нескольких десятков метров до полутора километров. Они могут быть представлены единичными глыбами или скоплениями глыб на одном участке (до 30). Мощность пород в

отторженцах колеблется в значительных пределах (2—60 м и более). Наряду с породами, представляющими собой чистый мел (содержание CaCO_3 до 99,6%), встречаются отторженцы, сложенные глинистым мелом, мергелистым мелом и т. д. Химические анализы показывают, что значительная часть мергельно-меловых пород содержит свободную SiO_2 в виде кварца, опала или халцедона, при значительном содержании SiO_2 эти породы становятся кремнеземисто-мергелистыми. Схема распространения отторженцев мергельно-меловых пород в четвертичных ледниковых отложениях БССР показывает, что они наиболее распространены в западной части республики, в том числе на территории Брестского Полесья.

Согласно В. В. Стецко (1968), в Полесье БССР выявлено и разведано 32 месторождения мела, залегающего в виде отторженцев. Большинство месторождений расположено в западной и северной частях Полесья. Это в основном Березовский, Брестский, Ляховичский и северо-западная часть Дрогичинского районов Брестской области и Копыльский, Слуцкий и Любанская районы Минской области. Общие запасы мела по разведенным месторождениям составляют 67660,2 тыс. т.

А. И. Коптев (1966) указал на наиболее высокое содержание карбонатов в покровных моренах в северной и западной частях БССР (табл. 92).

Таблица 92

Содержание кальцита и доломита
в рисской покровной морене, %

Районы	Кальцит	Доломит
Северо-запад	6,44	7,17
Северо-восток	3,93	9,47
Центральная часть	4,95	1,69
Юг	4,70	2,34

Таким образом, в южном направлении количество карбонатов уменьшается, причем главным образом за счет доломита, выходы которого имеются только на севере.

Согласно Э. А. Левкову и Э. Д. Мишаговой (1966), содержание доломитов во флювиогляциальных и конечноморенных отложениях последнего (вюрмского) оледенения заметно выше, чем в таких же образованиях предпоследнего (рисского) ледника. Контуры площади наиболее высоких содержаний доломитов почти совпадают с границей максимального распространения ледниковых образований вюрма, проводимой Л. Н. Вознячуком и М. М. Цапенко.

Распределение известняков и доломитов в рисских отложениях характеризуется отчетливой зональностью: площади с разным соотношением таких обломков вытянуты в юго-восточном направлении, и роль известняков возрастает к юго-западу. При этом в отложениях предпоследнего оледенения участки с высоким содержанием доломитов не примыкают к районам вюрмских осадков со сходным соотношением карбонатных пород, а смешены к востоку.

Приведенные данные, а также особенности распространения карбонатных пород на площади питающей провинции позволяют заключить, что вюрмские ледниковые потоки двигались с севера на юг, захватывая большое количество девонских доломитов, а центры питания рисского ледникового покрова располагались несколько западнее. Рисский ледник перемещался в юго-восточном направлении и пополнялся главным образом ордовикско-силурскими и другими карбонатными породами, более бедными на западе области сноса доломитовыми разновидностями. Направлением разновозрастных ледниковых потоков и объясняется то, что богатые доломитами рисские отложения оказались значительно восточнее вюрмских. Аномально высокое содержание известняков среди образований последнего ледника на крайнем северо-востоке Белоруссии связано с составом подстилающих и расположенных несколько севернее этого района коренных пород. Распределение карбонатов по размерным фракциям в моренах БССР изучали А. И. Коптев (1966) и С. Д. Махнач (1968). Согласно их данным, в песчаной фракции преобладают кластогенные карбонаты, представленные, помимо кальцита и доломита, обломками известняков, карбонатных песчаников и алевролитов. Очень редко встречается сидерит. В пылеватой фракции наряду с терригенными зернами широко представлены аутигенные ромбовидные кристаллы. Тонкодисперсные карбонаты в большинстве случаев рассеяны среди глинистых минералов, образуя различной формы сгустки.

При изучении особенностей распределения доломита по фракциям в моренах рисса и вюрма выявляется большая разница в его содержании во фракции 1—0,25 мм, что связано с удалением морен от источника сноса. Для иллюстрации этого положения нами составлен график по выбранным из работы А. И. Коптева (1966) данным (рис. 40). Количество карбонатов в моренах БССР колеблется в значительных пределах, но обычно превышает 5%, что позволяет относить их к известковистым и известково-доломитистым породам. Основная масса карбонатов концентрируется в алевритовой фракции, что указывает на длительное расстояние транспортировки большинства морен. Меньше карбонатов в песчаной и менее всего в коллоидной частях. Судя по нашим данным,

наиболее высокое среднее содержание CaO в моренах минделя (7,88%) в ПНР и в моренах минделя и рисса (днепровской стадии) в бассейне Березины.

Согласно данным С. Д. Астаповой (1968), рисские морены Гродненской области среднекарбонатные, а миндельские — сильнокарбонатные. Общая карбонатность рисских морен колеблется в пределах 4,5—41,5% (среднее 18,1%), а миндельских — 19,5—30,4% (среднее 26,3%). Среднее содержа-

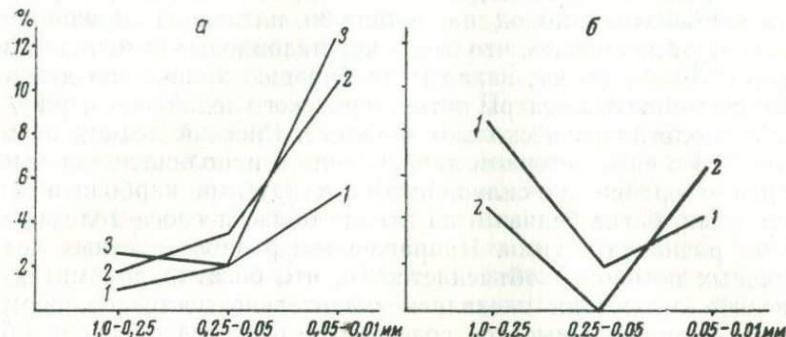


Рис. 40. Распределение содержаний доломита в различных гранулометрических фракциях (мм) образцов разновозрастных морен:

а—рисские морены: 1—Мозырь, гл. 2,5 м; 2—Брыли, гл. 4,5 м; 3—Орша, гл. 4 м;
б—вюрмские морены: 1—Велик., гл. 4,5 м; 2—Бешенковичи, гл. 4,5 м

ние кальцита уменьшается от минделя (16,7%) к вюрму (9,5%), в риссе — 12,4%. Распределение доломита имеет ритмичный характер: миндель — 9,7%, рисс — 5,6, вюрм — 8,7%. Среднее содержание CaO в миндельской морене Гродненской области составляет 9,20% (отношение CaO/MgO — 5,82), в рисс-днепровской — 7,58(4,33); в рисс-московской — 2,60(2,03), в вюрмской — 6,48% (3,64). Содержание CaO в валовых пробах ленточных глин колеблется от 1 до 14% (Н. В. Зайцева, 1966).

Наиболее высокое содержание карбонатов отмечается в ленточных глинах западных районов БССР, несколько меньше их на севере, еще меньше в центральной части и на юге БССР. В ленточных глинах основная масса карбонатов также концентрируется в алевритовой фракции.

Н. В. Зайцева (1966) указывает, что ленточные глины с преобладающей кальцитовой минерализацией распространены в северных и юго-западных районах Белоруссии. А ленточные глины с доломито-кальцитовой минерализацией более характерны для центральных и восточных районов БССР.

Изучением глубины выщелачивания карбонатных пород для использования в качестве критерия относительного воз-

раста на моренах различных стадий валдайского (вюрмского) оледенения занимались многие исследователи. Мак Клинток (Mac Clintock, 1954) изучал этот процесс на водноледниковых образованиях типа камов. Им было установлено, что глубина выщелачивания (нижний предел распространения известковых налетов на нижней поверхности галек небольшого размера) составляет для стадии Тейзуэлл 3—4,5 м, для Кэри — 1,2—2,4 м, для самой молодой стадии Манкейто (ныне Вальдерс) — 0,3—0,9 м. Глубина и характер процессов выветривания, в частности выщелачивания карбонатов, зависят, помимо возраста, от целого ряда факторов: механического состава пород, рельефа, климата, а также от гидрогеологического режима и состава грунтовых вод.

По данным А. Драйманиса (1959), глубина выщелачивания карбонатов на тяжелых моренных глинах Латвии составляет 52—70 см; примерно такой же глубины (65 см) она достигает на моренах Вайоминга в Северной Америке. Согласно А. Драйманису (1967), изучение карбонатов представляет большой интерес при палеогеографических исследованиях: являясь легкоразрушаемым материалом при транспортировке, карбонаты по своему распределению в различных гранулометрических фракциях указывают на расстояние, на которое перенесен материал; ввиду своей нестойкости при выветривании карбонаты являются также индикатором интенсивности этих процессов.

Голоценовые пресноводные известковые отложения Белоруссии в зависимости от условий образования представлены тремя типами залежей: источниковым, озерным и болотным (Костко А. А., 1965). Наиболее широко распространены болотный и озерный типы.

В Белоруссии известно 256 месторождений пресноводных карбонатных отложений с запасами 167,6 млн. м³, причем 60% всех запасов сосредоточено в северо-западной части республики — в Мядельском, Поставском и Островецком районах, где распространены самые крупные месторождения известкового сапропеля. 34% общего количества залежей сконцентрировано в Оршанском, Горецком и Мстиславльском районах. Однако здесь преобладают мелкие залежи, содержащие 3,4% общих запасов республики. Полесье и Центрально-Березинская равнина характеризуются наименьшим количеством месторождений.

Однако, как указывает В. В. Стецко (1968), луговой и болотный мергель в Полесье встречается очень часто. При геологических изысканиях на месторождения пресноводного мергеля мало пока обращали внимания.

На низинных торфяниках Полесья во многих местах встречаются также торфотуфы. Особенно много их в западной

части Брестской области. Содержание CaCO_3 в этих породах достигает 48—85 %.

В голоценовых отложениях наиболее полно изучалось поведение кальция в системе водная масса — осадок. Состояние карбонатной системы водной массы характеризуется двумя основными показателями: величинами агрессивной CO_2 и отношением S/St^o , выражающим степень насыщенности воды карбонатом кальция. Проведенные исследования позволили выделить три группы озер, отличающиеся по современному химическому карбонатонакоплению:

а) озера, в которых условия выпадения карбонатов из водной массы повсеместно и постоянно отсутствуют. В водоемах этого типа величина S/St^o повсеместно меньше 1 (0,0002—0,001) и количество агрессивной CO_2 достигает 44,8 мг/л (оз. Бездонка) даже в летний период;

б) озера, в которых возможность накопления кальция ограничена кратковременными (в годичном и многолетнем циклах) положительными условиями садки и низким уровнем поступления карбонатного материала в водоем;

в) озера, в которых создаются оптимальные условия для химической садки монокарбоната. Агрессивная CO_2 здесь отсутствует, а отношение S/St^o продолжительную часть года (весел теплый период) остается больше единицы (озера Нарочанской группы).

В современных условиях основной фактор геохимического поведения элементов внутри озерного бассейна биогенный. Органическое вещество наиболее сильно влияет на газовый режим и возможность хемогенного накопления кальция.

Согласно К. И. Лукашеву и А. А. Хомичу (1963), накопление карбонатного материала в озерах Белоруссии происходило путем механического осаждения карбонатной взвеси из разгружающихся в местных бассейнах седиментации водотоков. Поступление в осадок карбонатного материала происходило при этом синхронно с осаждением терригенной песчано-глинистой составляющей осадка и имело место на ранних стадиях существования озерных водоемов. Процесс механического накопления карбонатов не получил широкого развития и вскоре уступил место наиболее результативному процессу химического карбонатообразования. Высокая результативность указанного процесса, датируемая бореальным периодом, обусловлена оптимальным сочетанием внешних условий поступления и внутренних гидрохимических условий выведения кальция из раствора.

Изменение лимнолого-геохимических условий в озерах по мере развития последних и сокращение привноса карбонатного материала с водосборов привели к затуханию процесса химического карбонатообразования. На смену ему пришло био-

логическое извлечение CaCO_3 из водной массы и поступление его в осадок в виде остатков раковин, скелетов и т. п. Результативность этого процесса значительно ниже химического карбонатообразования и, как правило, не приводит к образованию собственно известковистых осадков (озерных мергелей, известковистых сапропелей).

Кратко суммируя рассмотренные данные, можно отметить следующие особенности распределения карбонатов в третичных и четвертичных отложениях.

Третичные морские отложения, которые во многих местах Полесья залегают непосредственно под четвертичными осадками, в целом малокарбонатны.

Резко увеличивается содержание карбонатов в осадках конца неогена — начала четвертичного периода (в граничной зоне). Причем накопление карбонатов в значительной степени связано с климатическими факторами.

Ранне- и среднеантропогенные ледники производят огромную разрушительную работу и вырывают из ложа массу карбонатного материала, который остается включенным в морены как в виде огромных обломков, так и размолотой пыли, раздробленной ледником.

В значительной степени четвертичный карбонатный материал оказывается включенным в среднеантропогенные озерные водоемы Полесья (вероятно, часто в виде терригенной взвеси), так как окружающие морены пересыщены этим материалом.

Рисс-вюрмские межледниковые озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки в целом малокарбонатны.

Физико-географические условия вюрма благоприятствуют накоплению карбонатов в лессах, озерных водоемах, частично в аллювии Припяти (особенно в тех местах, где лесовые породы сносились в речную долину).

Ландшафтная обстановка Полесья в голоцене не благоприятствует карбонатонакоплению в озерных водоемах, особенно в центральной ее части на левобережье Припяти. Вероятно, так же, как и в рисс-вюрме, в голоцене увеличивается роль интразонального накопления карбонатов в виде различных луговых мергелей вдоль выхода грунтовых вод в долях некоторых рек.

Нужно также опять отметить, что местные геологические факторы сыграли большую роль в антропогене в геохимии карбонатов восточной и западной частей Полесья.

На основании сказанного можно сформулировать также основные особенности геохимического участия карбонатов в четвертичном литогенезе.

1. Карбонатам принадлежит заметная роль в геохимии четвертичного литогенеза. Их состав в подстилающих четвер-

тических отложениях пород в БССР различен: на северо-востоке БССР широко распространены девонские доломиты, на юго-западе — меловые породы. В конце третичного — четвертичном периоде значительно меняется характер выветривания меловых продуктов: черные глины, террапосса,рендзины (дерново-карбонатные) почвы, обломочный, терригенный мел, включенный ледником в четвертичные отложения.

Образование карбонатных накоплений (озерные и луговые мергели и другие карбонатные породы) зависело не только от состава подстилающих пород, а определялось общеландшафтными условиями и условиями гипергенеза. Накопление карбонатов (часто в виде мощных карбонатных кор) является характерной чертой гипергенеза плиоцене во многих районах мира, в том числе и БССР. Наибольшее количество карбонатных пород, эродированных ледником, наблюдается в миндальских моренах БССР.

Процесс накопления карбонатного материала в озерных водоемах в межледниковые периоды и голоцене происходил как путем механического осаждения карбонатной взвеси из разгружающихся в местных бассейнах седиментации водотоков, так и путем процесса химического карбонатообразования. Процессы карбонатонакопления находятся в тесной зависимости от развития и накопления органического вещества.

Высокая результативность карбонатонакопления отмечается в boreальном периоде в голоцене и обусловлена оптимальным сочетанием внешних условий поступления и внутренних гидрохимических условий выпадения кальция из раствора.

2. Основная масса карбонатов в четвертичных отложениях сингенетическая по своему происхождению. Карбонаты являются продуктом разрушения карбонатных пород древних — дочернептертических систем и накопления их в генетических типах четвертичных отложений ледниковым переносом, флювиогляциальными и аллювиальными потоками.

Карбонаты вторичного происхождения также занимают видное место в составе ряда генетических типов отложений: моренах, лессовых отложениях, озерных осадках. Они представлены карбонатными новообразованиями, а также присутствуют в породах в рассеянном состоянии.

3. Можно выделить три основные формы нахождения карбонатных соединений в отложениях четвертичной толщи:

а) в форме остаточных (сингенетических) минералов (кальцит, арагонит, доломит, анкерит, магнезит, сидерит и др.), главным образом кальцит и доломит;

б) в форме вторичных минералов диагенетического и эпигенетического происхождения (вторичные кальцит, доломит и др.);

в) в форме карбонатных растворов в ионной и коллоидной форме. Формы (б) и (в) или распылены в отложениях, или покрывают в виде тонкой пленки и корки стенки пустот, или образуют конкреции подчас самой причудливой формы. Они служат цементирующими веществом лессовых пород.

4. Решающее значение в четвертичных отложениях имеют природные карбонаты кальция и магния, в меньшей мере других элементов. Бикарбонаты натрия и кальция легко разлагаются кислотами с выделением CO_2 . Растворяясь в воде, бикарбонаты дают щелочную реакцию, которая определяет миграцию и поведение в земной коре многих элементов.

5. Карбонатность играет очень важную роль в создании буферной системы в природной среде ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$), образующейся вследствие растворения CO_2 в природных водах. Избыток CO_2 повышает растворимость карбонатов и способствует мобилизации веществ, плохо растворимых при недостатке углекислоты или других растворителей. Уменьшение парциального давления CO_2 в природном растворе вызывает сдвиг карбонат-бикарбонатного равновесия и приводит к разложению бикарбонатов, выпадению простых карбонатов из растворов Ca^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} и других вследствие их меньшей растворимости.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ЛИТОГЕНЕЗА

В группу глинистых минералов в последнее время включаются не только глиноземные, но и магнезиальные, железистые, щелочные (гидрослюдистые и глауконитовые), металлоксодержащие (никелевые, хромовые, цинковые, медные) минералы, а также свободные гидраты глинозема, железа, марганца в дисперсном состоянии.

В осадочных породах наибольшим распространением пользуются группы каолинита, монтмориллонита, галлуазита, гидрослюды, пальгорскита, аллофанов, хлоритов (табл. 93). Общее число минералов, входящих в состав глин, достигает 40, но большинство из них редкие минералы (К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967, кн. I).

Следовательно, изучение глинистых минералов весьма важно как для характеристики продуктов литогенеза, так и палеогеографических реконструкций.

В настоящее время считают, что образование и наиболее крупные изменения в составе и структуре глинистых минералов происходят в почвах и коре выветривания. Менее изучены вопросы их изменения и преобразования в процессе транспортировки и захоронения осадков.

Глинистые минералы основных групп

Группы					
каолинита и галлуазита	монтмориллонита	гидрослюды	пальгорскита	гидроокислов железа и алюминия	аллофанов
Каолинит $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	монтмориллонит $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	гидромусковит $\text{KAl}_2(\text{SiAl})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	пальгорскит $\text{MgAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	гётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ гидрогётит $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$	Аморфные кремнеглиноzemные соединения переменного состава
Галлуазит	нонтронит $(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	гидробиотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	сепиолит $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	лимонит (близок по составу к гидрогётиту)	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$
Диккит (разновидность каолинита)					Известны разновидности, богатые фосфором, железом, хромом
Накрит (то же)	бейделлит (разновидность монтмор., обогащ. Al)	вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	аттапульгит (разновидность сепиолита по структуре)	гидрагрилит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	
Аноксит (то же, богатая Si)	сапонит (то же, Mg)			бемит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	
	волконскоит (то же, Cr) саконит (то же Zn) гекторит (то же, Li)	разновидности гидрослюд: иллит глауконит монотермит (смесь гидрослюды и каолинита)			

Для образования каолинита и галлуазита требуется кислая геохимическая среда. Она должна благоприятствовать выносу таких компонентов, как Ca, Mg, Fe и др., и концентрации Al и Si. Важное условие также — высокая водопроницаемость исходных пород, обеспечивающая вынос выщелоченных элементов, преобладание метеорных осадков над испарением.

В противоположность каолиниту образованию монтмориллонита благоприятствуют нейтральные и щелочные условия среды, неполное выщелачивание оснований, высокая концентрация железа и магния в растворе. Окислительно-восстановительные условия должны способствовать тому, чтобы железо находилось в растворе. Глинистые минералы группы монтмориллонита образуются в породах при затрудненном стоке или чрезмерном испарении, что имеет место обычно в условиях полузасушливого климата. В хорошо дренируемых породах монтмориллонит может возникнуть как промежуточный продукт при преобразовании железисто-магнезиальных компонентов основных пород в каолинит.

Гидрослюды типа иллита характеризуются тем, что в них в качестве существенного компонента присутствует калий наряду с магнием, железом, окисями алюминия и двуокиси кремния. В решетке иллита калий нейтрализует часть отрицательного заряда между кремнекислородными слоями.

Образованию иллита благоприятствует щелочная среда. Иллит может образовываться при неполном выщелачивании продуктов выветривания изверженных и метаморфических пород, богатых полевым шпатом. Он также широко представлен в продуктах разрушения глинистых и известковистых осадочных отложений. При выветривании в условиях влажной среды и хорошего дренирования иллит разрушается.

Ризман и Келлер (A. I. Reesman и W. D. Keller, 1964) выделяют шесть генетических типов слюды как потенциальный источник иллита в осадочных породах:

1) слюда диоктаэдрическая и триоктаэдрическая, первичной кристаллизации из жидкой фазы магмы;

2) слюда, особенно серицит, возникающая как путем вторичного изменения, так и путем трансформации в твердом состоянии в изверженных породах (как твердый мусковит при температуре точки плавления гранита);

3) слюда метаморфических процессов;

4) частично деградированная, «цепочекная или открытая» слюда, как результат процессов выветривания;

5) аутигенная слюда;

6) диагенетическая слюда: а) первой стадии перестройки (в течение фиксации K); б) многократно преобразованная.

Для образования хлорита и вермикулита требуется магний и железо в значительном избытке по сравнению с концентра-

циями, необходимыми для формирования монтмориллонита или иллита. Для этого в материнской породе должны присутствовать минералы с высоким содержанием магния и железа либо эти элементы должны поставляться водными растворами. Слюды (особенно биотит) — наиболее подходящие минералы для образования хлорита и вермикулита. Вероятно, геохимическая среда (pH , Eh , состав ионов) и характер материнской породы определяют также состав смешаннослоистых структур: хлорита — вермикулита, вермикулита — иллита, иллита — монтмориллонита и каолинита — монтмориллонита.

Состав глинистых минералов определяет также целый ряд других свойств пород. Например, после седиментации внутри породы монтмориллонит способен мигрировать вниз по разрезу быстрее, чем другие глинистые минералы.

Глинистые минералы различаются по ионнообменным свойствам. Монтмориллониты — также «органиофильные» глинистые минералы. В них происходит структурная ориентировка или упаковка органического компонента в межсолевом пространстве, что ведет к длительному сохранению в глинах многих термодинамически неустойчивых органических соединений. По структурным причинам монтмориллонит удерживает воду при захоронении на большую глубину, чем неразбухающие глинистые минералы (каолинит, иллит, хлорит), которые теряют значительную часть воды уже на ранних стадиях уплотнения.

В настоящее время имеется значительная литература, в которой характеризуются процессы образования глинистых минералов в осадочных породах и почвах в зависимости от климатических, литологических, геохимических и других условий природной среды. Выделяются группы минералов, характерные для отдельных зональных геохимических типов коры выветривания (К. И. Лукашев, 1956). Минералы почв и методы их изучения обстоятельно описаны в работе Н. И. Горбунова (1963). Наиболее полная сводка сведений о глинистых минералах дана в работе Р. Е. Грима (1956). Некоторые итоги и задачи изучения глинистых минералов изложены в статье Ф. В. Чухрова (1967). В ней отмечены авторы, внесшие ценный вклад в вопросы систематики и классификации, структуры и конституции глинистых минералов и методы их изучения.

С целью изучения особенностей распространения глинистых минералов в верхнетретичных и четвертичных отложениях юга БССР нами были проанализированы образцы из нескольких характерных разрезов и обнажений.

Коллоидная фракция меньше 0,001 мм была выделена методом отмучивания. Анализы выполнены в Лаборатории геохимических проблем на дифрактометре УРС-50И. Для диаг-

ностики глинистых минералов использована также стандартная методика насыщения образцов глицерином и метод прокаливания (рис. 41). Из исследованных образцов наиболее древним по возрасту является 4-32, отобранный из палеогеновой толщи супеси, буровато-серой с землистым оттенком, плотной с включением гравийных зерен кварца, на глубине 64,0—73,2 м. Этот образец характеризуется прежде всего высоким содержанием каолинита и тонкодисперсного кварца.

Содержание иллита и других глинистых минералов незначительное.

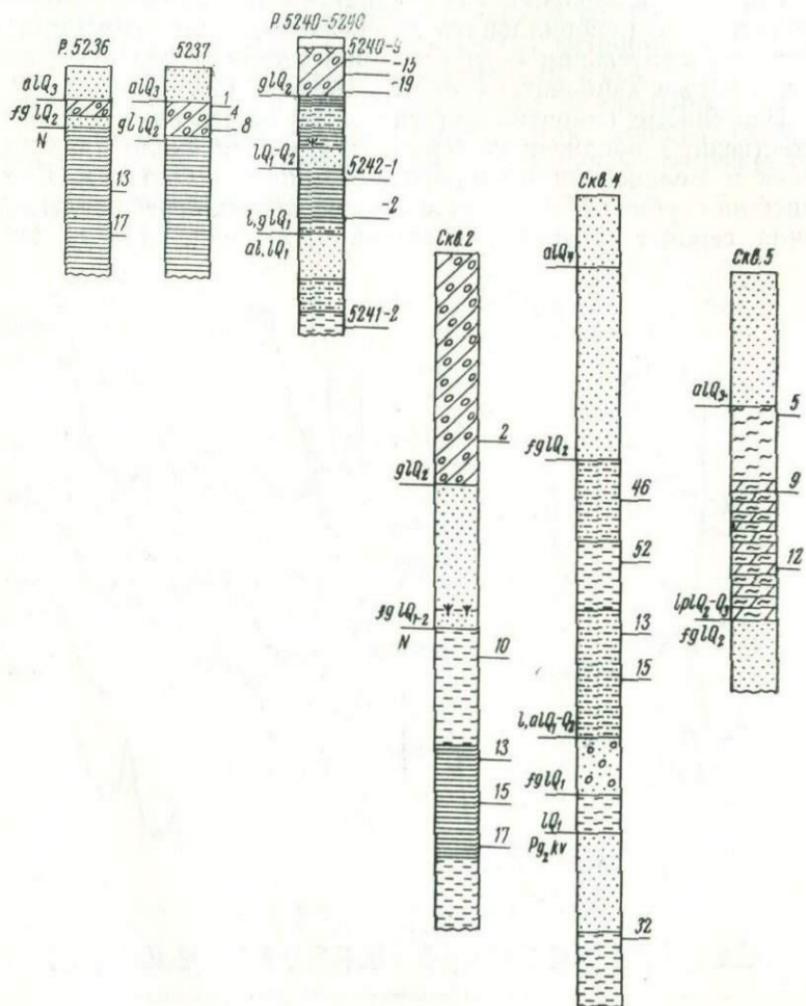


Рис. 41. Схема отбора проб для изучения минералогического состава фракции меньше 0,001 мм в разновозрастных глинистых породах Полесья

Отложения неогена представлены несколькими образцами. Прежде всего это образцы из скв. 2 (Горохово):

- 2-10 Суглиник серый, плотный, слоистый, на глубине 35,0—38,3 м.
2-13 Глина алевритистая, темно-серая до черной, плотная, комковатая, на глубине 45,0—48,0 м.
2-15 Глина пестроцветная, зеленовато-серая с желтыми пятнами, на глубине 48,3—52,5 м.
2-17 Супесь, зеленовато-серая, с прослойками глины и линзами песка, на глубине 52,5—57,0 м.

Образцы неогеновых глин характеризуются высоким содержанием монтмориллонита с пакетами хлорита и вермикулита. В значительном количестве присутствуют каолинит, иллит, а также карбонаты и окислы железа (рис. 42).

Неогеновые (мiocеновые) глины изучались нами также в естественных обнажениях берега р. Припять около дд. Славинск и Белановичи Петриковского района. Около д. Славинск на глубине 7,56—17,56 м от поверхности берега залегает глина, серая с голубоватым оттенком, жирная, плотная. Об-

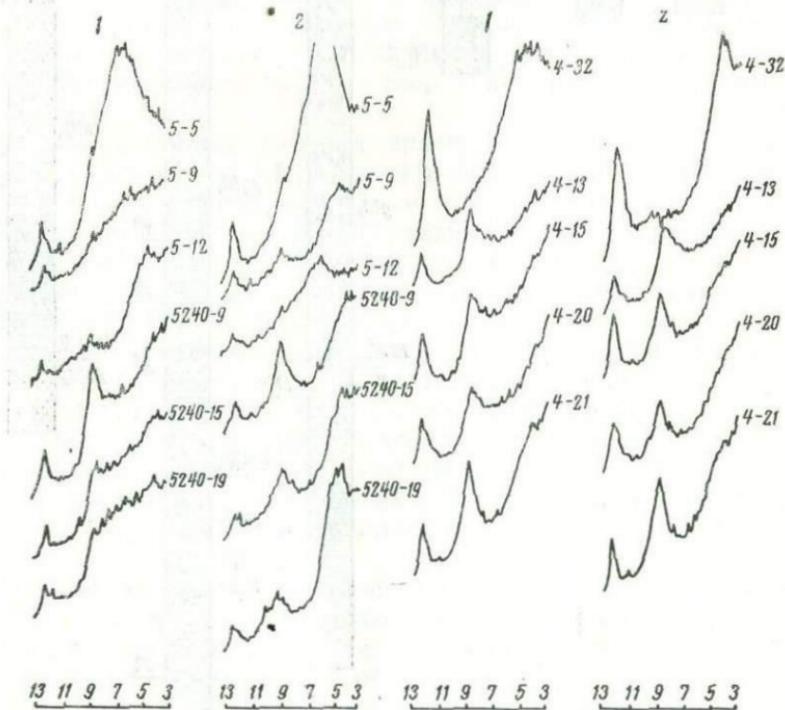


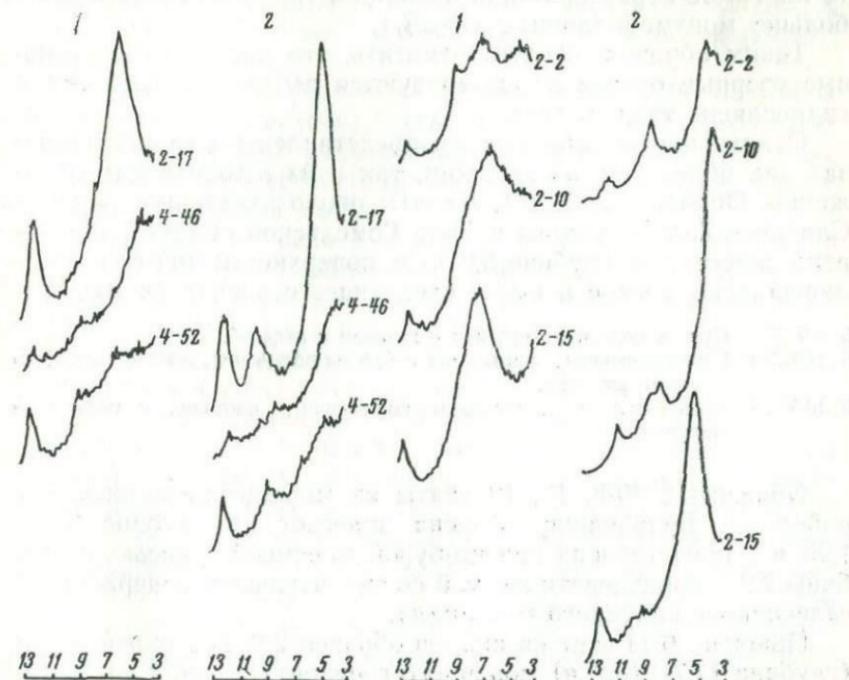
Рис. 42. Рентген-дифрактограммы фракции меньше 0,001 мм
1—исходные образцы, 2—образцы, насыщенные глицерином. Внизу

разец 5236-13, взятый с глубины 13,2 м из этой глины, характеризуется высоким содержанием монтмориллонита с пакетами хлорита, в нем очень мало кальцита.

В образце 5236-17 (глубина отбора 17,4 м) по своему содержанию глинистые минералы располагаются в следующем порядке: каолинит, иллит, монтмориллонит.

Третичные глины были также изучены нами в обнажениях около д. Белановичи. В этом разрезе третичные отложения залегают около уреза воды в реке и представлены глиной, черной, плотной, с содержанием органического вещества 0,6%. Среди глинистых минералов в образце этой глины (5241-2) преобладают монтмориллонит и хлорит. Иллита и каолинита содержится меньше и примерно в равном количестве.

Отложения раннего (доледникового) антропогена (прегляциала по С. З. Ружицкому) представлены в скв. 4 (д. Деревище) на глубине 52—54 м суглинком темно-бурого цвета, пластичным, опесчаненным. Образцы этой породы (4-20 и 4-21) содержат в основном иллит с небольшой примесью хлорита и монтмориллонита.



глинистых пород разного возраста и генезиса на территории Полесья: деления в 2θ. Цифры на кривых — номера образцов

Озерные отложения миндель-расского возраста изучены нами в скв. 4 (д. Деревище). Они залегают на глубине 23—47 м и в наших анализах представлены тремя образцами:

- 4-46 Супесь буровато-серая, плотная (глубина отбора пробы 23,0—30,0 м).
4-52 Суглинок темно-бурый, плотный, слегка опесчанивший с остатками обуглившегося органического вещества (глубина 30,0—36,0 м).
4-13 и 4-15 Алеврит, зеленовато-серого цвета, с включением гравийных зерен и растительными остатками (глубина 40,0—47,0 м).

Указанные образцы весьма неоднородны как по литологическому составу, так и по составу тонкой фракции. Например, в образце 4-46 во фракции <0,001 мм отмечено высокое содержание тонкодисперсного кварца и карбонатов, а среди глинистых минералов присутствуют иллит и каолинит примерно в равных количествах.

Образец 4-52 характеризуется высоким содержанием каолинита, но вместе с тем в нем наблюдается повышенное по сравнению с образцом 4-46 содержание монтмориллонита.

Образцы из нижезалегающих зелено-серых алевритов имеют следующие особенности. В образце 4-13 преобладает иллит, то же самое характерно для образца 4-15, но в нем несколько больше монтмориллонита (~3%).

Таким образом, следует отметить, что древнеантропогенные озерные осадки характеризуются высоким содержанием гидрослюды типа иллита.

Отложения рисской морены представлены в наших анализах как образцами из скважин, так и из естественных обнажений. Образцы 5237-1, 4, 8 взяты около населенного пункта Славинск Петриковского района Гомельской области, где морена залегает на глубине 5,0 м от поверхности под слоем аллювиальных песков и имеет следующее строение (в м):

- 5,0-5,27 Супесь моренная, красная с гравием и галькой.
5,27-6,30 Глина моренная, коричневая с зеленым оттенком, опесчаненная, со следами размыва.
6,30-7,75 Глина моренная, темновато-коричневая, плотная, с галькой и валунами.

Образцы 5240-9, 15, 19 взяты из моренных отложений в районе д. Белановичи. Морена залегает на глубине 0,8—4,95 м и представлена красно-буровой моренной супесью, с глубины 2,2—коричневато-желтой со значительным содержанием галечниково-валунного материала.

Наконец, был взят на анализ образец 2-2 из нижней части (глубина 17,7—18,2 м) моренного горизонта в скв. 2 (д. Городово). Отложения представлены красно-буровой моренной супесью, плотной, они залегают на глубине 0,1—18,5 м от поверхности.

В распределении глинистых минералов в моренах в обоих обнажениях (Славинск и Белановичи) имеются общие черты. И в одной и в другой морене образцы из верхних горизонтов характеризуются резким преобладанием иллита, в то время как образцы из нижних горизонтов имеют значительно более высокое содержание монтмориллонита, каолинита, тонкодисперсного кварца и карбонатов. Это явление, вероятно, связано с тем, что нижние горизонты морены при движении ледника насыщались материалом из подстилающих пород, преимущественно третичного возраста на территории центрального Полесья.

В образце 2-2 (скв. 2, Горохово), который отобран из нижней части морены, преобладает иллит с существенной примесью монтмориллонита.

Состав глинистой фракции в покровных (до глубины 2—3 м) рисских моренах отложения на территории Полесья изучала С. Д. Махнач (1959). Автор указывает на резкое преобладание гидрослюды (типа гидробиотита и гидромусковита) в них. В некоторых пробах в виде незначительной примеси встречаются монтмориллонит, каолинит, галлуазит, хлорит, а также тонкодисперсный кварц, кальцит, мanganокальцит, аморфное железо.

По данным А. В. Матвеева (1966), в бассейне Березины (территория Предполесья), несмотря на сложный полиминеральный состав глин разновозрастных моренных горизонтов, отмечается некоторое обогащение монтмориллонитом и хлоритом морен древней эпохи.

Таким образом, если в районах распространения только одной морены монтмориллонитом обогащена нижняя часть этой морены, то в районе, где имеется несколько горизонтов, обогащены только нижние горизонты.

В разрезе Белановичи под мореною залегают ленточные глины. Этот горизонт имеет мощность 5 м и несколько различается по своему строению в верхней и нижней частях.

В верхней части толщи преобладают темно-серые прослои мощностью 15—20 см, разделенные темно-коричневыми мощностью 2—3 см, нижняя часть в свою очередь представляет собой более частое чередование прослоев темно-серой и темно-коричневой глины (и те и другие прослои имеют примерно одинаковую мощность порядка 2—3 см). Возраст этих глин в настоящее время не совсем ясен. Они могли отложиться либо в какой-нибудь межстадиал рисского оледенения, либо иметь более древний возраст, например миндель. На некоторых участках между этими ленточными глинами и мореною залегают озерные глины с остатками растительности, указывающими на какое-то потепление, ранг которого не совсем ясен.

Были отобраны образцы ленточных глин 5242-1 и 2 из верхней и нижней части соответственно.

Образцы в целом схожи между собой, среди глинистых минералов в них преобладает каолинит (особенно в образце 4242-2, нижний образец). Примерно в равных количествах присутствуют иллит и монтмориллонит.

В первом образце (5242-1) содержится несколько больше карбонатов.

Из более молодых образцов по геологическому возрасту нами были также проанализированы образцы коллоидной фракции из глинистых и кремнеземистых сапролей рисс-вюрма (образцы 5-5, 5-9, 5-12). Эти образцы отобраны из скв. 5 (д. Старч), где на глубине 11,5—29,0 м вскрыта линза озерных осадков. По составу глинистых минералов образцы сильно различаются между собой. Образец глинистого сапропеля 5-5 содержит много монтмориллонита, присутствует каолинит и незначительное количество иллита, а также смешаннослойных образований.

В коллоидной фракции кремнеземистого сапропеля содержится много аморфного железа и тонкодисперсного кварца. Методом рентгеновского анализа изучены также вторичные минералы в сапропелях. По минералогическому составу они оказались кальцитом и фторапатитом.

По сравнению с образцом 5-9 образец 5-12 отличается повышенным содержанием монтмориллонита.

В результате проведенных нами исследований состава глинистых минералов намечаются следующие закономерности.

Получен достоверный материал, показывающий, что верхнетретичные глины характеризуются высоким содержанием монтмориллонита, что согласуется с нашими ранее сделанными выводами.

Раннеантропогенные отложения Полесья характеризуются высоким содержанием гидрослюды среди глинистых минералов.

Четвертичные отложения Полесья ассимилировали часть третичного материала, так что наряду с типоморфным для четвертичного покрова иллитом в них содержится большое количество монтмориллонита и каолинита, которые были заимствованы из более древних отложений. Даже рисс-вюрмские озерные отложения содержат значительное количество монтмориллонита из размытых более древних отложений.

Отмечается также определенная закономерность в распределении глинистых минералов в разрезах морен, которая выражается в том, что нижние горизонты риссских морен насыщены более древним (третичным) материалом и характеризуются повышенным содержанием монтмориллонита, каолинита и хлорита. В верхних горизонтах морен, которые, вероятно, в

большой степени формируются за счет дальнепринесенного скандинавского материала, преобладает иллит при крайне незначительном содержании других глинистых минералов.

Глинистая фракция песчанистых отложений Полесья, в частности флювиогляциальных, представлена в основном диоктаэдрическими гидрослюдами с примесью каолинита, кварца, гидроокислов железа и алюминия в различной комбинации. Почвы на песках, особенно эоловых, характеризуются более высоким относительным содержанием минералов каолинитовой группы и аморфного вещества, а также накоплением каолинита вверх по профилю.

Вполне возможно, что наряду с терригенным определенная часть глинистых минералов (в том числе каолинита) является вновь образованной в результате выветривания, чему вполне могут благоприятствовать более кислая среда песков и хороший дренаж в тех случаях, где он имеет место.

Особенности распределения глинистых минералов по профилю в различных типах почв БССР изучал С. А. Тихонов (1966). В частности, дерново-подзолистая почва на моренном суглинке характеризуется тем, что в состав глинистых минералов входят диоктаэдрическая гидрослюда (мусковит, иллит), хлорит и в небольшом количестве каолинит. В илистой фракции присутствуют также органоминеральные соединения, кристаллические и аморфные полуторные окислы (Fe и Al), а также тонкодисперсный кварц. Распределение илистой фракции по профилю неравномерное: верхние горизонты обеднены (14—16%), а иллювиальный горизонт обогащен (28%).

В верхних горизонтах относительное количество гидрослюд уменьшается при одновременном возрастании роли хлоритового компонента, что указывает на разложение гидрослюд в процессе почвообразования и накопления хлорита. В подзолистом горизонте отмечаются небольшие количества смешаннослоистых образований (до 10%). Появление нерегулярных смешаннослоистых образований связано с выветриванием слюдистых минералов. Механизм этого перехода заключается в замещении межслоевого калия на оксоний. В процессе превращений образуются промежуточные стадии смешаннослоистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых или гидрослюдисто-вермикулитовых силикатов.

Процессы выветривания и почвообразования в дерново-подзолистой почве на озерно-ледниковом суглинке указывают также на более высокое содержание в нижних горизонтах гидрослюд, появление нерегулярно-смешаннослоистых минералов в горизонте A_2B_1 и обогащение верхних горизонтов (особенно оподзоленного) каолинитом.

Дерново-подзолистая почва на эловом песке характеризуется ничтожным содержанием тонкодисперсного материа-

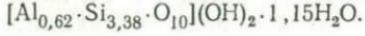
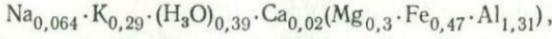
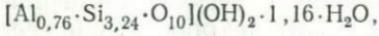
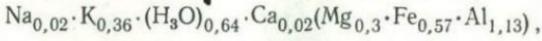
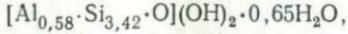
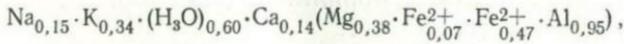
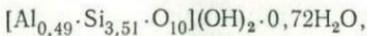
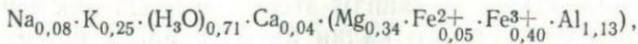
ла, аккумулятивным типом распределения или распределением по профилю, более высоким относительным содержанием минералов каолинитовой группы и аморфного вещества. Этот тип наиболее характеризуется накоплением минералов каолинитовой группы вверх по профилю. Возможно также, что значительная часть глинистых частиц в этих почвах образуется в результате выветривания.

Дерново-подзолистая почва на лессовидном суглинке характеризуется примерно теми же особенностями минералогического состава илистых фракций, что и почвы на моренных и озерно-ледниковых суглинках при несколько другом содержании илистых фракций по горизонтам (5—7% в оподзоленном и около 15% в иллювиальном горизонтах). Особенностями дерново-подзолистых почв на двучленном водноледниковом насосе, которые весьма распространены в БССР, является качественно однородный характер распределения тонкодисперсных минералов, мало связанный с различием пород по механическому составу. Наиболее обеднен илистый фракцией оподзоленный контактный горизонт. Отмечается относительная концентрация каолинита в горизонте A_2 . В иллювиальном горизонте встречаются также иногда минералы монтмориллонитовой группы.

Представление о степени гипергенного преобразования тонкодисперсных частиц четвертичных отложений дают кристаллохимические формулы, рассчитанные на результаты валового химического анализа этих фракций. Вместе с тем следует отметить, что они в некоторой степени условны, так как фракция менее микрона не мономинеральна.

Расчеты, проведенные С. Д. Махнач (1966) на образцах морен из Полесья и бассейна Немана, показывают, что от 27 до 68% позиций калия в кристаллической структуре замещено группой гидрооксония, что свидетельствует о монтмориллонизации гидрослюдистых минералов.

Приведем некоторые характерные примеры:



Электронные снимки, выполненные некоторыми исследователями, также указывают на то, что гидрослюды в четвертичных отложениях большей частью гидратированы.

Все это подтверждает выводы о гипергенном преобразовании четвертичных отложений в условиях гумидного климата лесной зоны.

В заключение необходимо отметить, что в четвертичной толще Полесья можно выделить следующие группы вторичных минералов, характеризующих геохимические особенности литогенеза.

1. Окислы и гидроокислы кремния, алюминия, железа, титана: опал, халцедон, бурье окислы железа, аморфные гидроокислы алюминия, скрыто-кристаллические окислы титана. Эти образования входят в состав осадков разных генетических типов. Они часто заметно представлены в глинистых отложениях. Железистые соединения широко представлены в болотных железных рудах.

2. Гидросиликаты: гидрослюды (иллит), каолинит, монтмориллонит, смешаннослоистые образования. Эти глинистые минералы в значительной степени накопились в четвертичных осадках за счет переотложения ранее образовавшихся отложений, содержащих эти минералы, частично образовались в результате выветривания, почвообразования и диагенетических процессов.

3. Карбонаты: кальцит, доломит, сидерит — существенная составная часть моренных и ленточных глин, лесовых пород, озерных осадков. В ряде случаев они дают скопление в виде луговых мергелей.

4. Фосфаты — вивиантит встречается наиболее часто среди торфяных и аллювиальных отложений, богатых органическим веществом.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Значение органического вещества в составе земной коры общеизвестно. Оно играет огромную геохимическую и биогеохимическую роль. При его участии образуются угли (бурые, каменные, сланцы), нефть и другие битумы (асфальты), ископаемые смолы, парафины, углеводородные газы и другие продукты. Наряду с крупными концентрациями в земной коре в форме залежей и месторождений органическое вещество еще в большем количестве рассеивалось в земной коре. Практически все осадочные породы содержат то или иное количество органического вещества. Среднее содержание дисперсного органического вещества в глинах и глинистых сланцах составляет 2,1%, в карбонатных породах — 0,3, в песках — менее 0,05%.

Образование органического вещества тесно связано с биологическими процессами. Геохимию биосфера, ее коры выветривания, почвенного покрова и ландшафтов невозможно понять без учета и оценки роли живых организмов и их биогеохимической деятельности. Живым организмам обязано накопление в земной коре и почвах разных элементов и вторичных образований. При их участии образуются кислоты и другие соединения, разрушающие горные породы (подробнее см. К. И. Лукашев, 1963; К. И. Лукашев, В. К. Лукашев, 1967, кн. I и II).

Как уже отмечалось, четвертичный период на территории Полесья характеризуется резкими колебаниями в развитии растительного покрова в связи с неоднократными оледенениями и потеплениями климата.

В зависимости от указанного происходят изменения как видового состава, так и общей массы органического вещества в ландшафте. Во время межледниковых происходило значительное накопление органического вещества в виде торфов, сапропелей, гиттий, гумусированных почвенных горизонтов и других отложений.

Во время оледенений резко уменьшалась продуктивность органического вещества, происходило разрушение накоплений его и рассеивание.

В задачу наших исследований входило установление общего содержания органического вещества в различных отложениях верхнетретичного и четвертичного периодов.

Общее содержание его в породах определялось путем сухого сжигания в токе кислорода в трубчатой печи с последующим замером образующегося углекислого газа при помощи щелочного поглотителя.

Изучались образцы из нескольких разрезов на территории БССР и Польши, в частности было изучено распределение органического вещества в отложениях скважины Аллея Иерусалимская на территории г. Варшавы. В этой скважине вскрывается мощная толща (около 100 м) пестрых глин, образование которых польские исследователи относят к плиоцену.

Мы изучали геохимические особенности этой скважины и разделили ее на 2 части: в верхней части (глубина 60—90 м) в пестрых глинах распространены ржаво-бурые пятна ожелезнения, ниже эти пятна имеют красно-малиновую окраску. Геохимический анализ материалов позволяет считать, что образование этих глин связано с различными палеогеографическими обстановками: литогеохимическая толща отличается по составу глинистых минералов (в нижней части больше каолинита), карбонатности, содержанию железа, марганца и ряда микроэлементов.

Пестрые глины очень неоднородны и представляют собой чередование черных глин, насыщенных органическим веществом, непосредственно залегающим под ними, пестрых пятнистых глин, из-за которых вся толща получила свое название, и прослоев серого и палевого алеврита.

Эта циклотема соответствует, по нашему мнению, отдельным озерно-аллювиальным циклам и повторяется в разрезе несколько раз.

Изучалось содержание органического вещества в прослоях черных глин, отобранных на различных глубинах. Исследования показали, что данные глины характеризуются низким содержанием органического вещества, количество которого колеблется от 0,04 до 0,34% при среднем содержании 0,17%. Несколько больше отмечается органического вещества в верхней части разреза на глубине 60—85 м (от 0,25 до 0,34%). В нижней части разреза количество органического углерода не превышает 0,2%.

В Белоруссии глины полтавской серии соответствуют по возрасту пестрым глинам Польши. По последним данным С. С. Маныкина (1966), глины из различной части отложений полтавской серии разновозрастны, формирование их охватывает период времени от олигоцена до верхнего плиоценена.

В скважине 2 (д. Горохово) на глубине 34—43 м залегает глина алевритистая, темно-серая до черной с прослойками алеврита, с горизонтальной слоистостью. Эти отложения были датированы П. И. Дорофеевым (1967) как плиоценовые.

Ниже непосредственно следует глина пестроцветная, зеленовато-бурая, серая с желтыми пятнами ожелезнения, со значительной примесью мелкого гравия. Еще ниже в разрезе залегает толща супеси зеленовато-серого цвета, с мелкими линзочками песка светло-серого цвета и единичными прослойками глины мощностью до 10 см.

Содержание органического вещества в этих трех типах отложений колеблется от следов до 0,59% при среднем значении 0,24%.

В плиоценовых отложениях содержание органического углерода колеблется от 0,04 до 0,55%. Причем выделяются два максимума, связанные с изменениями среды осадконакопления. Установлено (М. М. Цапенко, 1967), что в третичных осадках Белоруссии отмечается неравномерное распределение пыльцы органического вещества, что связано с изменением условий осадконакопления.

Плиоценовые отложения в скв. 2 перекрываются в свою очередь песком темно-серого цвета, гумусированным, средне- и мелкозернистым со значительной примесью мелких зерен гравия, встречаются также сильно разложившиеся растительные остатки. Образование этого песка предположительно

относят к началу антропогена. Содержание углерода в нем колеблется от 0,19 до 0,31%.

Содержание органического углерода в третичных глинах изучалось также нами в разрезе № 5241 около д. Белановичи Петриковского района Гомельской области.

В коричневой и черной глинах, которые находятся в основании этого разреза, содержание органического углерода колеблется от 0,23 до 0,77% при среднем значении 0,40%. Причем отмечается один четкий пик в распределении органического вещества по профилю.

Озерные отложения межледниковых антропогена характеризуются более высоким содержанием органического вещества.

Изучение особенностей распределения органического углерода в миндель-рисских озерно-аллювиальных осадках в скв. 4 (Глинная Слобода) показывает, что в верхнем слое буровато-серой супеси (на глубине 23—30 м) содержание органического углерода изменяется от 0,54 до 0,74%, причем вверх по разрезу его количество уменьшается.

Содержание органического углерода в нижележащем суглинке колеблется от 0,19 до 1,33% при среднем содержании 0,96%. На кривой распределения органики наблюдается два максимума.

Содержание органического углерода в межледниковых (возможно, стадиальных) отложениях среднеантропогенного возраста было исследовано нами в разрезе № 5240А д. Белановичи Петриковского района Гомельской области, где в обнажении на левом берегу Припяти под горизонтом красной моренной супеси рисского возраста залегают озерные отложения.

Содержание органического вещества в алевrite на глубине 9,31—9,45 м достигает 1,12%, вверх по разрезу процент органического углерода постепенно уменьшается до 0,17%. Высокое содержание органического углерода отмечается в рисс-вюрмских кремнистых и глинистых сапропелях в скв. 5 (Старч).

Содержание органического вещества в озерных осадках колеблется от 1,15 до 6,65% при среднем значении 2,97%. Наблюдаются постепенное уменьшение содержания углерода вверх по разрезу. Причем на кривой распределения отмечается два пика. Так, в образце 8 (глубина 17—19 м) отмечается первый пик в содержании органического вещества, где его количество достигает 2,9%, в образце 12 (глубина 24,0—30,4 м) отмечается второй пик, где содержание углерода достигает 6,65%.

Интересно провести сравнение этого разреза с разрезом на Половецко-Купановском болотном массиве, где отмеча-

Таблица 94

Содержание органического углерода и карбонатность пород
третичного и четвертичного периодов

Порода	Коли- чество образцов	С орг. в породе, %			Карбонатность в по- роде, %		
		от	до	ср.	от	до	ср.
<i>Неоген</i>							
Суглинок и супесь	12	0,01	0,55	0,16	0,0	1,5	0,36
Глина	19	0,07	0,77	0,37	0,0	20,1	2,45
<i>Четвертичный период</i>							
Суглинок и супесь	14	0,19	2,06	1,12	0,0	4,2	1,01
Глина	7	0,17	1,12	0,52	10,1	22,2	15,4

ется примерно такой же характер изменения в содержаниях органического вещества в сапропелях конца рисс-вюрма — начала вюрма.

Из табл. 94 видно, что имеются довольно значительные различия между средними содержаниями органического углерода в глинистых породах верхнетретичного и четвертичного возраста.

Данных о содержании органического углерода в моренных отложениях сравнительно немного.

Согласно Стинкуле (1964), вюрмская морена в Латвии содержит 0,08—0,10% органического вещества и имеет красно-бурый цвет, нижезалегающая рисская морена окрашена в серый цвет с голубоватыми оттенками и содержит 0,52—0,62% его. Таким образом, во-первых, наблюдается определенная закономерность между содержанием рассеянного органического вещества в моренах и ее цветом, так как оно способствует переходу трехвалентного железа в двухвалентное, с чем в значительной мере связана окраска. Во-вторых, на примере приведенного разреза проявляется закономерность, наблюдающаяся и в других районах: нижележащие более древние морены, которые включили в себя значительное количество дочетвертичного выветрелого материала, содержат большее количество органического вещества, чем более молодые морены.

Согласно нашим данным, красно-бурые рисские морены восточных областей Польши и БССР содержат в среднем 0,09—0,15% органического углерода. Содержание органического углерода в лессах и погребенных в них почвах колеблется от 0,04 до 0,66% при среднем значении 0,17%.

Современная почва в Хульче (ПНР) содержит в горизонте A_1 0,66% органического углерода, почва Паудорф в Неледуве

(ПНР) — 0,34 %, почва Беруп в Неледуве содержит в одном обнажении 0,50, а во втором — 0,66 %. Образец с органическими остатками из профиля ээм в Неледуве содержит 0,14 % углерода. Образец оглеенного лесса на глубине 5 м в разрезе Избица имеет такое же низкое содержание органического углерода (0,09), как и образец оглеенного лесса с глубины 12 м (0,10 %). Содержание органического углерода в лесах в Казимеже (ПНР) низкое: от 0,04 до 0,26 % при среднем значении 0,12 %.

Еще меньше данных о различиях во фракционном составе органического вещества, погребенного в верхнетретичных и четвертичных отложениях.

Как отмечалось выше, некоторые погребенные торфы отличаются от современных большим количеством негидролизуемого остатка — торфяного лигнина, что характерно для низких стадий углефикации бурых углей. Однако все эти различия, вероятно, больше связаны с процессами метаморфизации органического вещества, чем с различиями в его видовом составе.

Сравнительное изучение содержания отдельных компонентов органического вещества в современных мелководно-морских отложениях и сходных олигоценовых морских илах, которые отлагались примерно 30 млн. лет назад, провели Эрдман, Марлетт и Хансон (J. I. Erdman, E. M. Marlett, W. E. Hansson, 1956). Согласно их данным, осадки оказались сходными по концентрации углерода карбонатов, органического углерода и связанного азота. В образце олигоценового ила концентрация свободных или связанных аминокислот была в 6 раз меньше, чем в современном осадке. Авторы выявили некоторые особенности сохранности отдельных аминокислот.

Нами совместно с В. Витушко было проведено исследование содержания битумов и гуминовых кислот в отложениях верхнетретичного и четвертичного возраста (табл. 95). Были выявлены некоторые особенности распределения кислот. В породах четвертичного возраста больше и гуминовых кислот, и битумов, причем в составе органического вещества преувеличивают первые. В исследуемых нами образцах количество гуминовых кислот в отложениях четвертичного периода почти в 10 раз больше, чем в породах третичного возраста. Внутри третичных отложений указанные компоненты также распределены неравномерно. С увеличением глубины взятия образца возрастает содержание битумов и уменьшается количество гумусовых веществ. В скважине Аллея Иерусалимская на глубине около 61,0; 91,0; 160 м содержится соответственно 12,0; 25,62; 30,43 % битумов, 20,0; 11,11; 4,35 % гуминовых кислот в органическом веществе и 0,03; 0,046; 0,07 % битумов, 0,05; 0,02; 0,01 % гуминовых кислот в породе.

Таблица 95

Содержание органического углерода, битумов и гуминовых
кислот в разновозрастных глинистых породах*

Пункт	№ образца	Глубина отбора проб, м	Возраст	Содержание битумов и гуминовых веществ, %								Содержание органического углерода в породе, %	
				в породе				во фракции органического вещества					
				хлоро- форм. битумы	спирто- бен- золън. битумы	гумин. к-ты	сумма выде- лен. орган. веществ	хлоро- форм. битумы	спирто- бен- золън. битумы	гумин. к-ты	сумма выде- лен. орган. веществ		
Скважина Аллея	1	60,0—62,5	N	0,02	0,01	0,05	0,08	3,00	4,00	20,00	32,00	0,25	
Иерусалимская (ПНР)	2	90,0—92,0	N	0,026	0,02	0,02	0,066	14,61	11,11	11,11	26,83	0,18	
	3	159,0—161,0	N	0,04	0,03	0,01	0,08	17,39	13,04	4,35	34,78	0,03	
Скважина 2 (Шин- чи, Горохово)	7	32,0—33,5	N	0,04	0,05	0,03	0,12	12,99	16,12	9,67	38,78	0,31	
	14	45,0—48,0	N	0,02	0,02	0,06	0,10	3,40	3,39	1,17	7,96	0,59	
	15	48,3—52,5	N	0,03	0,02	следы	0,05	5,55	3,70	следы	9,25	0,54	
Белановичи	5241 обр. 7	1,3—1,4	N	0,02	0,02	0,52	0,56	2,60	2,60	67,53	72,73	0,77	
Белановичи	5240 обр. 24	9,31—9,45	M—R	0,01	0,03	0,003	0,043	0,89	2,67	0,26	3,82	1,12	
Скважина 4 (Дере- вище)	49	30,0—36,0	M—R	0,17	0,16	0,64	0,97	12,98	12,21	4,88	30,07	1,31	
Скважина 5 (Старч)	18	17,0—24,0	R—W	0,17	0,10	0,41	0,68	4,86	3,45	14,40	23,71	2,90	
	12	24,0—30,0	R—W	0,26	0,57	1,61	2,44	3,99	8,57	24,18	36,74	6,65	

* Гуминовая кислота выделялась из породы 0,1 н. раствором NaOH.

Соотношение бензола и этилового спирта при выделении спирто-бензольного битума 1 : 1.

Такая же зависимость наблюдается и в скв. 2 (д. Горохово). Исключение составляет образец 7 скв. 2, который по литологическому составу представлен песком и находится на границе плиоцена и четвертичного периода. В нем наблюдается большой процент битумов.

Отмеченное изменение в содержании органических компонентов с глубиной связано, вероятно, с тем, что глины из более нижних горизонтов отлагались в условиях субтропического климата. Вверх по разрезу климат становился более умеренным, временами более засушливым и менялись как видовой состав органического вещества, так и условия его захоронения. Кроме того, в некоторой степени, очевидно, также играет роль фактор времени.

Сказанное позволяет отметить, что значительные колебания содержания органического вещества в межледниковых осадках, а также в отложениях третичного периода ясно указывают на существенные различия в палеогеографических условиях верхнетретичного и четвертичного периодов. В третичных отложениях максимум в содержании органического вещества падает, вероятно, на миоцен.

Межледниковые осадки антропогена характеризуются более высоким общим содержанием органического вещества. В современных ландшафтах Полесья оно играет весьма важную роль. С ним связаны накопление торфа, образование органо-минеральных осадков в озерах, формирование состава поверхностных вод. Лесная и густая травянистая растительность лугов и болот Полесья обеспечивает образование большого количества органического вещества, часть которого накапливается в виде торфа, часть минерализуется до CO_2 , превращаясь в органические кислоты, углеводы, белки, жиры. Растворимое органическое вещество поступает в поверхностные и грунтовые воды, обусловливает их химический состав и активность в биогеохимических процессах литогенеза и ландшафтообразования. Органическое вещество образует органо-минеральные соединения железа и малых компонентов (Ni , Co , Cu , Mn , Al), способствуя накоплению их в водах и торфяных залежах (хелаты и др.).

Установлено, что при фоновом содержании Si , Co , Mn , Cu соответственно 3,94; 3,27; 35,93 и 10,44 $\mu\text{/l}$ в водах с повышенной концентрацией органических веществ количество этих элементов возрастает в среднем на 63, 55, 70 и 66%.

КРАТКИЕ ОБОБЩЕНИЯ И ВЫВОДЫ

В заключение необходимо подвести некоторые итоги геохимического изучения четвертичного литогенеза в палеогеографических условиях Полесья и смежных районов, отметить то наиболее важное, что заслуживает внимания для выводов и формирования некоторых научных положений.

Из изложенного видно, что для характеристики специфики четвертичного литогенеза в Белоруссии и Польше изучались такие литохимические критерии, как кларки породообразующих элементов и ряда микроэлементов, входящих в состав разных генетических типов четвертичных отложений; основные химические компоненты и их отношение в породах и почвах (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O); pH среды, глинистые минералы, поведение железа и карбонатов, органическое вещество.

На основе их: а) охарактеризованы конкретные литохимические особенности разных генетических типов отложений (моренных, флювиогляциальных, аллювиальных, озерных, лесовых и др.); б) показаны различия в вещественном составе разнообразных генетических типов отложений и их литофаций; в) показано важное значение для геохимической характеристики литогенеза отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (показатель кремнистости); $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (показатель окисления); $\frac{\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (va —показатель выветривания и подвижности щелочных и щелочноземельных элементов); CaO/MgO (показатель специфики карбонатности и др.).

Геохимические данные, методы и критерии позволяют характеризовать специфику четвертичного литогенеза не только качественно, но и, что более важно, количественно. Нам кажется, что совокупность всех приведенных палеогеографических, литологических и геохимических данных позволяет сделать конкретные выводы о палеогеохимической среде и специфике четвертичного литогенеза, характерных для отдель-

ных ледниковых и межледниковых эпох и для отдельных генетических типов и фаций отложений. Такая работа в указанном аспекте и объеме исследования выполнена впервые. Автор считает, что им выполнены в основном поставленные задачи.

Суммируем основные положения, которые характеризуют главные результаты работы, а также научный вклад в изучение проблем четвертичного литогенеза и прикладное значение исследований.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АСПЕКТ

Охарактеризована палеофациальная история развития Полесья в течение четвертичного периода. Описаны основные особенности строения четвертичной толщи Полесья и других смежных регионов. В палеофациальном отношении существенно выделяются и различаются: I — пограничный комплекс верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена; II — моренные комплексы трех оледенений (гюнцского, миндельского и рисского); III — межледниковые комплексы трех эпох (гюнц-миндельские, миндель-рисские, рисс-вюрмские); IV — вюрмские перигляциальные комплексы; V — пост-вюрмские и голоценовые комплексы.

Наиболее примечательными палеофациальными особенностями литогенеза пограничного комплекса отложений являются: а) переходный характер между более теплыми климатическими условиями в неогене и холодными конца плиоцена — начала плейстоцена; б) образование отложений прегляциальной формации озерно-аллювиального типа. По вещественному составу они занимают промежуточное положение между покрывающими их четвертичными отложениями и подстилающими отложениями полтавской серии. Для них характерны карбонатность и наличие глинистых минералов монтмориллонитового и хлоритового типа.

Палеофациальные условия образования ледниковых комплексов, судя по их распространению и составу, не были идентичными. Гюнцкие моренные отложения унаследовали в своем составе рыхлые отложения третичного времени. В них наблюдается обилие окислов и гидроокислов железа, пирита, ярозита, образующегося за счет окисления сульфидов. В миндельской морене содержится много отторженцев меловых и третичных пород, распространенных на территории БССР. В ее вещественном составе участвуют также переотложенные осадки гюнцкой морены. В ней по сравнению с гюнцской мореной меньше мелкозернистых фракций. В гюнцском комплексе морен по сравнению с миндельским более заметно представлены монтмориллонит и хлорит, в миндельском — гидрослюды и каолинит.

Рисские морены — днепровская и московская — в свою очередь формировались в разных палеофациальных условиях. Днепровская морена аккумулировала в себе переотложенные осадки более древних морен и в большей степени принесенный материал из областей сноса, лежащих за пределами белорусской территории. Для нее характерно высокое содержание палеозойских карбонатных пород. Московская морена более песчаниста, чем днепровская, более выветрелая, менее плотная и более светлая по окраске. Вюрмское оледенение не заходило в пределы Полесья.

Палеофациальные условия межледниковых эпох характеризовались благоприятными условиями среды для озерного, аллювиального и биогенного накопления осадков. Широко образуются глины и суглинки, алевриты, супеси, мергели, известковистые гиттии, гумусированные отложения. Судя по составу осадков в миндель-риссе, большую роль в осадкообразовании играл терригенный карбонатный материал, в рисс-вюрме и голоцене — хемобиогенные карбонаты. Пост-рисский комплекс отложений Полесья характеризуется тремя основными палеофациальными режимами: межледниковым, между рисским и вюрмским оледенением; перигляциальным, в эпоху вюрмского оледенения, и современным (голоценовой эпохи). Среди генетических типов и фаций осадков господствуют флювиогляциальные, аллювиальные, озерные, болотные, эоловые с широким участием песчаных, глинистых, суглинистых, лесовых и биогенных литофаций.

На основании палеофациальных условий четвертичного литогенеза выделены три лиофациальных комплекса литогенеза: ледниковый, перигляциальный, межледниковый. Каждый из них характеризуется специфическими условиями осадконакопления и парагенетическими фациальными особенностями.

ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Произведен коррелятивный анализ палеогеохимических различий отдельных моренных, межморенных и перигляциальных комплексов. Охарактеризованы в этом аспекте отдельные генетические типы отложений.

Установлено, что палеогеохимические условия литогенеза резко изменились на протяжении четвертичного периода лишь в пределах господства ледниковых, межледниковых и перигляциальных условий. В этих случаях специфика литогенеза различалась гидротермическим режимом, характером физического, химического и биогеохимического выветривания и соответственно подвижностью элементов в гипергенно-ландшафтном цикле и накоплением органического вещества. В то же время на всем протяжении четвертичной истории

стадии выветривания и литогенеза ограничивались лишь образованием продуктов литогенного, сиаллитного и биогенного типа с различными промежуточными стадиями.

Нами выделены следующие типы продуктов гипергенеза: сиаллитно-силицитного типа (накопление кремнезема); сиаллитно-глинистого типа (образование глинистых минералов группы каолинита и гидрослюды); сиаллитно-карбонатного типа (обогащение карбонатами); сиаллитно-ферритного типа (обогащение осадков железом); биолитного (органические аккумуляции). В четвертичной толще совершенно не обнаружено признаков аллитного и аллитно-ферритного типа выветривания и литогенеза, характерных для влажных тропических и субтропических условий.

Анализ литохимических данных показывает, что в стратиграфическом разрезе четвертичной толщи изученных территорий геохимические обстановки литогенеза характеризуются значительными колебаниями между кислыми и щелочными условиями среды в зависимости от вещественного состава седиментационного материала, присутствия в них карбонатов и органического вещества, состава поверхностных и грунтовых вод, поступающих в четвертичную толщу, и других факторов.

Ими определяются условия миграции и участие элементов в процессах литогенеза. Как отмечалось в работе, в кислой среде (pH меньше 6) большую активность приобретают ионы кальция, серы, двухвалентного марганца, меди, свинца, цинка, трехвалентных железа, хлора, фосфора и др.; в щелочных растворах (pH больше 7) — пятивалентный ванадий и цинк, шестивалентный хром, молибден и др. Многие химические элементы подвижны в широком диапазоне pH и интенсивно мигрируют как в кислой, так и щелочной среде (натрий, калий, рубидий, фтор, бром, бор и др.).

Велика роль органо-минеральных компонентов в миграции таких элементов, как титан, цирконий, ванадий, кобальт, никель, цинк, медь, свинец и др. Минеральные и органические коллоиды способны сорбировать многие элементы, чем объясняется наблюдаемое в ряде случаев повышенное их содержание в породах.

В изученной нами плиоцен-нижнеплейстоценовой толще отложений, в обстановке господства щелочной среды формировались продукты литогенеза, обогащенные сиаллитами монтмориллонитового типа, гидроокислами и силикатами железа и марганца и карбонатами кальция и магния. Соответственно среди геохимических типов продуктов широко представлены сиаллитно-глинистые (монтмориллонитового типа) и сиаллитно-ферритного (лимонитового) типа; сиаллитно-карбонатные продукты.

Глинистые продукты часто характеризуются пестрой окраской с пятнами красного, желто-бурового и малинового цвета. Щелочные условия способствовали разделению железа и марганца и их обособленному накоплению в осадках.

В обстановке господства кислой среды формировались продукты гипергенеза, сиаллитно-глинистого, сиаллитно-ферритного, сиаллитно-силицитного и биогенного типов. Активная роль в процессах гипергенеза и миграции элементов принадлежит кислым растворам и органическому веществу. Из глинистых минералов в осадках заметно представлены гидрослюды (иллит) и каолинит.

В стратиграфическом разрезе смена геохимической обстановки литогенеза на основании полученных данных может быть охарактеризована следующим образом: а) палеогеохимические особенности пограничного плиоцен-плейстоценового литогенеза заключаются прежде всего в характере материала, участвующего в гипергенных процессах. На территории Полесья — это в основном палеогеновые морские осадки, в значительной мере переотложенные позднее в форме озерно-аллювиальных осадков. В состав этих осадков входят также переотложенные продукты древних кор выветривания, а также продукты выветривания меловых отложений. Геохимическая обстановка среды осадконакопления находит свое отражение в пестроцветном характере неогеновых отложений, их заметной карбонатности, содержании глинистых минералов группы монтмориллонита и хлорита.

Постепенное похолодание климата и изменение гидротермических условий, переход последних к мерзлотной, а затем и ледниковой обстановке приводили к существенному изменению геохимической среды выветривания и литогенеза. Более холодные условия сопровождались усилением механических и ослаблением химических процессов выветривания, большим накоплением алевритовых фракций в осадках, образованием вторичных минералов типа иллита и, возможно, каолинита, глинистых комплексных соединений $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. В озерных водоемах откладывались также карбонатные осадки — продукты механической и химической денудации; б) древнечетвертичные моренные и другие генетические типы отложений во многом унаследовали вещественный состав неогеновых отложений. Влияние последних четко представляется в моренах гюнцского и миндельского возраста. Для них также характерна большая карбонатность за счет обильного включения меловых пород, что может служить коррелятивным критерием для морен, распространенных в Полесье и Польше; в) как в ПНР, так и БССР обращает на себя внимание своим более песчанистым составом московская морена, которая также является своего рода коррелятивным горизонтом.

С ее составом связаны некоторые особенности гипергенных процессов, что находит отражение в окислительных условиях, окраске и т. д. Как показывают наши исследования, между отложениями ледниковой формации (морена, флювиогляциальные пески, озерно-ледниковые глины) разных эпох оледенения существует довольно выдержанное соотношение в перераспределении вещества, что в значительной степени указывает на идентичность условий осадконакопления. Вместе с тем ряд геохимических критериев, как коэффициент va , отношение FeO/Fe_2O_3 , особенности распределения химических элементов между отдельными литофациями морен, позволяет судить о геохимических условиях среды литогенеза; г) большое значение для палеогеохимической реконструкции имеют исследования древних почв и профилей выветривания. В частности, использованные нами методы (изучение особенностей содержания Fe, Mn, S, органического вещества, карбонатов, а также других элементов) позволяют определить гидроклиматические условия формирования таких профилей в моренных и лессовых отложениях.

На основании геохимических данных в четвертичном покрове Полесья можно выделить три специфические литогеохимические провинции: западную, центральную и южную.

Западная провинция по сравнению с другими отличается большой карбонатностью по всей четвертичной толще, начиная с древних отложений до голоцен. Меловые породы, широко представленные часто в виде огромных отторженцев,— главные источники обогащения осадков карбонатами. В этом заключается существенная связь литогенеза с локальными геологическими ландшафтными условиями.

Центральная провинция по сравнению с западной характеризуется большой железистостью осадков, которые представлены железными болотными рудами и заметно ожелезненными породами различных генетических типов. Источником накопления железа являются выходы грунтовых вод, богатых содержанием железа, железобактерии торфяных болот, органическое вещество, способствующее осаждению железа из растворов.

Южная провинция по сравнению с двумя другими не выделяется заметной карбонатностью и железистостью. В нее поступают терригенные материалы с Украинского кристаллического щита преимущественно сиаллитно-глиноземистого типа.

ЛАНДШАФТНЫЙ АСПЕКТ

Описанные современные условия, которыми характеризуются геохимические процессы, протекающие в поверхностной ландшафтной оболочке, весьма специфические.

В рельефе Полесья преобладают супераквальные формы ландшафта, которые развиваются при господстве гидроморфных условий миграции и аккумуляции литогенного и биогенного вещества. Слабая расчлененность в рельефе обусловливает замедленный сток поверхностных вод. С ними связано образование густой травянистой растительности, широкое развитие болот и заболоченных почв. Лесная и травянистая растительность обеспечивает образование значительного количества органического вещества, часть которого полностью разлагается и поступает в миграцию в форме органических кислот, а часть накапливается в виде торфяных масс и гумуса в почвах.

Органическое вещество играет исключительно видную роль в формировании состава поверхностных вод и почвенных растворов. Поверхностные и почвенные воды обогащаются органическими кислотами. Они становятся кислыми и характеризуются высокой химической активностью. Обогащение поверхностных вод болотными водами приводит к снижению их минерализации за счет уменьшения концентрации в них щелочноземельных металлов (Ca , Mg) и содержания HCO_3 , к увеличению содержания в них воднорастворимых соединений железа и микроэлементов Ni , Co , Mn , Cr . Этим объясняется выделение на общем фоне широкого распространения гидрокарбонатных кальциевых вод районов с различной минерализацией.

В ландшафтах Полесья большую роль играют грунтовые воды, находящиеся в большей части близко от поверхности. Грунтовые воды характеризуются более высокой минерализацией, большим содержанием в ряде случаев Ca , Mg , Fe и других элементов, чем поверхностные.

* * *

Наши исследования имеют также прикладное значение.

С каждым годом расширяются поиски полезных ископаемых, залегающих в четвертичной толще. Это — разнообразные песчаные и глинистые материалы, залежи торфа, железные болотные руды и др. Литохимическая характеристика разных генетических типов позволяет конкретно судить о том, какие отложения представляют наибольший интерес для тех или иных целей и каковы перспективы открытия новых минеральных ресурсов в четвертичной толще.

Назрела необходимость детального литофацевального картирования четвертичной толщи для более эффективного решения проблем водоснабжения, строительства, мелиорации. Материалы, изложенные нами, представляют определенный интерес при хозяйственном освоении заболоченных земель, регулировании водного режима территории.

Для дальнейшего повышения плодородия почв и продуктивности пойменных угодий исключительно большое значение имеет изучение состава макро- и микроэлементов в почвах и растениях, их форм нахождения в покровных породах. Некоторые данные по этому вопросу, изложенные в работе, также представляют значительный интерес.

В коммунистическом строительстве геологическим и геохимическим исследованиям земной коры, изучению богатств ее недр, закономерностей миграции и концентрации в осадках химических элементов отводится исключительно большая роль. Роль и задачи геохимической науки — идти в авангарде в решении теоретических и прикладных задач расширения минеральной сырьевой базы, в изыскании новых направлений в изучении горных пород и ландшафтов.

Выполненные нами исследования характеризуются не только новыми данными по литогеохимии четвертичной толщи Полесья и смежных территорий, но и новым подходом к решению интересных и сложных проблем, стоящих перед зарождающейся отраслью геохимии — палеогеохимией.

ЛИТЕРАТУРА

Астапова С. Д. Литолого-геохимическая характеристика моренных отложений Белоруссии (бассейн Немана). Автореферат диссертации. Минск, 1968.

Баас Беккинг Л. Г. М., Каплан И., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. В сб.: Геохимия литогенеза, 1963.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, № 2, 1956.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ротынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. Совещание по осадочным породам. АН СССР, 1952.

Ворона В. А. Красноцветная плиоценантропогеновая формация левобережья среднего Приднепровья. Автореферат диссертации. Киев, 1967.

Галимов Э. М., Гирин Ю. П. Изменение щелочного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций. Геохимия, № 2, 1968.

Гирин Ю. П. Геохимическая стадийность диагенеза. Геохимия, № 12, 1967.

Глаголова М. А. Формы миграции элементов в речных водах. В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Горелик З. А., Мишагова Э. Д., Левков З. А. Пески БССР и их промышленное использование. Минск, 1961.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Грим Р. Е. Минералогия глин (перевод с английского). М., 1956.

Громов В. И., Никифорова К. В. Граница между неогеном и антропогеном (четвертичным периодом). Международный геолог. конгресс, XXIII сессия, 1968.

Гурский Б. Н. Условия залегания и строение антропогеновых (четвертичных) отложений в бассейне р. Сож. Автореферат диссертации. Минск, 1965.

Дегенс Э. Г. Геохимия осадочных образований, 1967.

Дементьев В. А. Основные черты рельефа и геоморфологические районы Белоруссии. Вопросы географии Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.

Добропольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Белоруссии. Сб.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.

Дорофеев П. И. О флоре горизонта пестрых глин у дер. Дошкевичи на юге Белоруссии. ДАН БССР, т. XI, № 12, 1967.

Дорофеев П. И. О двух неогеновых флорах с юго-востока Белоруссии. ДАН БССР, т. XII, № 1, 1968.

Дромашко С. Г., Лукашев К. И., Матвеева А. И. Минералы тяжелой части песчано-алевритовых фракций покровных антропогеновых отложений Белорусского Полесья. ДАН БССР, т. X, № 7, 1966.

Дромашко С. Г., Лукашев К. И., Матвеева А. И. Минеральный состав тонкодисперсных фракций антропогеновых отложений Белорусского Полесья. ДАН БССР, т. X, № 2, 1966.

Дромашко С. Г. Флювиогляциальные отложения. В кн.: Геохимическая характеристика литогенеза и ландшафтов Белорусского Полесья. Минск, 1966.

Дромашко С. Г. Флювиогляциальные отложения. В кн.: Геохимические провинции покровных отложений БССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Жуховицкая А. Л., Замяткина А. А. Геохимическая характеристика литогенеза ландшафтов Белорусского Полесья. Минск, «Наука и техника», 1966.

Зайцева Н. В. Распространение, условия залегания и вещественный состав ленточных глин Белоруссии. Автореферат докторской диссертации. Минск, 1963.

Зайцева Н. В., Бурцев Л. В. Ленточные глины южных районов Белоруссии. Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Зайцева Н. В. Некоторые данные об отторженцах мергельно-меловых пород на территории Белоруссии, 1961.

Зайцева Н. В. Минеральный состав и термографическая характеристика ленточных глин Белоруссии. Сб.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, 1966.

Геохимические провинции покровных отложений БССР. Под ред. К. И. Лукашева. Минск, «Наука и техника», 1969.

Иткина Е. С. Методика определения окислительно-восстановительного потенциала в породах. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 2, 1952.

Катченков С. М. Спектральный анализ горных пород. Л., «Недра», 1964.

Катченков С. М. Среднее содержание некоторых малых химических элементов в главных типах осадочных пород. Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.

Келлер У. Д. Основы химического выветривания. В сб.: Геохимия литогенеза. М., 1963.

Климанчук А. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Труды Ин-та геологии. Вып. II. Вильнюс, 1965.

Ковалев В. А. К химической характеристике торфов по составу зольной части. ДАН БССР, т. X, № 7, 1966.

Ковалев В. А., Генералова В. А. О взаимодействии гуминовых и фульвокислот торфяных почв с железом. Почвоведение, № 9, 1967.

Ковалев В. А. Болотные отложения. В кн.: Геохимические провинции покровных отложений БССР. Минск, «Наука и техника», 1968.

Коптев А. И. О распределении карбонатов в покровных моренах Белоруссии. Литология, вещественный состав и методика изучения отложений на территории БССР. Бюл. научн.-техн. информации. Серия: Изучение вещественного состава минерального сырья и технология обогащения руд, вып. 2. М., 1966.

Костко А. А. Голоценовые пресноводные известковые отложения Белоруссии. Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Коробов Д. С. Поисковое значение марганца, стронция и бария в глубинных водах нефтяных месторождений Саратовско-Волгоградского

Поволжья. Тр. Нижневолжского научн.-иссл. ин-та геологии и геофизики, вып. 1, 1964.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: Проблемы рудных месторождений и редких металлов. М., ИЛ, 1959.

Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. Сб.: Геохимия литогенеза. М., ИК, 1963.

Кригер Н. И. О строении Солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии. Сб.: Нижний плеистоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.

Кузнецов В. А. Литолого-геохимическая характеристика аллювия бассейна р. Припяти. Автореферат диссертации. Минск, 1965.

Кузнецов В. А. В кн.: Геохимические провинции покровных отложений БССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Ларионов А. К. Лесовые породы СССР и их строительные свойства, ч. I. М., Госгеотехиздат, 1959.

Левков Э. А., Мишагов Э. Д. О соотношении известняков и доломитов среди карбонатных обломков в антропогеновых отложениях Белоруссии. ДАН БССР, т. X, № 4, 1966.

Лисицин А. К. Метод определения Eh и pH химического равновесия водного раствора с горными породами и минералами. Геохимия, № 8, 1967.

Личков Б. Л. О так называемых ископаемых пустынях четвертичного времени в Европе. ДАН СССР, сер. А, Л.—М.

Личков Б. Л. К вопросу о геологической природе Полесья. Изв. АН СССР, отд. физико-матем., № 2. Л.—М., 1928.

Личков Б. Л. О террасах Днепра и Припяти. Материалы по общей и прикладной геологии. Геол. комп., вып. 95. Л., Изд-во Геолкомитета, 1928.

Личков Б. Л. Древнее оледенение и великие аллювиальные долины. Природа, № 10, 1930.

Личков Б. Л. К вопросу о геологической природе Полесья. М., Изд-во АН СССР, 1931.

Личков Б. Л. К геологической истории Полесья. ДАН СССР, № 16—17, 1938.

Личков Б. Л. Полоса Полесий и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия географ. и геофизич., 1944, № 1.

Лукашев В. К. Аб речным составе адкладання Беларускага Полесья. Весці АН БССР, № 2, серыя фізіка-тэхнічных навук, 1961.

Лукашев В. К. Некоторые данные о генезисе и литологии четвертичных отложений к VI Конгрессу ИНКВА. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Лукашев В. К. Палеогеологические условия образования дюнно-песчаных отложений Белорусского Полесья. Автореферат диссертации, 1963.

Лукашев В. К. Формы зерен песков Полесья разного генезиса. ДАН БССР, № 3, 1964.

Лукашев К. И., Сачок Г. И., Лукашев В. К. Геохимические провинции глин по их химическим показателям. ДАН БССР, т. 9, № 6, 1965.

Лукашев К. И., Сачок Г. И., Лукашев В. К. Литолого-геохимические особенности глин БССР разных генетических типов. ДАН БССР, т. IX, № 8, 1965.

Лукашев К. И., Сачок Г. И., Лукашев В. К. Влияние палеогеологических условий образования четвертичных глин БССР на их химический состав. ДАН БССР, т. IX, № 5, 1965.

Лукашев К. И., Добропольская И. А., Лукашев В. К. Образование лесовых пород на территории Белоруссии. В сб.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966.

Лукашев В. К. Природные условия Полесья. Общая характеристика. Глава в монографии «Геохимические ландшафты Белорусского Полесья». Минск, «Наука и техника», 1966.

Лукашев В. К. Дюнно-песчаные отложения. Глава в монографии «Геохимические ландшафты Белорусского Полесья». Минск, «Наука и техника», 1966.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза (2 тома). Минск, «Наука и техника», 1967.

Лукашев В. К., Лукашев К. И. Геохимические особенности моренных отложений различных оледенений. ДАН БССР, т. XI, № 12, 1967.

Лукашев К. И., Лукашев В. К., Кузнецова В. А. Литогеохимические фации аллювиальных отложений бассейна реки Припяти. Доклад на симпозиуме Комиссии по образованию и литологии отложений четвертичной системы ИНКВА (Варшава, сентябрь, 1967).

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Литогеохимическое изучение четвертичных отложений Белоруссии. Доклад на симпозиуме Комиссии по образованию и литологии отложений четвертичной системы ИНКВА (Варшава, сентябрь, 1967).

Лукашев В. К. Геохимические особенности отложений различных оледенений территории Белорусской ССР и Польши. Доклад на симпозиуме Комиссии по образованию и литологии отложений четвертичной системы ИНКВА (Варшава, сентябрь, 1967).

Лукашев В. К. Палеогеохимические исследования озерно-болотных осадков верхнего плейстоцена на примере Половецко-Куланского болотного массива. Весії АН БССР, серия хімічних наук, № 1, 1967.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические особенности пограничного третично-четвертичного глинистого литогенеза. Генезис и классификация осадочных пород. Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс, ХХIII сессия, 1968.

Лукашев К. И., Хомич А. А., Жуховицкая А. Л., Замяткина А. А. К геохимии железа в озерных водоемах Белоруссии с устойчивой окислительной средой. ДАН БССР, т. XII, № 7, 1968.

Лукашев К. И., Хомич А. А., Жуховицкая А. Л., Замяткина А. А. К геохимии железа в озерных водоемах Белоруссии с неустойчивой окислительно-восстановительной средой. ДАН БССР, т. XII, № 3, 1968.

Лукашев В. К., Симуткина Т. М. Химический состав соляно-кислых вытяжек из четвертичных глин разного генезиса. Материалы Симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии (Тезисы). Минск, 1968.

Лукашев К. И. Основные генетические типы четвертичных отложений СССР. Минск, 1955.

Лукашев К. И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Изд-во Белгосуниверситета, 1956.

Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогеновых отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.

Лукашев К. И. Краткий очерк состояния изучения четвертичных (антропогеновых) отложений Белоруссии, 1961.

Лукашев К. И., Хомич А. А. К вопросу об образовании карбонатов в современных водоемах Белорусского Поозерья. ДАН БССР, т. VII, № 4, 1963.

Лукашев К. И., Хомич А. А., Замяткина А. А. Геохимическое поведение Ca и Fe в системе «Водная масса—осадок» на примере однозонального водоема. ДАН БССР, т. I, № 1, 1967.

Лукашев К. И., Вознячук Л. Н. Ледниковые комплексы четвертичной толщи Белоруссии. ДАН БССР, т. XII, № 5, 1968.

Лукашев К. И., Вознячук Л. Н. Межледниковые комплексы четвертичной толщи Белоруссии. ДАН БССР, т. XII, № 6, 1968.

Лунев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Автографат. Казань, 1967.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. М., Изд-во МГУ, 1965.

Макаров В. Г., Бордон В. Е. О фоновых и аномальных содержаниях титана и циркония в осадочных отложениях Белоруссии. Материалы второй научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.

Маныкин С. С. Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1959.

Маныкин С. С., Левков Э. А., Бурлак А. Ф. Об условиях формирования угленосных отложений верхнего олигоцена и неогена Белоруссии. ДАН БССР, т. XII, № 1, 1968.

Маныкин С. С. Пыльца верхнеплиоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение. «Палеонтология и стратиграфия БССР». Сб. V. Минск, 1966.

Матвеев А. В. Глинистые минералы разновозрастных моренных отложений верховья реки Березины. Литология, вещественный состав и методика изучения отложений на территории БССР. Серия: Изучение вещественного состава минерального сырья и технология руд, вып. 2. М., 1966.

Матвеев А. В. Рентгенометрическая характеристика глинистой фации разновозрастных моренных отложений в бассейне р. Березины. Сб.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, 1966.

Матвеев А. В. Особенности литолого-геохимического состава разновозрастных морен в бассейне Березины (Днепровской) и их значение для стратиграфии. Автографат. Минск, 1966.

Матвеева Л. И. Геохимические провинции покровных отложений БССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1969.

Махнач С. Д. Моренные отложения. В кн.: Геохимическая характеристика литогенеза и ландшафтов Белорусского Полесья. Минск, «Наука и техника», 1966.

Мойский Ю. Э., Жеховский Я. Достижения в литологических исследованиях четвертичных пород восточной Польши. Весії АН БССР, серія хімічних наук, № 2, 1967.

Мойский Ю. Э. Очерк по стратиграфии лессов в Польше. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 33, 1967.

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.

Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Труды ГИН АН СССР, вып. 156. М., «Наука», 1967.

Нестерович Н. Д., Иванов А. Ф., Кравченко А. Ф. Изменение кислотности почвы под влиянием различных видов древесных растений. Сб.: Влияние почвенных условий на рост древесных растений. Минск, «Наука и техника», 1964.

Нейштадт М. И. История лессов и палеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогенные формации юга Европейской части СССР. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 30. М., «Наука», 1965.

Павлов А. Н., Шемякин В. Н. Опыт геохимической классификации природных вод. Геохимия, № 12, 1967.

Парфенова Н. И. Особенности фациального строения аллювиальных отложений долины реки Припять. В сб.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Минск, Изд-во АН БССР, 1963.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.

Петухова Н. Н. Литолого-геохимическая характеристика дерново-подзолистых почв Белорусского Полесья. Автографат диссертации. Минск, 1968.

Пидопличко А. П. Торфяные месторождения Белоруссии. Изд-во АН БССР, 1961.

Прошляков Б. К. Некоторые особенности распределения химических элементов в нефтесодержащих карбонатных породах. Тр. Моск. ин-та нефтехим. газов. промышл., вып. 25, 1959.

Пустолов Л. В., Соколова Е. И. Методы определения рН и Eh. Госгеолиздат, 1957.

Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1956.

Сидоренко А. В. Эоловые песчаные отложения и их диагностические признаки. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолиздат, 1957.

Сидоренко А. В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений. Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. К VI конгрессу ИНКВА. Минск, 1961.

Стецко В. Б. Агроруды Белорусского Полесья, их распространение и перспективы использования. Материалы второй научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.

Стинкуле А. В. О распределении химических элементов в мелкоземе морены. Вопросы четвертичной геологии, ч. III. Рига, 1964.

Тихонов С. А. Минералогический и химический состав дерново-подзолистых почв Белоруссии, развитых на разных породах. Автореферат диссертации. Минск, 1966.

Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лесса. Землеведение, т. VI, 1899.

Тутковский П. А. Записки Киевского общества естествоиспытателей, 17, 1902.

Тутковский П. А. Исследование пустыни Северного полушария. Землеведение, кн. 1—4. Приложение к журналу «Землеведение», 1909.

Тутковский П. А. Полесская безвалунная область, ее особенности и причины ее возникновения. Там же, 18, кн. 1, 1903.

Уйвер У. Е. Калий, иллит и океан. Геохимия, № 5, 1968.

Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, Изд-во АН Латвийской ССР, 1957.

Ферсман А. Е. Избр. труды, т. I—VI. Изд-во АН СССР, 1952—1960.

Хомич А. А. Озерные отложения. Сб.: Геохимическая характеристика литогенеза и ландшафтов Белорусского Полесья. Минск, 1966.

Цапенюк М. М. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена Белоруссии. Автореферат диссертации. М., 1966.

Чемеков Ю. Ф. О границе между четвертичным периодом и неогеном. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, XX. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.

Чухров Ф. В. Некоторые итоги и задачи изучения глинистых минералов. Советская геология, № 12, 1967.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. Геологич. ин-та АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.

Шиманович С. Л. Распределение титана в покровных отложениях Белорусского Полесья. ДАН БССР, т. VIII, № 12, 1964.

Шиманович С. Л. Некоторые вопросы геохимии титана в покровных отложениях юга Белоруссии. Материалы к совещанию по геохимии гипергенезиса. (Тезисы докладов). Минск, 1964.

Шиманович С. Л., Шимко Г. А. О формах поведения алюминия, железа, титана в тонкопелитовых фракциях. ДАН БССР, т. X, № 4, 1966.

Шиманович С. Л. Геохимия и минералогия титана в покровных отложениях Белорусского Полесья. Автореферат диссертации. Минск, 1966

Щербина В. В. Концентрация и рассеяние химических элементов в земной коре в результате окислительных процессов. ДАН СССР, т. XXII, № 3, 1949.

Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. Геохимия, № 5, 1956.

Якушко О. Ф. География озер Белоруссии. Минск, «Высшая школа», 1967.

Abelson P. H. Geochemistry of Organic Substances. Res. Geochem. New York, 1959.

Brown C. N. The origin of caliche on the north-eastern Lieno-Estadado, Texas. J. Geol., 64, No. 1, 1956.

Cailleux A. Les actions eoliennes periglaciaires en Europe: Soc. geol. de France Mem., n. s., V. 21, N. 46, 106 p.

Dreimanis A. Carbonates in unweathered tills (Abstract) Symposium of INQUA, Warsaw, 1967.

Dreimanis A. Measurements of Depth of Carbonate Leaching in Service of Pleistocene Stratigraphy. Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 81, H. 3, 1959.

Droste J. B. and Tharin J. C. Alteration of clay minerals in illinoian till weathering. Bull. of Geol. Soc. of America.

Erdman J. I., Marlett E. M., Hanson W. E. Survival of amino acids in marine sediments. Science, 124, 1026, 1956.

Gervais D. Etude morphoscopique de divers sables. Au. du centre d'étude et. de docum. paleontol., N 5, 1954.

Grabowska-Olszewska Barbara. Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych Polnocnej i Polnocno-wschodniej części Świętokrzyskiej strefy lessowej na tle ich litologii i stratygrafii oraz warunków występowania. Geologiczny Biuletyn. Tom 3, 1963.

Jackson M. L. Clay Transformation in Soils Genesis During the Quaternary. Abstracts of INQUA VII International Congress USA, 1965.

Keeling C. D. The Concentration and Isotopic Abundance of Atmospheric Carbon Dioxide in Rural Areas, Geochim. et Cosmochim. Acta, 13, 1958, 322—334.

Krauskopf K. B. Sedimentary deposits of rare metals. Econ. Geol., Fifteenth Anniversary, part 1, 1955.

Krinitzsky E. L., Turnbull W. J. Carbonate cementation in Lower Mississippi Valley loess. Geol. Soc. America Spec. Paper, 1965, No. 82, 114.

Lippmann F. Ton, Geoden und Minerale des Barreme von Hohenegelsen. Geol. Rdsch., 43, 1955, 475—503.

MacClintock P. Leaching of Wisconsin glacial gravels in eastern North America. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 65, No. 5, 1954.

Mojski Józef. Stratygrafia lessów w Dorzeczu Dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. Instytut Geologiczny, Biuletyn 187 z badan czwartorzędzu w Polsce. Tom II, 1965.

Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of Silica in Water. Geochim. et Cosmochim. Acta, No. 12, 1957.

Rozycski S. Z. Guide-book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, V, I, Middle Poland. INQUA, VI-th Congress, Warsaw, 1961.

Reesman A. L., Keller W. D. Chemical Composition of Illite. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 37, No. 2, pp. 592—596, 1967.

Seibold E. Kalk-konkretionen und karbonatisch gebundenes Magnesium, Geochim. et Cosmochim. Acta, 26 (1962) 899—909.

Tokarski Zbigniew, Marian Kalwa, Przybylewski Anna, Ropska Halina, Wolfke Stefan. Surowce ceramiki budowlanej. Prace Komisji Nauk Technicznych PAN, Ceramika I, Warszawa, 1964.

Trembaczowski Emanuel. Zawartość radu i uranu w lessach i utworach lessopodobnych Wyżyny Lubelskiej. Annales Universitatis Mariae Curie Skłodowska. Lublin-Polonia, Sectio B, Vol. XI, 6, 1956.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of earth crust. Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72.

Willman H. B., Glass H. D. Frye J. C. Mineralogy of Glacial Tills and their Weathering Profiles in Illinois. Part I. Glacial Tills. Illinois State Geological Survey Circular 347, Urbana, 1963.

Willman H. B., Glass H. D., Frye J. C. Mineralogy of Glacial Tills and their Weathering Profiles in Illinois. Part II Weathering Profiles. Illinois State Geological Survey, Circular 400, Urbana, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава I</i>	
Палеогеохимическая характеристика четвертичного литогенеза	5
Литогеохимические особенности пограничного третично-четвертичного литогенеза	10
Литогеохимические особенности ледниковых отложений	29
Литогеохимические особенности межледниковых и перигляциальных отложений	57
Геохимические особенности послеледниковых и голоценовых отложений	94
Общая палеогеохимическая характеристика четвертичного литогенеза	131
<i>Глава II</i>	
Кларковая характеристика генетических типов отложений, почв и природных вод Полесья	142
Основные элементы в породах и ландшафтах	142
Использование кларков в литогеохимической корреляции	170
Участие некоторых микроэлементов в четвертичном литогенезе	176
Коррелятивное значение некоторых микроэлементов	207
<i>Глава III</i>	
Отражение условий геохимической среды в литогеохимическом составе четвертичных отложений	214
pH четвертичной толщи и ландшафтов Полесья	215
Железо в геохимической характеристике четвертичного литогенеза	226
Карбонаты в геохимической характеристике среды четвертичного литогенеза	238
Глинистые минералы как индикаторы геохимической среды литогенеза	259
Органическое вещество в четвертичных отложениях	271
Краткие обобщения и выводы	279
Литофаиальный аспект	280
Палеогеохимический аспект	281
Ландшафтный аспект	284
Литература	287

Лукашев Валентин Константинович
Геохимия четвертичного литогенеза

Редактор И. Шарифанович

Обложка С. Русака

Художественный редактор Н. Евменова

Технический редактор И. Волоханович

Корректор С. Машканова

Печатается по постановлению РИСО АН БССР.
АТ 03081. Сдано в набор 6/1-70 г. Подписано в пе-
чать 27/III-70 г. Бумага тип. № 1. Формат 60×90 $\frac{1}{16}$.
Печ. листов 18,5+1 вклейка. Уч.-изд. листов 18,3.
Изд. заказ 996. Тип. заказ 42. Тираж 1000 экз.
Цена 1 р. 93 к.

Издательство «Наука и техника». Минск, Ленин-
ский проспект, 68. Типография им. Франциска
(Георгия) Скорины издательства «Наука и техни-
ка» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по печа-
ти. Минск, Ленинский проспект, 68.

1 p. 93 κ.

5723