

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 162

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ
ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ

ВЫПУСК 8

ХАРЬКОВ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ХАРЬКОВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВИЩА ШКОЛА»

1977

были представители органического мира. Кроме того, фосфор мог сорбироваться коллоидальными глинистыми частицами осадка. В диагенетическую стадию имели место процессы перераспределения фосфора и генерация рассеянных фосфатов, мелких стяжений и псевдоморфоз по органическим остаткам. Поскольку генерация фосфатов связана, вероятно, с мелководным бассейном и длительной и устойчивой стадией диагенеза, отсутствие фосфатов в северокавказских разрезах можно попытаться объяснить более значительными глубинами и менее стабильным тектоническим режимом. Можно предположить, что образование фосфатов и силикатное аутигенное минералообразование (формирование монтмориллонита) происходили одновременно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аскоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж. Изд-во Воронежского ун-та, 1973. 175 с.
2. Бушинский Г. И. Фосфоритные фации верхнего мела Европейской части СССР. — В кн.: *Агрономические руды СССР*. Т. V, вып. 146. М.—Л., 1939, с. 37—93.
3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — *Труды ин-та геол. наук АН СССР*, 1954, вып. 156. 156 с.
4. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. — *Вопросы геологии агрономических руд*. М., АН СССР, 1956, с. 49—63.
5. Казаков А. В. Фосфатизация верхнемеловых и третичных пород Поволжья. — *Удобрение и урожай*, 1930, № 9—10, с. 733—736.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 867 с.
7. Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И. О составе и строении природных фосфатов кальция. — *Журн. прикл. химии*, 1964, т. 37, вып. 4, с. 716—721.
8. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфатов. М., «Недра», 1972. 196 с.

УДК 551.763.32:551.242.5(47)

ФАН ВАН АН

МОНТМОРИЛЛОНИТ ИЗ ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Глинистые прослои в карбонатных отложениях верхнего мела Европейской части СССР и Западной Европы стали привлекать внимание исследователей сравнительно недавно. Сейчас установлено их широкое распространение по площади и определенная стратиграфическая приуроченность [5, 8, 16]. Детальное изучение минерального состава глинистых прослоев проведено с целью использования результатов для генетической интерпретации. Кроме того, не исключено и практическое использование этих образований в случае увеличенных мощностей.

Образцы из глинистых прослоев были отобраны из туронских отложений северо-западной окраины Донбасса (Закотное, Краматорск, Сеничено, Изюм, Славянск), из сеноманских, туронских, сантонских и кампанских отложений Крыма (Белогорск, Насыпкой, Феодосия, Тополевка, Аксу-Дере), из сантонских и кампанских отложений района р. Аше (Северный Кавказ) и туронских отложений Западной Украины (Коростятин, Клевань). Материал по Крыму, Кавказу и Западной Украине передан автору Ю. И. Кацем.

Мощность глинистых прослоев колеблется от 3 до 5 см — в северо-западном Донбассе, от 5 до 7 см — в Крыму, от 1 до 15 см — в Западной Украине.

Характерной особенностью залегания глинистых прослоев является резкий контакт с подстилающими меловыми и мелоподобными породами и постепенный переход в перекрывающие мело-мергельные породы.

Легкая фракция алевропелитовой размерности из глинистых прослоев северо-западного Донбасса представлена полевым шпатом, оптическая, химическая и рентгеновская характеристика которого позволяет отнести его к К—Na ортоклазу или анортоклазу [13]. Кроме полевого шпата присутствует кварц и агрегаты глинистых минералов.

Легкие фракции туронских и кампанских глинистых прослоев в Крыму также обогащены полевым шпатом. Обычно — это ортоклаз ($N_{d'} = 1,524 \div 1,526$; $N_{p'} = 1,519 \div 1,521$), реже — олигоклаз ($N_{d'} = 1,545 \div 1,547$; $N_{p'} = 1,536 \div 1,538$). Тяжелые фракции сложены биотитом, мусковитом, апатитом, пиритом и гидрогетитом.

При выделении коллоидной фракции из глинистых прослоев применялось растворение карбонатной их части действием при комнатной температуре 3%-ной уксусной кислоты. Из полученного нерастворимого остатка, отмытого от уксуса, путем отмучивания отбирали фракцию $\leq 0,001$ мм. Обработанные таким способом 65 образцов исследовали при помощи комплекса современных методов.

Исследование иммерсионным методом ориентированных агрегатов глинистых минералов (фракции $\leq 0,001$ мм) показало, что средний показатель светопреломления N_m колеблется от 1,510 до 1,525.

При рентгеновском исследовании глинистых фракций (дифрактометр УРС-50 ИМ, железное излучение) использованы различные варианты съемки: ориентированных препаратов; препаратов, насыщенных гликолем; препаратов, прогретых до 550°C; препаратов, обработанных в 1н. растворе КОН и в 1н. растворе LiCl в течение 15 ч при комнатной температуре и затем прокаленных при 300°C. Результаты рентгенографического изучения приведены на рис. 1.

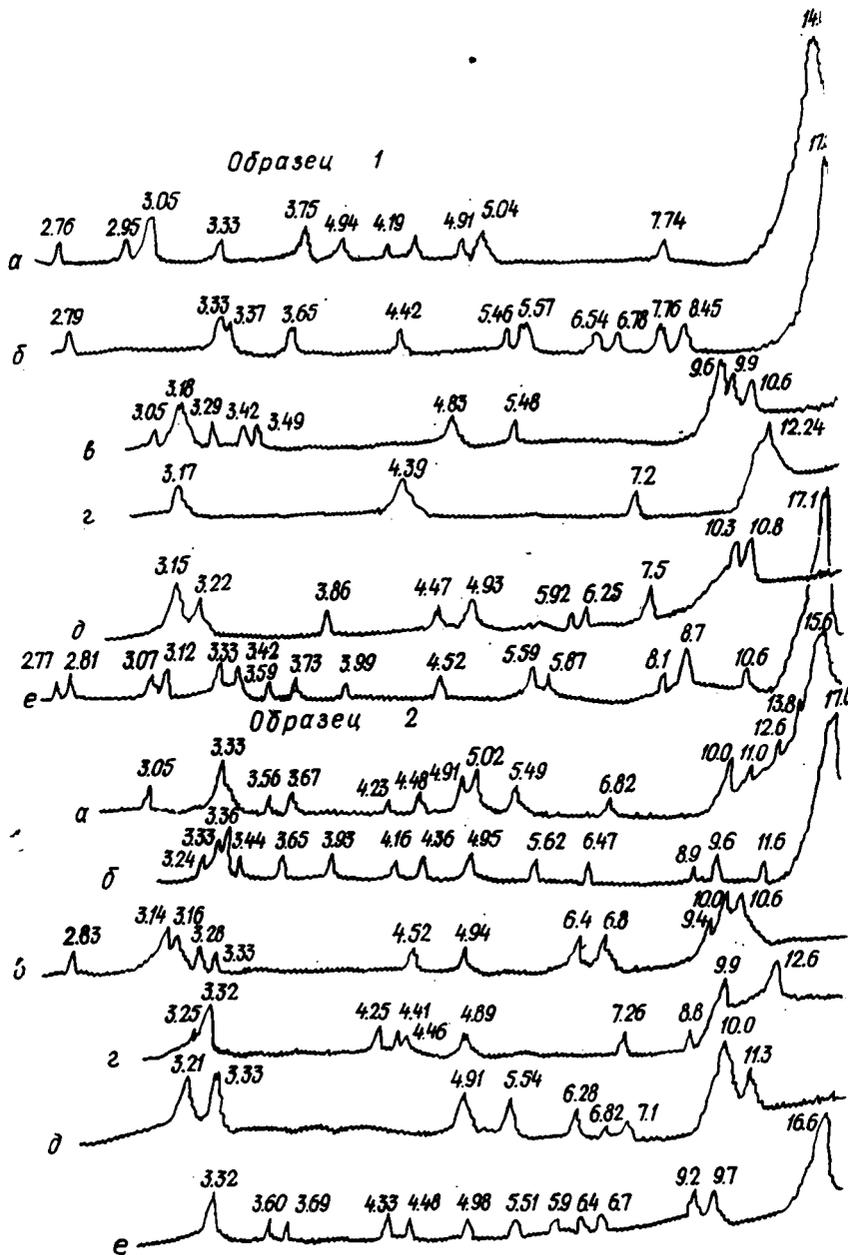


Рис. 1. Дифрактограммы глинистой фракции < 0,001 мм.

Нумерация дифрактограмм отвечает следующим образцам: 1 — монтмориллонит; 2 — монтмориллонит с примесью гидрослюда; а — естественный; б — с гликолем; в — прокаленный при 550°C; г — обработанный в растворе 1н. КОН; д — обработанный в растворе 1н. LiCl и прогретый при 300°; ж — обработанный в растворе LiCl и насыщенный гликолем.

Рентгенографическое изучение зафиксировало рефлексы, отвечающие межплоскостным расстояниям 14,5—15,2 Å для глинистых минералов туронских и кампанских отложений. Для образцов из сеноманских и сантонских отложений кроме межплоскостных расстояний 15—15,6 Å характерно присутствие $d_n = 9,7 \div 10,0$ Å.

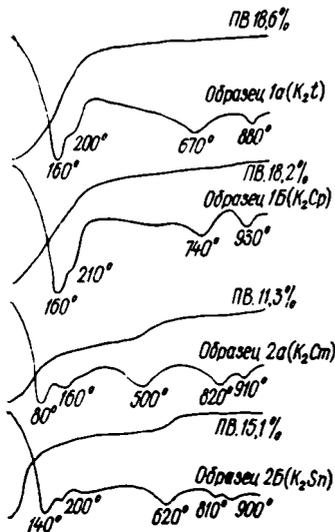


Рис. 2. Термограммы глинистой фракции < 0,001 мм.

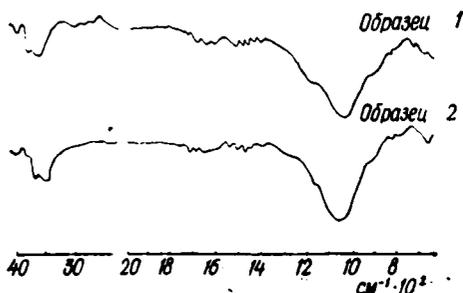


Рис. 3. Инфракрасные спектры поглощения глинистой фракции < 0,001 мм.

При насыщении препаратов гликолем на рентгенограммах появляются четкие рефлексы, отвечающие межплоскостным расстояниям 17,2—17,6 Å, что характерно для монтмориллонита. Наличие на дифрактограммах (рис. 1, 2а) нецелочисленных рефлексов, выраженных межплоскостными расстояниями 11,0; 12,6 и 13,8 Å, свидетельствует о присутствии неупорядоченных смешаннослойных образований типа гидрослюда-монтмориллонит (4, 10, 11). Роль разбухающего компонента в этих смешаннослойных образованиях очень велика, так как при обработке гликолем наблюдается только $d_{001} \pm 17,6$ Å.

При нагревании препаратов до 550°C на рентгенограммах появляются нечеткие рефлексы в области 9,4—10,8 Å.

После относительно слабой обработки в 1н. растворе КОН в течение 15 ч и высушивании при комнатной температуре межплоскостное расстояние d_{001} уменьшается до 12,4—14,8 Å, что может объясняться образованием монтмориллонита из вулканического материала (12).

При обработке LiCl и последующем прокаливании при 300°C в течение трех часов межплоскостное расстояние d_{001} сокращается до 10,3—10,9А, а после насыщения гликолем вновь возрастает до 16,6—17,8А, что может рассматриваться как доказательство бейделлитового типа разбухающего минерала.

Величина d_{060} равна 1,490—1,496А, что указывает на диоктаэдрический тип монтмориллонита с преимущественным заселением октаэдрических позиций трехвалентными катионами [10].

Кривые нагревания глинистых фракций из прослоев туронского и кампанского (Крым) ярусов характеризуются тремя эндотермическими эффектами при 140—160; 670—740; 880—930°C (рис. 2), что отвечает типичному монтмориллониту. Для глинистых фракций из прослоев сенманского и сантонского ярусов характерны также три эндотермических эффекта при 80—190; 460—620; 880—910°, однако снижение температуры диссоциации может быть объяснено присутствием гидрослюды, а в случае монтмориллонитового состава более железистым характером монтмориллонита.

Инфракрасный спектр поглощения глинистой фракции (рис. 3) свойственен спектру диоктаэдрического монтмориллонита [9].

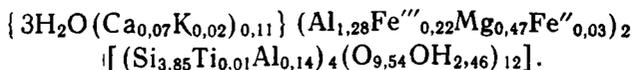
Химический анализ % фракции $\leq 0,001$ мм приведен в таблице. Анализ образца I отвечает монтмориллониту, а образца II — монтмориллониту с примесью гидрослюды. Пересчет данных химического анализа на кристаллохимическую формулу проведен для мономинерального образца на основе суммы атомных отношений элементов четверной и шестерной координации [1, 2]. Полученная кристаллохимическая характеристика не подтверждает предположение о близости разбухающего минерала к бейделлитам, хотя у минерала отсутствует необратимое сжатие после различного вида обработок. Возможно, рентгеновская методика не является достаточно надежной для того, чтобы различать минералы ряда монтмориллонит-бейделлит.

Результаты химического анализа

Компонент	Образец 1	Образец 2
SiO ₂	54,71	56,23
TiO ₂	0,29	0,52
Al ₂ O ₃	17,16	18,66
Fe ₂ O ₃	4,24	5,16
FeO	0,43	0,45
MgO	4,44	3,21
CaO	1,30	1,22
K ₂ O	0,27	2,93
Na ₂ O	0,13	0,42
P ₂ O ₅	0,26	0,35
H ₂ O ⁺	4,98	4,94
H ₂ O	11,77	5,89
Итого	99,98	99,97

Химический анализ выполнен в химической лаборатории треста Артемогеология.

Кристаллохимическая формула монтмориллонита — образец 1 — имеет следующий вид:



Из формулы монтмориллонита видно, что в тетраэдрах кристаллической решетки атомы кремния в небольшой мере замещены алюминием и титаном. В октаэдрах алюминий примерно на одну треть вытеснен магнием и трехвалентным железом. Присутствие P_2O_5 в химическом составе глинистой фракции свидетельствует о примеси фосфата (карбонат-апатита). В результате расчета мы имеем следующий минеральный состав анализируемого образца 1: 99,4% монтмориллонита и 0,6% апатита. Исследованный монтмориллонит сходен с монтмориллонитом, который был описан в туроне Подольского Приднестровья и Горного Крыма в ассоциации с вулканическим стеклом [3, 6]. Такая же ассоциация обнаружена в прослоях из меловых отложений на территории ФРГ [16]. Сходный монтмориллонит так называемого «бентонитового» типа описан С. И. Шуменко из туронских прослоев в верхнемеловых отложениях Изюма, Семилук и Лебединского месторождения [15].

Несмотря на то что нам не удалось обнаружить вулканическое стекло в глинистых прослоях, наши данные подтверждают представление о вулканогенном происхождении глинистых прослоев. К фактам, свидетельствующим в пользу вулканогенного генезиса прослоев, относятся:

1) присутствие свежих К—Na полевых шпатов и свежего биотита без каких-либо следов изменения в условиях коры выветривания;

2) характер монтмориллонита с нестабилизирующейся кристаллической решеткой, обычно формирующейся по стекловатому материалу;

3) строение глинистых прослоев с резким нижним контактом в связи с перерывом карбонатного осадконакопления вследствие поступления вулканического пепла. Последовавшее затем восстановление нормально-осадочного процесса обусловило постепенный переход глинистых прослоев в вышележащий мергель.

Глинистые прослои верхнего мела следует рассматривать как гипергенные образования, связанные с гальмиролизом вулканического пепла. Источником пеплового материала, по-видимому, служили дуги Альпийского пояса. Об этом свидетельствует увеличение мощности и количества бентонитовых прослоев в южных разрезах Русской платформы, в Крыму, на Кавказе и в Западной Украине [5, 14].

Действовавшие в позднем мелу вулканы дали тонкую пирокластику кислого или щелочного типа, которая разносилась на сотни километров по воздуху. Большая часть ее отлагалась в морской среде позднемелового времени со спокойным гидродинамическим режимом и подвергалась гальмиролизу.

Как известно, вулканические пеплы всегда сложены алюмосиликатными минералами (полевые шпаты, биотит и другие) и силикатами, находящимися в форме вулканического стекла. Степень упорядоченности тетраэдров кремнезема и глинозема весьма невелика, в связи с чем отсутствует трехмерная периодичность [7]. Катионы занимают пустоты в этом «эскизе» структуры, поэтому вулканические пеплы представляют собой материал с высокой степенью восприимчивости к изменению как в кислой, так и в щелочной средах.

При гальмиролизе вулканического пепла, в том числе стекла, возникает алюмокремневый гель, постепенно теряющий щелочи, обогащающийся глиноземом, магнием, железом, которые существенно необходимы для образования минералов групп монтмориллонита. Попадавший в иловые воды алюмокремневый гель способен к обмену ионами. Его отрицательный электрический заряд определяется содержанием глинозема и возрастает с увеличением значений рН в процессе образования геля [7]. Сорбированные на поверхности частиц алюмокремневого геля катионы, высвобожденные из вулканического пепла, также переходили в иловые воды. Щелочные значения рН и присутствие различных катионов в илу наряду с кремнеземом и глиноземом приводили к формированию монтмориллонита. При этом обычно не сохраняется никаких реликтов вулканического стекла. Крайне редки находки вулканического стекла в Крыму и в Западной Украине [3, 6].

Практически мономинеральный монтмориллонитовый состав глинистых прослоев с учетом генетических особенностей как отдельных минералов, так и деталей геологической характеристики позволяет считать описываемые прослои прослоями бентонитовыми. Генетический характер монтмориллонита, образующего смеси с гидрослюдой и смешанно-слоистыми образованиями в глинистых прослоях из сантонских и сеноманских отложений не вполне ясен, однако можно предположить его терригенный аллотигенный генезис наряду с гидрослюдой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967. 143 с.
2. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964. 223 с.
3. Гофштейн И. Д. и Рипун М. Б. О находке вулканической породы в меловых отложениях Подолии.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 2, с. 386—388.

4. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972. 171 с.
5. Кац Ю. И., Шуменко С. И., Фам Ван Ан. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы.— «Вестн. Харьк. ун-та», 1975, № 120. Геология и география, вып. 6, с.12—20.
6. Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Ладан А. Н. Новые данные о бентонитовых глинах Крыма.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 6, с. 1442—1445.
7. Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968. 358 с.
8. Пекун Ю. Ф. Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956. 114 с.
9. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967. 187 с.
10. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965. 599 с.
11. Уивер И. Е. Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их определение в осадочных породах.— В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962, с. 342—368.
12. Уивер И. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала.— В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962, с. 369—401.
13. Фам Ван Ан, Карпова Г. В. Полевой шпат из туронских отложений Северо-западной окраины Донбасса.— В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев, «Наукова думка», 1976, вып. 3, с. 37—49.
14. Фам Ван Ан. Сравнительная характеристика бентонитовых прослоев в верхнемеловых отложениях Донбасса и Крыма.— «Вестн. Харьк. ун-та, 1976, № 121, «Геология и география», вып. 7, с. 12—20.
15. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164 с.
16. Valetou I. Vulkanische tuffitenlagerung in der nordwest deutschen Ober Kreide.— «Mitt. geol. Staatsinst Hamburg», 1960, H. 29, S. 26—41.

УДК 551.263.037.

Ю. С. БЕЛЕЦКИЙ, канд. геол.-минерал. наук

О ПРИРОДЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНЫХ МУГОДЖАР)

Метаморфические и метасоматические изменения вулканогенных горных пород давно привлекают внимание исследователей. Термин «зеленокаменные породы» введен А. А. Иностранцевым в 1877 г. для измененных диабазов и порфиритов. Не вдаваясь в историю изучения этого вопроса и не прослеживая эволюцию взглядов различных исследователей, отметим, что до настоящего времени нет единого мнения о содержании данного термина. Обычно ограничиваются отнесением зеленокаменных пород к фации сланцев низких ступеней метаморфизма. Название фации объясняется зеленым цветом ведущих минералов: хлорита, эпидота, актинолита и др. При так называемом зеленокаменном изменении пород отмечается замещение плагиоклазов альбитом и минералами эпидот-цоизитовой группы, а цветных минералов — актинолитом, хлоритом, кальцитом. Нередко зе-

СОДЕРЖАНИЕ

Литология и стратиграфия

Литвин И. И., Хижняк М. Ф., Шапошников Д. П. Полезные ископаемые Харьковской области	3
Космачев В. Г. Месторождения поделочного опала Украины	10
Борисенко Ю. А. Постседиментационная минерализация в нижней перми Дроновской антиклинали Донбасса	13
Орлов О. М. О природе кластических даек в угленосной толще среднего карбона юго-западной части Донбасса	16
Фам Ван Ан. Фосфаты из глинистых прослоев верхнемеловых отложений Европейской части СССР	22
Фам Ван Ан. Монтмориллонит из глинистых прослоев в верхнемеловых отложениях Европейской части СССР	26
Белецкий Ю. С. О природе зеленокаменного изменения вулканогенных пород (на примере Западных Мугоджар)	33
Смыслов Г. А. К сопоставлению минерального и химического состава раковин плейстоценовых моллюсков Черноморского бассейна	41
Шуменко С. И. Предварительные результаты литолого-стратиграфических исследований во время четвертого черноморского рейса судна «Академик Вавилов»	45
Андриенко Б. Б. Резервы калия в солонцах юга Украины в свете минералогических данных	47

Гидрогеология и инженерная геология

Немец К. А. Методические аспекты построения статистической модели водообильности мело-мергельного водоносного горизонта	51
Бублай О. И. Естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена Левобережья Среднего Днепра	55
Наседкина А. А. Некоторые рекомендации по расслоению земель, находящихся в зоне подтопления Кременчугского водохранилища	62
Ремизов И. Н., Космачев В. Г., Редин В. И. Оползневые явления на правом берегу Северского Донца в районе г. Изюм	68
Карякин Л. И. Изменение рельефа и петрографического состава пород территории г. Харькова деятельностью человека и их значение для строительства	73

Геоморфология и физическая география

Антипина В. А. Некоторые результаты стационарных исследований современных процессов в бассейне р. Псел	85
Карпов В. И. Некоторые особенности четвертичных террас реки Северский Донец	88