

МИНИСТЕРСТВО  
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

---

К-14 038  
236301

# ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 25

СЕРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 2

ИЗДАТЕЛЬСТВО ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1967

80 коп.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

CHICAGO  
ILLINOIS

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

1927

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

1927

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

МИНИСТЕРСТВО  
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

---

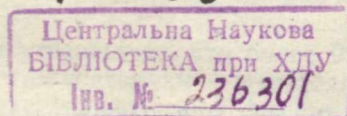
# ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 25

СЕРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 2

к-14038



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ХАРЬКОВСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. А. М. ГОРЬКОГО  
Харьков 1967

## Редакционная коллегия:

доц. А. Д. Бабич, доц. В. Л. Виленкин, доц. Г. П. Дубинский,  
доц. М. С. Зиновьев (отв. секретарь), доц. П. В. Ковалев (отв.  
редактор), проф. В. П. Макридин, доц. М. В. Пятигорский,  
доц. И. Н. Ремизов, доц. Г. Д. Соболев.

88001 - X  
Редактор Е. В. Павловский  
Техредактор Г. П. Александрова  
Корректор Ж. Л. Бялая

Сдано в набор 1/VI 1967 г. Подписано к печати 27/XII 1967 г. БЦ 20536. Формат  
70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем: 9,25 физ. печ. л., 13 усл. печ. л. 12 уч.-изд. л. Заказ 1797.  
Тираж 500. Цена 80 коп.

Харьковская типография № 16 Областного управления по печати.  
Харьков, Университетская, 16.

## ОБ ОСНОВНЫХ ЭТАПАХ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ЕДИНОЙ ТЕОРИИ САМОРАЗВИВАЮЩЕЙСЯ МАТЕРИИ \*\*

А. Н. Макаренко

Дальнейший прогресс естественных наук, в частности геологии, возможен лишь на основе исторически последовательного раскрытия качественных изменений вещества Земли как тела Вселенной.

В рамках статьи нет возможности дать критический обзор существующих представлений о нашей планете. Отметим лишь, что до настоящего времени нет теории, которая бы последовательно и по возможности полно раскрывала историю развития Земли. Чтобы создать такую теорию, нужны новые идеи, которые опирались бы на богатейший фактический материал, накопленный науками о Земле, а также на последние данные всего комплекса наук естественного цикла, прежде всего на современные представления о материи, ее развитии. Качественные изменения вещества Земли в процессе его саморазвития зависели от термодинамической обстановки. Именно изменения последней явились причиной всех преобразований, выразившихся в смене чисто физических форм движения, свойственных самому раннему этапу развития Земли, геохимическими, свойственными переходному этапу, а последних — геологическими, свойственными современному этапу. С этой точки зрения в истории развития Земли намечается три основных этапа \*\*\*: космический, геокосмический и геологический [1]. Для каждого из них характерны определенные формы движения материи. Между этими историческими этапами развития Земли существует определенная естественная соподчиненность, как между общим (космическим), особенным (геокосмическим), частным (геологическим) и специфическим (процессы развития живой материи).

### О космическом этапе истории Земли

Новейшая физика утверждает, что более 99,9% вещества Вселенной находится в четвертом состоянии — в состоянии плазмы.

Звездные тела представляют собой физические системы, состоящие из колоссального количества микрообъектов. Вещество этих систем имеет либо сверхвысокие температуры (горячие звезды), либо сверхвысо-

\* Выпуск 1 этой серии «Вестника ХГУ» вышел под названием «Серия географическая» (1964 г.).

\*\* Печатается в дискуссионном порядке (Ред.).

\*\*\* Обычно различают два этапа в истории развития Земли — космический и геологический. Но такое представление не отражает исторической последовательности, поскольку оно исключает переходный этап, лежащий между космическим и геологическим, насыщенный скачкообразными изменениями форм движения материи.

кие плотности (карликовые белые звезды). Установлено, что материя при сверхвысоких температурах и плотностях может находиться только в состоянии чисто физических форм движения. Солнце представляет собой звезду, температура которой достигает  $10^7$  °К, а давление (в центральной части) приближается к  $10^{11}$  атм. Температура в центральных частях звезд-гигантов  $10^8$  °К. При таких температурах вещество находится в электронно-ядерном состоянии, а при сверхвысоком давлении становится релятивистским, превращается в нейтронный газ большой плотности; при этом средняя энергия вещества, испытывающего сверхвысокую температуру или давление, становится сравнимой с  $mc^2$  [4].

Все 103 элемента, входящие в периодическую систему Менделеева, и их изотопы состоят из трех типов элементарных частиц — протонов, нейтронов и электронов; эти частицы связаны силовыми полями [3]. Уже сейчас, независимо от характера дальнейших открытий, совершенно ясно, что вся конденсированная материя окружающей нас природы состоит из протонов и нейтронов, которые образуют ядра атомов и электронов, размещающихся в их оболочках. Теперь это легко доказывается экспериментально. Так, при повышении температуры до определенных пределов вещество из конденсированного состояния (твердое тело, жидкость) переходит в газообразное. Дальнейшее повышение температуры приводит к диссоциации молекул и образованию атомарных газов, а последние при температуре до  $10^7$  °К могут быть переведены в электронно-ядерный газ. При температурах выше  $10^{13}$  °К, возможно всеобщее превращение элементарных частиц друг в друга [4].

Понятно, что при понижении энергетического уровня будет развиваться обратный процесс. Если на сверхвысоком энергетическом уровне вещество может существовать только в форме взаимодействующих элементарных частиц, то по мере понижения энергетического уровня создаются условия для образования ядер атомов, а затем и электронных оболочек; иными словами, вещество постепенно переходит из чисто физических форм движения в физико-химические. Дальнейшее снижение энергетического уровня ведет к переходу вещества в кристаллохимическую форму, т. е. в статическое состояние, а при абсолютном нуле — в состояние относительного покоя. Отсюда ясно, что если физический эксперимент (представляющий, по сути, обратный процесс) дает возможность путем повышения температуры перевести любое вещество из конденсированного состояния в электронно-ядерный газ, то в природе не только возможны, но и действительно протекают прямые процессы превращения ионизированной материи в конденсированное вещество. Плазма при соответствующих термодинамических условиях саморазвивается, т. е. совершается полностью цикл саморазвития от элементарных частиц до конденсированного вещества, до окружающих нас миров.

Отсюда можно предположить, что все тела Вселенной формируются по одним и тем же физическим законам и на ранних ступенях своего развития представляют ионизированную плазму. В свете этих представлений планетные тела, по-видимому, возникают лишь на более поздних этапах саморазвития плазмы и являются результатом ее глубоких преобразований (переход в конденсированное состояние при соответствующих термодинамических условиях). Термодинамическая обстановка индивидуализирована для каждого тела Вселенной, она обусловлена массой тела, его объемом, положением в пространстве и взаимодействием с другими телами. Различия в формах движения материи создаются только условиями термодинамической обстановки. Всеобщей же формой движения материи Вселенной является физическая форма движения.

Тела Вселенной историчны, т. е. проходят этапы образования, раз-

вития и распада. В настоящее время еще не выяснены законы формирования тел Вселенной. Установление их — одна из важнейших задач современной физики и астрофизики. Но бесспорно, что эти законы относятся к чисто физическим законам и что они действуют непрерывно. Не исключено, что тела Вселенной формируются в результате термоядерных процессов, протекающих при сверхвысоких энергиях и сопровождающихся гигантскими взрывами с выбросом в пространство Вселенной изотермической плазмы. Эти взрывы и выбросы огромных масс вещества наблюдаются в узлах максимального его скопления — в ядрах галактик. Образовавшееся таким путем тело могло бы унаследовать от взрыва инерцию и направление движения.

Известно, что плазма тел Вселенной существует в пространстве бесконечно долгое время и находится в состоянии непрерывного саморазвития. Всякое возникшее тело Вселенной взаимодействует с другими телами через системы физических полей. Плазма непрерывно испытывает гравитационную дифференциацию и переход в более сложные формы движения с выделением энергии. Отдавая энергию и переходя на более низкий энергетический уровень, вещество саморазвивается.

Физические формы движения материи Вселенной, свойственные космическому этапу ее развития, являются всеобщими формами движения материи, всеобщими формами развития неорганической природы. Они протекают во времени, имеют свою историческую последовательность. Ни одно естественное тело Вселенной не может миновать этого пути развития, хотя качественная сущность физических форм движения многообразна и до конца еще не раскрыта.

Как макроскопические системы, звездные и планетные тела саморазвиваются в результате непрерывного возрастания энтропии. Под влиянием гравитационных сил в плазме совершаются физические процессы; происходит перегруппировка частиц, сжатие с выделением энергии по определенным законам. В результате этого процесса плазма послойно дифференцируется, образуя вещество: плотность и температура вещества возрастают к центру.

Планеты, в том числе и входящие в Солнечную систему, на ранних этапах своего развития представляли собой плазму. Они обладали подобно Солнцу высокой температурой и собственной светимостью. Современное же их состояние — продукт глубоких преобразований плазмы в результате ее саморазвития. Планетные системы — относительно малые тела Вселенной; хотя они и представляют собой макроскопические системы, но имеют относительно малую внутреннюю энергию, чем и обусловлен переход этих тел под влиянием энтропии из космического этапа развития, для которого характерны чисто физические формы движения, в геокосмический, отличительной особенностью которого является уже не физическая, а геохимическая дифференциация вещества. В то же время различие термодинамической обстановки развития плазмы малых тел Вселенной создает многообразие состава и плотностей планетных систем.

Космический этап развития Земли условно можно разделить на три периода: раннекосмический, среднекосмический, позднекосмический.

В раннекосмический период плазма Земли была изотермической, имела весьма высокую температуру и только к концу этого периода претерпела некоторую дифференциацию.

Среднекосмический период развития Земли характеризуется дальнейшей физической дифференциацией ее плазмы с послойным распределением плотностей. На этом этапе развития вещество Земли — макроскопической системы, состоящей из колоссального количества микрообъ-

ектов — постепенно претерпевало физическую дифференциацию с образованием подсистем (фаз), хотя и меньших, но также макроскопических. Это было время начала образования тех фазовых подсистем, которые в последующем получили развитие (геофизика фиксирует их в виде сфер тела Земли). В течение всего этого времени под влиянием гравитационных сил продолжалось сжатие вещества Земли, энергия ее излучалась.

В позднекосмический период, по мере возрастания энтропии Земли и вследствие дифференциации плазмы путем распределения ее по плотностям, в ядре Земли локализовалось вещество самой высокой плотности и температуры, сохранившее за собой наибольшие скорости движения части; плотность и температура его понижались послойно, к периферии, а скорости движения частиц в этом направлении уменьшились. Когда в ходе развития температура периферической сферы Земли понизилась до пределов, ослабивших ионизацию материи, и стало возможным развитие процессов рекомбинации ионов и образование атомов, то — наряду с чисто физическими формами движения материи — на поверхности Земли получили развитие геохимические формы, которые со временем стали господствующими в верхней сфере планеты. Позднекосмический период продолжался до полного созревания условий, при которых стало возможным образование в верхней сфере Земли мощной оболочки продуктов рекомбинации. Последующие процессы кристаллохимической дифференциацией материи оболочки, положили начало новому этапу развития Земли — геокосмическому.

### Геокосмический этап развития Земли и формирование геосфер

Главным содержанием этого этапа является смена форм движения материи (физических — геохимическими). В результате кристаллохимических процессов формировались геосферы Земли: ее твердая оболочка — литосфера, жидкая — гидросфера и газообразная — атмосфера.

Смена космического этапа развития геокосмическим начинается тогда, когда в верхних сферах Земли ослабевает ионизация и физические формы движения материи постепенно переходят в физико-химические в результате рекомбинации ионов и образования атомов, способных взаимодействовать как между собой, так и с окружающими их ионами. Такой процесс будет представлять уже не физическую, а геохимическую форму движения материи. Геохимия, как указывал В. И. Вернадский [2], есть химия атомов, химия космоса. Но если физические формы движения являются всеобщими для материи Вселенной, то геохимические представляют собой сравнительно редкое явление природы. Они протекают лишь в верхних сферах тех тел Вселенной, где полностью исчерпали себя физические формы движения материи, к таким телам и относятся малые тела Вселенной, в частности планеты.

Звездные тела обладают огромными массами и сверхвысокими внутренними энергиями, являющимися постоянно действующими ионизаторами, поэтому в верхних сферах звездных тел господствуют высокие температуры и, следовательно, нет условий для образования устойчивой атомной оболочки. Химические процессы имеют место в периферических частях некоторых звездных тел, например, Солнца, но лишь в зачаточном состоянии и, как известно, только для группы более легких атомов. Переменный характер ионизации приводит к тому, что образовавшиеся атомы то уничтожаются ионизацией, то вновь возникают (в моменты ослабления ионизации). Поэтому движение материи звездных тел не выходит за пределы чисто физических форм. Конечным этапом развития

звездных тел, по-видимому, является переход их вещества из электронно-ядерного состояния в нейтронное, свойственное сверхвысоким плотностям и характеризующееся неустойчивостью и взрывом. Такой переход, судя по данным новой физики, может оправдываться термодинамически, поскольку система в нейтронном состоянии имеет меньшую энергию, чем в электронно-ядерном, а затрата энергии на превращение ядер и электронов в свободные нейтроны при огромных массах звездных тел с избытком может компенсироваться освобождением гравитационной энергии, связанным с увеличением плотности ядра звезд. При плотности выше  $10^6 \text{ г/см}^3$  и давлении около  $10^{13} \text{ атм}$  ядерные реакции протекают с захватом электронов с одновременным излучением нейтрино [4].

Таким образом, термодинамика крупных тел Вселенной не способствует преобразованию вещества, его переходу из физического состояния в физико-химическое.

Смена космического этапа развития Земли геокосмическим имела характер скачка, но зарождалась весьма последовательно еще на космическом этапе развития Земли.

Геокосмический этап развития Земли мы условно делим на три периода: раннегеокосмический, среднегеокосмический и позднегеокосмический.

В раннегеокосмический период накапливались продукты рекомбинации ионов и образовалась атомная оболочка Земли. Эта оболочка обладала большой мощностью и, по сути, явилась протогеосферой Земли, которая под влиянием гравитационных сил была расслоена: тяжелые атомы с большими ионными числами располагались во внутренних сферах оболочки, более легкие — в поверхностных. С течением времени создались условия для перехода атомного вещества в молекулярную форму своего развития, сопровождающуюся кристаллохимической дифференциацией материи и образованием гетерогенной системы, состоящей из твердых, жидких и газообразных минералов.

Среднегеокосмический период отличался бурным развитием кристаллохимической дифференциации материи протогеосферы и расслоением гравитационными силами ее гетерогенных продуктов с образованием геосфер — литосферы, гидросферы и атмосферы. Этому периоду соответствовало развитие первичного минералогенезиса на планете. Минералогия — по В. И. Вернадскому [2] — это молекулярная химия земной коры. Процессы кристаллохимической дифференциации, по-видимому, протекали весьма быстро. Твердое минеральное вещество, выделившееся в результате кристаллохимической дифференциации протогеосферы, облекало планету и явилось субстратом формирования коры — литосферы. В результате кристаллохимической дифференциации формировались природные воды — гидросфера, а выделившиеся газы — азот, углекислота, углеводороды, водяные пары и др. — облекали планету, удерживаясь ее гравитационными силами (в последующем они стали источником формирования современной атмосферы).

С возникновением и развитием геосфер нарушился термодинамический режим между Землей и окружающим ее пространством, который существовал до этого. Сущность кристаллохимической дифференциации состоит в том, что материя, приобретая кристаллическую форму, переходит в статическое состояние, теряет способность к саморазвитию, превращается в инертную массу, способную развиваться лишь под влиянием внешних факторов. Время становления и развития геосфер Земли соответствует третьему периоду геокосмического этапа. Это время образования и развития инертных оболочек, явившихся своего рода «одеждой» по отношению к внутреннему веществу планеты, не утратившему

своего движения. При таком положении ранее существовавший термодинамический режим между Землей и окружающим ее пространством нарушился, в основном сменился термодинамическим режимом между внутренним веществом Земли и ее оболочками — геосферами. Это способствовало повышению температуры и давления в подкорковой зоне, что, в свою очередь, привело к торможению кристаллохимических процессов, в связи с чем они приобрели характер пульсирующих ритмов. По мере того, как прорывалась или проплавлялась еще не окрепшая кора Земли и понижалась в связи с этим температура и давление во внутренней подкорковой зоне, возрастала интенсивность перехода вещества в кристаллическое состояние; с укреплением коры и возрастанием температуры и давления в подкорковой зоне интенсивность кристаллохимических процессов уменьшалась. Тем не менее в позднегеокоsmический период эти процессы были весьма интенсивными, хотя и имели пульсирующий характер. Формировавшаяся кора Земли многократно прорывалась и проплавлялась — перекристаллизовывалась. Интенсивно происходили процессы минералогенезиса и метаморфизма; мощность и относительная устойчивость твердой оболочки Земли возрастали, увеличивались массы природной воды на ее поверхности; это время, по-видимому, соответствовало раннему архею.

### Геологический этап истории развития Земли

Кристаллохимической дифференциацией в основном завершается процесс саморазвития вещества Земли под влиянием внутренней энергии, унаследованной от космического этапа развития. В результате кристаллизации вещество приобрело статическое состояние. Об этом можно судить хотя бы по тому, что древнейшие кристаллические породы — если они залегают в условиях, исключающих воздействия на них факторов выветривания — остаются такими же, какими они были и сотни миллионов лет назад. Очевидно, что при определенной статичности термодинамических условий — они могут не изменяться бесконечно долгое время. Это объясняется тем, что колебательные движения в кристаллических решетках необычайно малы и не нарушают статического состояния (при сложившейся термодинамической обстановке).

Вещество, перешедшее в кристаллическое или аморфное состояние, теряет основную часть своего внутреннего движения, становится инертным и может развиваться только под воздействием внешних факторов — солнечной радиации, атмосферы и гидросферы. Время перехода вещества в кристаллохимическую форму существования соответствует началу перехода геокоsmических форм движения в геологические — началу геологического этапа истории развития Земли.

Геокоsmические процессы на планетах протекают по-разному. Интенсивность и полнота их развития зависит как от массы планет, так и от положения, занимаемого планетами в пространстве по отношению к другим телам (в частности к центральному светилу).

Подобно этому геологические формы движения материи свойственны не всем планетам, ибо для развития этих форм нужны соответствующие условия. Солнечная радиация, вода и воздух — главные факторы, обуславливающие геологические формы движения. Геокоsmические процессы на планетах солнечной системы зависели от положения планет по отношению к Солнцу. Для развития же геологических процессов одной солнечной радиации недостаточно. Планетные тела, утратившие гидросферу и атмосферу как, например, Меркурий и Луна, не могут иметь

на своей поверхности геологических форм движения материи, хотя их оболочка и представляет собой продукт кристаллохимической дифференциации. На планетах, имеющих скудную гидросферу и атмосферу, слабо протекают и геологические процессы.

### Земля на современном этапе развития

На современном этапе развития литосфера Земли представляет собой систему, которая состоит из стратисферы, составляющей верхнюю часть земной коры, мощностью примерно до 10—15 км гранитного и базальтового слоев, представляющих собой инертную массу, которая играет «буферную» роль, и переходной зоны — зоны взаимодействия коры и подкорового вещества, зоны современного метаморфизма.

Стратисферу мы вправе называть геологической оболочкой Земли, поскольку она и представляет собой производное геологических форм движения материи, в основе которых лежит уже не энергия, внутренне присущая материи, а энергия Солнца. Солнечная энергия, наличие гидросферы и атмосферы — вот главные факторы геологических форм движения материи. Под влиянием этих факторов инертная кристаллическая оболочка выветривается, разрушается, идет процесс литогенеза с образованием обширной группы вторичных минералов, которые входят в состав осадочных пород.

Инертная кристаллическая оболочка, лежащая под стратисферой материков и океанов, создавалась в течение длительного геокосмического и геологического времени. Эта древнейшая полностью метаморфическая оболочка Земли носит следы догеологического и геологического этапов развития, особенно раннегеологического времени. В течение всего этого времени кристаллическая оболочка многократно переплавлялась, перекристаллизовывалась и подвергалась воздействию факторов тектогенеза, из которых внешним всегда были и остаются гравитационные силы, под воздействием которых Земля находилась с момента своего образования (т. е. в космическую стадию своего развития) и находится в настоящее время. Внутренний фактор тектогенеза обусловлен энергией саморазвивающейся материи. Меняющийся время от времени термодинамический режим в подкоровой зоне оказывает влияние на процессы формирования вещества и на тектонические формы движения самой Земли. В результате воздействия факторов тектогенеза на твердую оболочку Земли кора разбита разломами на огромные подвижные блоки. Их подвижность обуславливается двумя факторами тектогенеза (внешним и внутренним). Внешний фактор тектогенеза обуславливает деформации, имеющие, по-видимому, преимущественно горизонтальную направленность, а внутренний — преимущественно вертикальную. Внешние факторы тектогенеза, по всей вероятности, преобладали над внутренними на ранних ступенях формирования литосферы, а по мере ее упрочения и изменения в связи с этим термодинамического режима в подкоровой зоне, решающее значение в тектонической деятельности приобретали внутренние силы Земли.

Кристаллическая оболочка, ее гранитные и базальтовые слои на данном этапе развития Земли представляют собой жесткий и прочный панцирь планеты, который имеет большое значение для ее развития. Прежде всего, будучи веществом инертным, кристаллическая оболочка служит «одеждой» Земли, она прочно замыкает всю подкоровую материю с ее равновесными термодинамическими системами, которые состоят из вещества, сохранившего унаследованную дифференциацию и энергию

от предыдущих этапов развития. Те поверхности раздела, которые устанавливает современная геофизика внутри земного шара, обусловлены продолжающейся гравитационной дифференциацией вещества внутренних сфер Земли, в своеобразной термодинамической обстановке, обусловленной геосферами Земли. Вместе с тем геосферы в известном смысле противодействуют дальнейшей гравитационной дифференциации, поскольку образование и упрочение геосфер нарушило ранее существовавший термодинамический режим между Землей и окружающим ее пространством.

Переходная зона представляет собой зону метаморфизма, зону воздействия подкорового вещества на внутреннюю часть оболочки Земли, но прежде, чем перейти к рассмотрению процессов, протекающих в зоне метаморфизма, мы должны рассмотреть вопрос о том, что же представляет собой подкоровое вещество, воздействующее на инертную оболочку Земли из глубины подкоровых сфер. Как известно, В. И. Вернадский [2] допускал, что внутри земного шара находится область химического бездействия, или область чрезвычайно медленных химических превращений, которые совсем не согласуются с обычными скоростями химических реакций. А. Ф. Капустинский [5] считает, что во внутренних сферах Земли никакие химические реакции не осуществимы, поскольку высокое давление ведет к полной деструкции электронных оболочек.

Геофизические исследования показывают, что внутренние подсистемы Земли обладают различной упругостью и ведут себя подобно твердым телам, за исключением зоны внешнего ядра, которая обладает свойством жидкого тела, хотя мы не сомневаемся в том, что вещество внутренних сфер не представляет собой известные нам виды конденсированной материи. Физико-химия внутренних сфер Земли еще недостаточно ясна. Выясняя логическим путем преобразования вещества Земли, можно полагать, что материя, составляющая мантию и ядро Земли, представляет дифференцированное вещество с плотностью и температурой, а следовательно, и энергией, возрастающими к центру. На современном историческом этапе развития Земли это вещество образует ряд относительно равновесных термодинамических и в то же время физико-химических оболочек внутренней сферы планеты, отличающихся строением, составом вещества и различием энергетического уровня.

Верхняя мантия до глубины 1200 км представляет, по-видимому, относительно устойчивую атомно-молекулярную статистическую систему, состоящую главным образом из элементов, которые входят в состав литосферы, гидросферы и атмосферы Земли. Верхняя мантия по своему составу должна напоминать вещество протогеосферы раннегеоэкоэтического времени развития Земли, из которого в результате последующей кристаллохимической дифференциации формировались ее геосферы.

Глубже 1200 км термодинамическая обстановка, вероятно, не благоприятствует устойчивости молекулярного состояния вещества, в связи с чем ее можно рассматривать как сферу формирования относительно равновесной подсистемы атомного состояния вещества элементов, входящих в состав геосфер Земли, их изотопов, особенно более тяжелых. Таким образом, мантия состоит из атомно-молекулярного вещества, которое с нарастанием глубины переходит в чисто атомное состояние без образования молекул, при этом вещество мантии, по-видимому, расслоено на ряды в соответствии с периодической системой Менделеева.

В ядре Земли господствуют, надо полагать, чисто физические формы движения материи. А. Ф. Капустинский считает, что внутренняя сфера Земли состоит из ядер атомов, иммерсированных в плазме сжа-

той электронной жидкости, общей для всех ядер и обладающей свойством металлического состояния [5].

Трудно сказать, обладает ли свойством металлического состояния ядро Земли. Однако бесспорным является то, что вещество ядра Земли обладает наиболее высоким энергетическим потенциалом, взаимодействует с периферическими системами и находится в состоянии непрерывного саморазвития.

Разделим грубо земной шар на три энергетически разные макроскопические системы — верхнюю (литосфера, гидросфера и атмосфера), вещество которой утратило основную часть своей внутренней энергии и перешло в статическое состояние, промежуточную (мантию — атомно-молекулярную систему, сохранившую колоссальную энергию саморазвития) и ядро, отличающееся чисто физической структурой вещества и наиболее высоким энергетическим уровнем. Эти термодинамические системы с момента их возникновения взаимодействовали и продолжают взаимодействовать между собой в настоящее историческое время развития Земли.

Под влиянием энтропии уменьшается энергетический баланс мантии и в результате кристаллохимических процессов, имеющих место в подкоровой зоне, продолжается формирование литосферы, гидросферы и атмосферы Земли за счет ее атомно-молекулярной системы. Взаимодействуя с мантией, ядро Земли отдает свою энергию, тем самым совершаются процессы превращения слагающего его вещества.

Энергия ядра Земли является определяющим энергетическим фактором в жизни планеты. В то же время инертные оболочки Земли (литосфера, гидросфера и атмосфера) служат как бы одеждой Земли. Они регулируют интенсивность этих процессов.

Таким образом, физико-химические системы рассматриваемых нами оболочек внутренних сфер Земли отличаются энергетическим уровнем и составом вещества. Они испытывают постоянное воздействие гравитационных сил, под влиянием которых формировались и пришли в состояние относительно устойчивого равновесия. Но поскольку гравитационные силы имеют переменный характер, то с этим связано нарушение режима равновесия данных систем и переход вещества с более высокого энергетического уровня на более низкий с выделением огромных масс энергии, обуславливающих как термический режим периферических оболочек Земли, так и связанные с этими явлениями землетрясения, вулканизм, а также протекающие в подкоровой зоне процессы, вызывающие явления метаморфизма и магматизма.

Что касается суждений о радиоактивном нагреве и расплавлении подкоровой материи, которые сейчас господствуют в геологии, то нельзя говорить о расплавлении того, что еще не кристаллизовалось, не переходило в стационарное состояние. Можно говорить о горных породах земной коры, содержащих радиоактивные изотопы тяжелых элементов. Распределение этих элементов в различных горных породах связано с историей их формирования, а наличие их еще не определяет термический режим земной коры.

Теперь возвратимся к выяснению процессов, совершающихся в зоне метаморфизма, в зоне контакта инертной кристаллической оболочки Земли и физически активной материи верхней мантии, обладающей внутренним движением и способностью к саморазвитию. На характер этих процессов оказывает влияние проницаемость земной коры. Поскольку земная кора разбита на подвижные блоки и постоянно находится под воздействием внешних и внутренних факторов тектогенеза, она в известной мере проницаема. Но проницаемость ее на разных участках различ-

на. В ходе геологической истории проницаемость земной коры постепенно уменьшалась. В настоящее (историческое) время проницаемость земной коры четко выражена лишь в зонах молодых складчатых сооружений и прилегающих к ним прогибах. Взаимодействие между инертной оболочкой земной коры и физически активным подкоровым веществом процесс весьма сложный. Сущность его сводится к тому, что при наличии проницаемости земной коры временами нарушается термодинамический режим физически активной материи верхней мантии, понижается ее температура и давление, в связи с чем в подкоровой зоне проявляются кристаллохимические процессы с явлениями первичного минералогенезиса, выделения растворов, а также газов. На некоторых других участках возможно повышение температуры и давления в подкоровой зоне, сопровождающееся переплавлением и перекристаллизацией инертной оболочки. В общем же случае эти процессы имеют направленность, способствующую хотя и медленному, но неуклонному развитию кристаллохимических процессов, возрастанию мощности земной коры, ее упрочению и увеличению массы воды на планете. Поэтому, с точки зрения движения материи, третью зону земной коры можно назвать зоной относительного затухания кристаллохимических процессов и явлений первичного минералогенеза. Кристаллохимические процессы в подкоровой зоне в силу особой термодинамической роли геосфер Земли в современных условиях совершаются, по-видимому, спорадически и только на отдельных участках, в местах проницаемости земной коры.

Тормозящим фактором кристаллохимических процессов является земная кора, которая, несмотря на проницаемость в отдельных местах, — служит надежной «одеждой», обеспечивающей сравнительно устойчивый термодинамический режим физически активной материи в подкоровой зоне. Только этим можно объяснить, что за время около 3,5—4 млрд. лет геокосмической и геологической истории Земли, ее кора измеряется всего лишь 30—70 км, а под океанами — и того меньше.

Итак, Земля на данном этапе ее исторического развития представляет сложную макроскопическую систему, состоящую из литосферы — коры, мощность которой составляет всего лишь 1—2% мощности мантии, и подкорового вещества — мантии и ядра Земли, составляющих основную массу планеты.

Подкоровое вещество представляет собой материю, сохранившую колоссальную энергию саморазвития от космического этапа. Это вещество в результате гравитационной дифференциации разделилось на фазовые физико-химические подсистемы (поверхности раздела между ними устанавливает современная геофизика).

Каждая подсистема отличается собственным термодинамическим режимом. Плотность и энергия подсистем возрастают к центру планеты. Физико-химическая сущность этой материи еще недостаточно ясна. Изучение вещества внутренних сфер Земли, разработка мероприятий по освоению и использованию его в народном хозяйстве — задача не только геологической науки. Это, прежде всего, задача физики и физической химии, а также технических наук, поскольку подкоровое вещество представляет — и по условиям залегания, и по своим свойствам — особый вид материи, с которой человечество еще не сталкивалось. Вскрытие же подкорового вещества и овладение им является насущной задачей современной науки и техники.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. В. М. Букановский. О предмете геологии и ее месте в системе неорганического естествознания в свете воззрений Ф. Энгельса. Ученые записки Пермского государственного университета, т. IX, вып. I, 1955.

2. В. И. Вернадский. История минералов земной коры, том I, вып. 1. Научно-хим. Техиздат, Л., 1923.
3. Д. Д. Иваненко. Материя и физические поля. Сб. «Земля во Вселенной». Изд-во «Мысль», М., 1964.
4. Б. Н. Иванов. Новая физика. Изд-во АН СССР, М., 1963.
5. А. Ф. Капустинский. К теории Земли. Сб. «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, М., 1956.

## ПОЗДНЕЮРСКИЕ ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ РАЙОНА ОЗЕРА ЭЛЬТОН И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

*М. С. Зиновьев*

Данные о стратиграфии верхнеюрских отложений района озера Эльтон имеются в работах многих авторов [2, 5, 8, 10 и др.], однако изучению остатков фауны из этих отложений посвящено очень мало исследований [6, 7, 9, 10]. Двустворчатые моллюски этого района вообще никем не изучались.

Собранная и обработанная нами коллекция двустворчатых моллюсков содержит 35 видов, перечисленных в таблице 1, где указана стратиграфическая приуроченность ископаемых остатков фауны в разрезе верхней юры горы Улаган на восточном побережье озера Эльтон, приведены сведения о времени существования определенных нами видов в нашей стране и за ее пределами, а также отмечены виды, впервые встреченные в СССР или в данном районе. Как видно из таблицы 1, только шесть видов упоминались предыдущими исследователями [2, 8], но описаны не были. Этот пробел в изучении позднеюрских двустворчатых моллюсков района озера Эльтон частично восполнен нашими статьями [5, 6, 7], где описаны 15 из перечисленных в списке видов, а также приведены описание разреза и уточненная схема стратиграфии верхней юры данного района, изложены некоторые сведения по экологии и палеогеографии.

В настоящей работе, во избежание повторений, дано лишь описание еще 10 видов, за исключением представителей отрядов *Heterodonta* и *Desmodonta*, которых нельзя охарактеризовать здесь из-за ограниченного объема статьи, и приведены некоторые соображения об использовании данных о двустворчатых моллюсках при разграничении стратиграфических подразделений юрской системы.

На основании анализа наших материалов и литературных источников можно утверждать, что двустворчатые моллюски не обладают столь большой изменчивостью родов во времени, как некоторые другие организмы, например, аммониты. Поэтому для разделения ярусов юрской системы практически нельзя пользоваться родами и подродами двустворчатых моллюсков, что в первую очередь рекомендуется правилами стратиграфической классификации [12, стр. 26]; приходится ограничиваться группами видов, а это значительно усложняет задачу благодаря обилию видов этих организмов, существовавших в юрском периоде.

Однако изучение и обобщение данных об изменении групп видов полезно при решении вопроса о границах стратиграфических подразделений юрской системы. Это видно хотя бы на примере нашего небольшого материала. Так, проследив географическое распространение и время существования 35 изученных видов везде, где они известны, мы можем судить о характере смены видовых комплексов во времени (табл. 1): ви-

Таблица 1

№ п/п	Названия видов	Стратиграфическая приуроченность ископаемых остатков фауны в районе озера Эльтон						Время существования изученных видов на территории СССР и за ее пределами					
		cl	ox <sub>1</sub> <sup>2</sup>	ox <sub>1</sub> <sup>3</sup>	km <sub>2</sub>	v		bj	bt	cl	ox	km	v
1.	Nucula calliope Orb.	×	+	+	+				—	—	—	—	—
2.	N. caecilia Orb.	×		ocf.					—	—	—	—	—
3.	N. cepha Lor.				ocf.				—	—	—	—	—
4.	N. menkii Roem.		+	+					—	—	—	—	—
5.	Leda medusa Boriss.			+					—	—	—	—	—
6.	Parallelodon keyserlingii (Orb.)			+					—	—	—	—	—
7.	P. rouillieri (Lah.)			+					—	—	—	—	—
8.	P. cepha (Lor.)			+					—	—	—	—	—
9.	P. pictum (Milasch.)		+	+					—	—	—	—	—
10.	P. rhomboidale (Contej.)	×	+	+	+				—	—	—	—	—
11.	Oxytoma inaequalis (Sow.)			+					—	—	—	—	—
12.	Pinna mitis Phill.			+					—	—	—	—	—
13.	Chlamys lahusei (Boriss. et Ivan.)			+					—	—	—	—	—
14.	Chl. ambigua (Münst.)			+					—	—	—	—	—
15.	Chl. fibrosa (Sow.)			+					—	—	—	—	—
16.	Chl. velata (Goldf.)			+					—	—	—	—	—
17.	Camptonectes lens (Sow.)		+	+					—	—	—	—	—
18.	Lima alternicosta Buv.			+					—	—	—	—	—
19.	L. rigida (Sow.)			+					—	—	—	—	—
20.	Limatula elliptica (Whiteav.)			+					—	—	—	—	—
21.	Gryphaea dilatata Sow.	×	×	o cf.					—	—	—	—	—
22.	Exogyra nana (Sow.)			×		+			—	—	—	—	—

п/п №	Названия видов	Стратиграфическая приуроченность ископаемых остатков фауны в районе озера Эльтон						Время существования изученных видов на территории СССР и за её пределами					
		cl	ox <sub>1</sub> <sup>2</sup>	ox <sub>1</sub> <sup>3</sup>	km <sub>2</sub>	v		bj	bt	cl	ox	km	v
23.	<i>Ex. virgula</i> (Defr.) . . . . .			0	×							—	—
24.	<i>Myoconcha radiata</i> Orb. . . . .	+		+								—	—
25.	<i>Modiolus hamoveranus</i> (Struckm.) . . . . .			+cf.								—	—
26.	<i>Arcomytilus pectinatus</i> (Sow.) . . . . .	×		×								—	—
27.	<i>Astarte striato-costata</i> Münster. . . . .			+								—	—
28.	<i>A. cordata</i> Trautsch. . . . .			+								—	—
29.	<i>Opis elongata</i> Lah. . . . .			+								—	—
30.	<i>Anisocardia tenera</i> (Sow.) . . . . .			+								—	—
31.	<i>Mactromya aceste</i> (Orb.) . . . . .			+								—	—
32.	<i>Pholadomya hemicardia</i> Roem. . . . .			0								—	—
33.	<i>Goniomya ornata</i> (Münst.) . . . . .			+								—	—
34.	<i>Pleuromya alduini</i> (Brongn.) . . . . .			+								—	—
35.	<i>P. sinuosa</i> (Roem.) . . . . .			+	+							?	—

Примечание. Виды: × — встречающиеся здесь также предыдущими исследователями; + — встречающиеся в данном районе впервые; 0 — встречающиеся впервые на территории СССР. — — — — — Время существования вида в СССР — — — — — то же; за пределами СССР.

дов, существовавших в бате и перешедших в келловей — 8, появившихся в келловее — 16, закончивших существование в келловее — 1, перешедших из келловей в оксфорд — 23, появившихся в оксфорде — 9, закончивших существование в оксфорде — 21, перешедших в кимеридж — 11, появившихся в кимеридже — 2. Получается, что количество изученных видов, общих для бата и келловей, а также оксфорда и кимериджа, примерно одинаково (8—10), а видов, общих для келловей и оксфорда, примерно в два раза больше (23).

Следовательно, мы имеем довольно отчетливый келловейско-оксфордский комплекс видов, который можно использовать при разграничении бата и келловей, с одной стороны, и оксфорда и кимериджа — с другой. Труднее пользоваться видами двустворчатых моллюсков для разграничения келловей и оксфорда из-за большой близости фауны этих ярусов, однако и здесь наблюдаются различия в видовых комплексах двустворчатых моллюсков, выражающиеся прежде всего в появлении в оксфорде ряда новых видов, не известных в келловее — *Nucula cerpha* Lor., *Parallelodon cerpha* (Lor.), *Lima rigida* (Sow.), *Myoconcha radiata* Orb., *Opis elongata* Lah., *Mactromya aeste* (Orb.) и др. Значит, двустворчатые моллюски вполне могут быть использованы при разграничении стратиграфических подразделений юрской системы, хотя и не являются ведущей группой организмов в этом отношении.

### ОПИСАНИЕ ВИДОВ \*

Семейство *Nuculidae* Orbigny, 1844

Род *Nucula* Lamarck, 1799

*Nucula* cf. *cerpha* Lorient, 1894

(табл. I, фиг. 6)

1894. *Nucula cerpha* Lorient [19, стр. 34, табл. 4, фиг. 9, 10].

Описание и сравнение. Раковина маленькая, овальная, умеренно выпуклая, несколько неравносторонняя с более вытянутым передним краем. Передний и задний края округленные, плавно переходящие в слегка выпуклый нижний край. Макушки маленькие, слабо выдающиеся, несколько смещенные к заднему краю. Поверхность раковины гладкая с едва заметными концентрическими линиями нарастания.

Фиг. 6

Длина створки, мм	8	6
Высота створки, мм	5	4
Выпуклость створки, мм	2	1,5

От близкого вида *N. palmae* Sowerby [24, т. V, стр. 117] наши экземпляры отличаются меньшей высотой раковины, большей ее удлиненностью и большей неравносторонностью.

Распространение \*\*. Вид *N. cerpha* Lor. был известен лишь в оксфорде на территории Швейцарии. Форма, определенная нами как *N. cf. cerpha* Lor., зафиксирована в раннем оксфорде (ох<sup>3</sup>) в районе озера Эльтон.

\* Описание производится по упрощенной схеме, синонимика везде сильно сокращена.

\*\* Имеется в виду распространение вида во времени (время его существования) и в пространстве (географическое распространение).

*Nucula* cf. *menkii* Roemer, 1836.

(табл. I, фиг. 13)

1836. *Nucula menkii* Roemer [23, стр. 98, табл. 6, фиг. 10].

1884. *Nucula menkei* Maillard [21, стр. 110, табл. 3, фиг. 28].

Описание и сравнение. Раковина маленькая, треугольно-овальная, умеренно выпуклая с удлинением суженным передним и более коротким, сильно усеченным задним краем. Макушка небольшая, слабо выдающаяся, смещенная к заднему краю и несколько загнутая назад. На поверхности раковины едва заметны концентрические линии нарастания. Длина створки 6 мм, высота 5 мм, выпуклость 1,5 мм.

От раковин близкого вида *N. hausmanni* Roemer [23, стр. 98] наш экземпляр отличается менее выдающейся макушкой, меньшим смещением ее к заднему краю и меньшей усеченностью последнего.

Распространение. Вид *N. menkii* Roem. был известен в кимеридже в Англии и в кимериджском и волжском веках \* на территории Франции, Швейцарии и ФРГ. Форма, определенная нами как *N. cf. menkii* Roem., зафиксирована в позднем кимеридже в районе озера Эльтон.

Семейство *Pectinidae* Lamarck, 1801

Род *Chlamys* Bolten, 1798, s. l.

Подрод *Chlamys* Bolten, 1798, s.s.

*Chlamys* (*Chlamys*) *lahuseni* (Borissiak et Ivanov, 1917)  
(табл. I, фиг. 1, 2)

1917. *Pecten lahuseni* Борисьяк и Иванов [3, стр. 11, табл. 2, фиг. 9]

1955. *Chlamys lahuseni* Герасимов [4, стр. 117, табл. 26, фиг. 13].

Описание и сравнение. Раковина средней величины, вытянутая в высоту, с почти равными и одинаково слабо выпуклыми створками. По бокам довольно острой макушки имеются два ушка, из которых переднее больше заднего, особенно на правой створке. Радиальные ребра (24—26 шт.) простые, цилиндрические, тонкие. Они расположены довольно густо и пересекаются многочисленными тонкими концентрическими струйками, образующими в местах пересечения острые чашуйки.

	фиг. 2	фиг. 1
Длина створки, мм	26	25
Высота створки, мм	29	29
Выпуклость створки, мм	3	2,5

От близкого вида *Chl. viminea* (Sowerby) [24, т. VI, стр. 81] описываемый вид отличается меньшими размерами раковины и большим количеством радиальных ребер, а от вида *Chl. ambigua* (Münster) — характером радиальных ребер, которые у последнего осложнены продольной бороздкой, проходящей примерно посередине ребра.

Распространение. Вид известен в среднем и позднем келловее в центральных областях Европейской части СССР. Обнаружен нами в раннем оксфорде (ох<sub>1</sub><sup>3</sup>) в районе озера Эльтон. За рубежом не известен.

*Chlamys* (*Chlamys*) cf. *ambigua* (Münster, 1834)  
(табл. I, фиг. 4)

1834. *Pecten ambiguus* Münster in Goldfuss [17, стр. 46, табл. 90, фиг. 5].

1961. *Chlamys ambigua* Сибирякова [11, стр. 88, табл. 11, фиг. 4—6].

\* Вместо ряда наименований региональных ярусов (титон, портланд, волжский и др.) мы пользуемся названием волжский ярус (век), которое рекомендуется МСК СССР для включения в качестве планетарного яруса в единую стратиграфическую шкалу юрской системы.

Описание и сравнение. Раковина небольшая, несколько вытянутая в высоту, слегка выпуклая, с заостренными, но слабо выступающими макушками. Поверхность раковины покрыта 22—24 радиальными ребрами, пересекающимися тонкими концентрическими струйками. По середине радиальных ребер проходят продольные бороздки, начинающиеся несколько ниже макушки. Длина створки 9 мм, высота — 11 мм, выпуклость 1 мм.

Близкими к *Chl. ambigua* (Münst.) являются виды: *Chl. subambigua* (Borissiak et Ivanov) [3, стр. 18] и *Chl. viminea* (Sow.), однако раковина первого вида отличается от описываемой значительно меньшим количеством радиальных ребер. Второй вид имеет иной характер радиальных ребер, — они простые, не разделенные продольными бороздками.

Распространение. Вид *Chl. ambigua* (Münst.) известен в байосе-оксфорде в области альпийской складчатости юга СССР и в позднем оксфорде в Приуралье. Вне СССР вид известен в байосе-келловее в Польше, ФРГ, Франции, Бельгии. Форма, определенная нами как *Chl. cf. ambigua* (Münst.), зафиксирована в раннем оксфорде (ox<sub>1</sub><sup>3</sup>) в районе озера Эльтон.

Подрод *Aequipecten* Fischer, 1887

*Chlamys* (*Aequipecten*) *fibrosa* (Sowerby, 1816)

(табл. I, фиг. 8—10)

1816. *Pecten fibrosus* Sowerby [24, т. II, стр. 84, табл. 136, фиг. 2].

1850. *Pecten subfibrosus* Orbigny [22, т. I, стр. 373, № 423].

1955. *Chlamys* (*Aequipecten*) *fibrosa* Герасимов [4, стр. 118, табл. 26, фиг. 8, 9].

Описание и сравнение. Раковина средней величины, округлая, равносторонняя, с несколько более выпуклой левой створкой. Радиальные ребра простые, довольно широкие, округленные, в количестве 10—12. В междуреберных бороздках располагаются тонкие радиальные струйки. Концентрическая скульптура в виде тонких линий (в бороздках) и правильно расположенных чешуек на радиальных ребрах (в местах их пересечения).

Фиг. 8

Длина створки, мм	22	21	17	11
Высота створки, мм	24	23	19	12
Выпуклость створки, мм	2	2	1,5	1

Ввиду того, что концентрическая скульптура одинаково развита на обеих створках раковин вида *Chl. fibrosa* (Sow.) и вида *Chl. subfibrosa* (Orb.), мы, вслед за В. Аркеллом [13] и П. А. Герасимовым [4], считаем разделение этих видов необоснованным и рассматриваем наименование *Chl. subfibrosa* (Orb.) в качестве синонима *Chl. fibrosa* (Sow.).

Близкими к описываемому являются виды *Chl. vagans* (Sowerby) [24, т. VI, стр. 82] и *Chl. socolowi* (Borissiak et Ivanov) [3, стр. 46]. Однако раковина первого из названных видов обладает меньшим числом радиальных ребер (8—9), а также более грубой и неравномерной наружной скульптурой на левой створке. Раковина второго вида отличается значительно большим количеством радиальных ребер (23) и правильным чередованием радиальных ребер первого и второго порядка, что не свойственно раковинам *Chl. fibrosa* (Sow.).

Распространение. Вид существовал в среднем келловее-оксфорде на территории всей Русской платформы, кроме Днепровско-Донецкой впадины, а также на Мангышлаке, Сев. Кавказе и в Закавказье. Обнаружен нами в раннем оксфорде (ox<sub>1</sub><sup>3</sup>) в районе озера Эльтон. За

пределами СССР известен в келловее и оксфорде в Англии, Франции, Швейцарии, ФРГ, ГДР и в оксфорде в Польше.

Подрод *Velata* Quenstedt, 1858

*Chlamys* (*Velata*) cf. *velata* (Goldfuss, 1836)

(табл. I, фиг. 11)

1836. *Spondylus velatus* Goldfuss [17, стр. 94, табл. 105, фиг. 4].  
 1904. *Hinnites bonjourii* Lorient [20, стр. 231, табл. 25, фиг. 1, 2].  
 1931. *Velata anglica* Arkell [13, ч. III, стр. 120, табл. 9, фиг. 12].  
 1961. *Velopecten velata* Сибирякова [11, стр. 90, табл. 11, фиг. 8—11].

Описание и сравнение. Раковина довольно крупная, слегка скошенная, вытянутая в длину. Ушки почти неотделимы от остальной части створки. Раковина покрыта многочисленными (до 30) тонкими, близко расположенными, волнистыми радиальными ребрами, пересекающимися концентрическими линиями нарастания, и складками, придающими раковине смятый вид. Находящееся в нашем распоряжении несколько деформированное ядро правой створки имеет длину 52 мм и высоту 47 мм.

От раковин близкого вида *Chl. spondylioides* (Roemer) [23, стр. 87] раковины описываемого вида отличаются меньшей удлинненностью и отсутствием промежуточных радиальных ребер. Что касается раковин, описанных П. Лориолем и В. Аркеллом как *Hinnites bonjourii* и *Velata anglica*, то они ничем существенно не отличаются от раковин вида *Chl. velata* (Goldf.) и поэтому причисляются нами к последнему.

Распространение. Вид *Chl. velata* (Goldf.) известен в бате на Б. Балхане, в келловее на Сев. Кавказе и в Азербайджане, в оксфорде в Азербайджане и в центральных областях Европейской части СССР. Вне СССР вид известен в бате-оксфорде в ФРГ, Франции, Швейцарии и Англии. Форма, определенная нами как *Chl. cf. velata* (Goldf.), зафиксирована в раннем оксфорде (ох<sup>3</sup>) в районе озера Эльтон.

Род *Camptonectes* Meek, 1864

*Camptonectes lens* (Sowerby, 1818)

(табл. I, фиг. 3)

1818. *Pecten lens* Sowerby [24, т. III, стр. 3, табл. 205, фиг. 2, 3].  
 1930. *Camptonectes lens* Arkell [13, ч. II, стр. 94, табл. 7, фиг. 1, табл. 9, фиг. 4—7].  
 1961. *Camptonectes lens* Сибирякова [11, стр. 91, табл. 9, фиг. 12, 13].

Описание и сравнение. Раковина средней величины, округлая, с более выпуклой левой створкой. Тонкие, дихотомически ветвящиеся радиальные ребрышки, изгибающиеся от срединной линии к краям створки, пересекаются с частыми тонкими концентрическими линиями. Вследствие этого поверхность створки имеет весьма характерный вид частой сетки с точечными углублениями в местах пересечения ребрышек. На ушках скульптура только концентрическая.

	Фиг. 3 а			
	25	20	11	10
Длина створки, мм	25	20	12	10
Высота створки, мм	4	5	2	3
Выпуклость створки, мм				

Близкими к описываемому являются виды *Campt. annulatus* Sow. и *Campt. laminata* (Sow.), выделенные И. Соверби [24, т. VI, стр. 80; т. III, стр. 4]. Однако раковина первого отличается более четкой концен-

трической скульптурой при менее сильном развитии радиальных ребрышек, а второй вид имеет сильнее вытянутую в высоту левую створку, на крупном переднем ушке которой располагается около 10 вертикальных пластинок.

**Распространение.** Описываемый вид распространен практически повсеместно с байосского по оксфордский век включительно. Зафиксирован нами в раннем оксфорде ( $ox_1^{2?}$ ,  $ox_1^3$ ) в районе озера Эльтон.

Семейство *Limidae* Orbigny, 1847.

Род *Lima* Bruguière, 1792

*Lima* cf. *rigida* (Sowerby, 1816)

(табл. I, фиг. 14)

1816. *Plagiostoma rigida* Sowerby [24, т. II, стр. 27, табл. 114, фиг. 1].

1956. *Lima* (*Plagiostoma*) *rigida* Абдулкасумзаде и Гасанов [1, стр. 41, табл. 1, фиг. 5, 6].

**Описание и сравнение.** Раковина средней величины, немного скошенная, вытянутая в высоту. Это заметно даже на нашем экземпляре, где верхняя часть створки не сохранилась (длина 30 мм, высота 36 мм+). Раковина покрыта тонкими многочисленными (около 100) радиальными ребрами, которые пересекаются также тонкими и многочисленными, но слабо выраженными концентрическими линиями нарастания. Последние более заметны в межреберных промежутках, которые шире ребер. У нижнего края раковины хорошо заметны волнистые складки нарастания.

От раковин близкого вида *L. perrigida* Etallon [25, стр. 240] наша форма отличается более толстыми радиальными ребрами и менее широкими интервалами между ними.

**Распространение.** Вид *L. rigida* (Sow.) известен из оксфорда в центральных областях Европейской части СССР, в Зап. Грузии и Азербайджане, а за пределами СССР — в Англии, Франции и ФРГ. Форма, определенная нами как *L. cf. rigida* (Sow.), зафиксирована в раннем оксфорде ( $ox_1^3$ ) в районе озера Эльтон.

Род *Limatula* Wood, 1839

*Limatula* cf. *elliptica* (Whiteaves, 1861)

(табл. I, фиг. 12)

1861. *Lima elliptica* Whiteaves [26, стр. 146, табл. 9в, фиг. 3, 4].

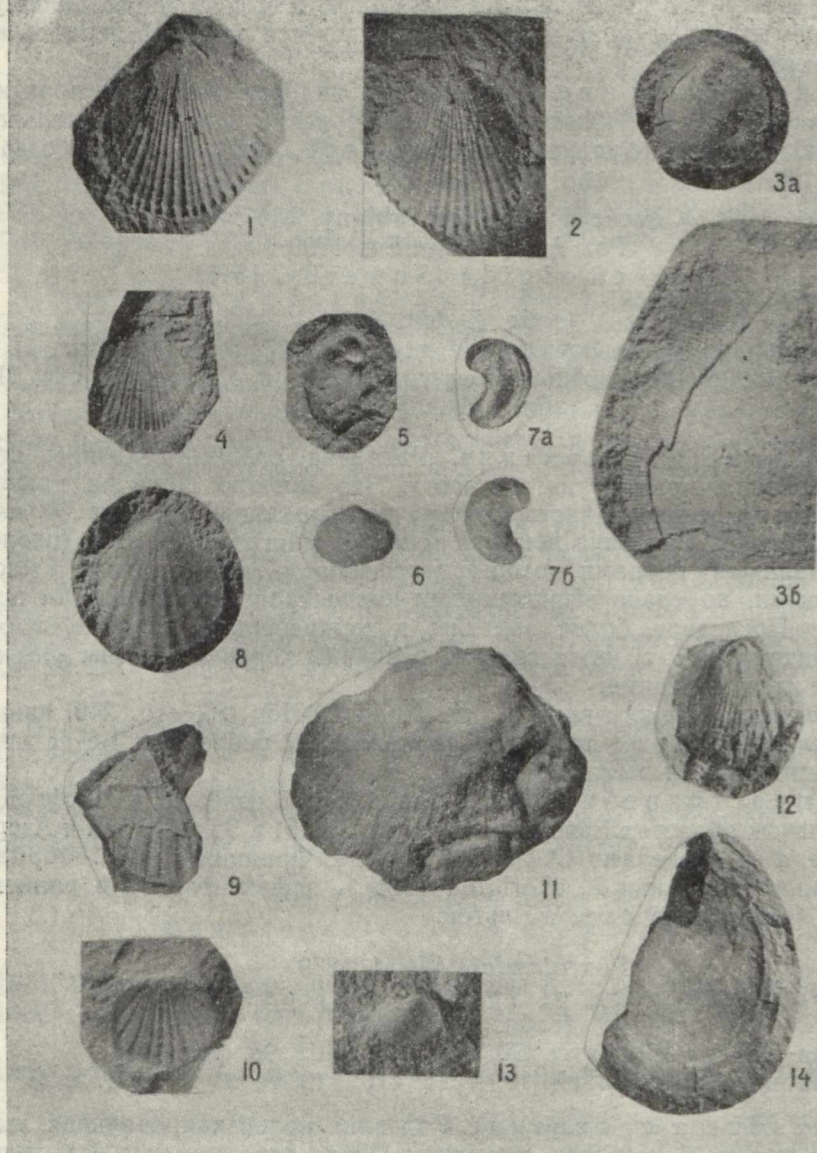
1932. *Limatula elliptica* Arkell [13, ч. IV, стр. 143, табл. 15, фиг. 1, 2].

**Описание и сравнение.** Раковина маленькая, овальная, вытянутая в высоту и умеренно скошенная. Ушки едва заметны, макушки слабо выдающиеся. На имеющемся в нашем распоряжении ядре прослеживается в средней части створки 12 радиальных ребер, а тонких радиальных ребрышек второго порядка, характерных для этого вида, не видно. Концентрические линии роста многочисленны, но заметны слабо, лучше всего — в межреберных промежутках. Длина створки 6 мм, высота 8 мм, выпуклость 1 мм.

От раковин близкого вида *L. suprajurensis* Contejean [14, стр. 351] наш экземпляр отличается более скошенной и менее вытянутой в длину раковиной, с менее заостренной и слабо выступающей макушкой.

**Распространение.** Вид *L. elliptica* (Whiteav.) был известен лишь в оксфорде на территории Англии. Форма, определенная нами как *L. cf. elliptica* (Whiteav.), зафиксирована в раннем оксфорде ( $ox_1^3$ ) в районе озера Эльтон.

Таблица I



Фиг. 1, 2. *Chlamys lahusei* Boriss. et Ivan. Правая и левая створки  $\times 0,8$ . Гора Улаган в районе озера Эльтон.  $I_3ox^3_1$ .

Фиг. 3. *Camptonectes lens* (Sow.). Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ . 3a — ядро левой створки,  $\times 0,8$ ; 3b — часть того же ядра с остатками раковины,  $\times 2,8$ .

Фиг. 4. *Chlamys cf. ambigua* (Münst.). Ядро правой створки,  $\times 1,6$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ .

Фиг. 5. *Exogyra nana* (Sow.). Левая створка,  $\times 0,8$ . Гора Улаган.  $I_3v$ .

Фиг. 6. *Nucula cf. cepha* Loe. Правая створка,  $\times 1,6$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ .

Фиг. 7. *Exogyra virgula* (Defr.),  $\times 0,8$ . Гора Улаган.  $I_3km_2$ . 7a — правая створка; 7b — левая створка.

Фиг. 8—10. *Chlamys fibrosa* Sow.,  $\times 0,8$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ . 8 — ядро левой створки; 9, 10 — характер ребристости створок.

Фиг. 11. *Chlamys cf. velata* (Goldf.). Ядро правой створки,  $\times 0,8$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ .

Фиг. 12. *Limatula cf. elliptica* (Whiteav.),  $\times 1,6$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ .

Фиг. 13. *Nucula cf. menkii* Roem. Ядро левой створки,  $\times 1,6$ . Гора Улаган.  $I_3km_2$ .

Фиг. 14. *Lima cf. rigida* (Sow.). Отпечаток правой створки,  $\times 0,8$ . Гора Улаган.  $I_3ox^3_1$ .

Семейство *Ostreidae* Lamarck, 1818Род *Exogyra* Say, 1820*Exogyra virgula* (Defrance, 1821)

(табл. I, фиг. 7)

1821. *Ostrea virgula* Defrance [15, т. 20, стр. 26]1831. *Gryphaea virgula* Deshayes [16, стр. 90, табл. 5, фиг. 12, 13]1955. *Exogyra virgula* Герасимов [4, стр. 133, табл. 30, фиг. 13, 16, 17].

Описание и сравнение. Учитывая широкую известность этого вида и наличие ряда описаний его, в частности в специальной монографии Е. Журди [18], мы ограничимся тем, что приведем изображение одной из раковин, найденных нами в отложениях верхнего кимериджа горы Улаган, и некоторыми замечаниями.

Первое упоминание о данном виде имеется в работе М. Дефранса с соавторами [15], где наименование вида является попом *nudum*. Однако Г. Деге [16], впервые описавший и изобразивший этот вид, считает его автором все же Дефранса, как и большинство исследователей в дальнейшем. Это дает основание сохранить авторство вида за Дефрансом, а экземпляры, изображенные Деге, принимать в качестве синтипов.

Рассматриваемый вид отличается от близкого вида, описанного И. Соверби [24, т. II, стр. 82] под названием *Ostrea acuminata* и имеющего сходную по форме раковину, наличием радиальной скульптуры на левой створке и отсутствием таковой на правой. Что же касается близкого вида *Ex. papa* (Sowerby) [24, т. IV, стр. 114], изображение раковины которого из отложений волжского яруса горы Улаган мы также приводим (табл. I, фиг. 5), то в отличие от него раковина вида *Ex. virgula* (Defr.) сильно изогнута в виде запятой с очень загнутой макушкой и характеризуется наличием радиальной скульптуры на поверхности левой створки.

Распространение. Вид *Ex. virgula* (Defr.) существовал в кимеридже на территории центральной, юго-восточной и юго-западной частей Русской платформы и в Крыму, а за пределами СССР — в Польше, ГДР, ФРГ, Франции, Швейцарии и Англии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулкасумзаде М. Р., Гасанов Т. А. Верхнеюрские пелециподы горы Кяпаз (Малый Кавказ). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР т. XVIII, 1965.
2. Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 3, 1934.
3. Борисяк А. А. и Иванов Е. В. *Pelecypoda* юрских отложений Европейской России, вып. V. *Pectinidae*. Труды Геол. комитета, новая серия, вып. 143, 1917.
4. Герасимов П. А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР, ч. I. Госгеолтехиздат, М., 1955.
5. Зиновьев М. С. Некоторые новые данные по стратиграфии юрских отложений района озера Эльтон. Известия вузов. Геол. и разведка, № 4, 1963.
6. Зиновьев М. С. К изучению двустворчатых моллюсков верхней юры окрестностей озера Эльтон. Вестник Харьк. ун-та, № 2, серия географич., вып. 1, 1964.
7. Зиновьев М. С., Троицкая Е. А. Новые данные о фауне оксфордского яруса в районе озера Эльтон. Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 2, ч. 2. Изд-во Саратов. ун-та, 1964.
8. Ильин В. Д., Бояринова Л. А. Геологическое строение района озера Эльтон. Труды ВНИГНИ, вып. IV, 1954.
9. Камышева-Елпатьевская В. Г. О верхнеюрских аммонитах окрестностей озера Эльтон. Труды НИИ геологии Саратов. ун-та, т. 2, вып. 2—3, 1938.
10. Макридин В. П. Брахиоподы юрских отложений Русской платформы и некоторых прилежащих к ней областей. Изд-во «Недра», М., 1964.
11. Сибирякова Л. В. Среднеюрская фауна моллюсков Большого Балхана и ее стратиграфическое значение. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 47, 1961.

12. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Изд-во «Недра», М., 1965.
  13. Arkell W. J. A monograph of British corallian Lamellibranchia. Pt. I—X. Monograph of the Palaeontograph. soc., vol. 81—96. London, 1929—1937.
  14. Contejean M. Étude de l'étage kimmérien dans les environs de Montbeliard. Mém. Société d'Emulation du département du Doubs, 3 sér., vol. 4. Paris, 1859.
  15. De France M. J., Blainville D. E., Leach W. E. Dictionnaire des Sciences naturelles. Vol. 1—61. Strasbourg, Paris, 1816—1845.
  16. Deshayes G. Description de coquilles caractéristiques des terrains. Paris, 1831.
  17. Goldfuss A. Petrefacta Germaniae. Teil II. Dusseldorf, 1834—1840.
  18. Jourdy E. Histoire naturelle des Exogyres. Annales de Paleontol., vol. XIII, fasc. 1, 2, Paris, 1924.
  19. Loriol P. Étude sur les Mollusques du Rauracien inférieur du Jura bernois. Mém. Soc. paleontol. Suisse, vol. 21, Geneve, 1894.
  20. Loriol P. Étude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien. Mém. Soc. paleontol. Suisse, vol. 29—31, Geneve, 1902—1904.
  21. Maillard G. Monographie des Invertébrés du Purbecien du Jura. Mém. Soc. paleontol. Suisse, vol. 11, Geneve, 1884.
  22. Orbigny A. Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Vol. I. Paris, 1850.
  23. Roemer F. Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithen Gebirges. Hannover, 1836.
  24. Sowerby J. The Mineral Conchology of Great Britain. Vol. I—VI. London, 1812—1829.
  25. Thurmann J. et Etallon A. Lethaea Bruntrutana ou études paléontologiques et stratigraphiques sur les terrains Jurassiques supérieurs du Jura bernois et en particulier des environs de Porrentruy. Nouv. Mém. Soc. Helvétique sci. natur., vol. XIX. Zürich, 1862.
  26. Whiteaves J. F. On the Palaeontology of the Coralline Oolites of the Neighbourhood of Oxford. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 3, vol. VIII. London, 1861.
-

## О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕРЫВА МЕЖДУ ОРДОВИКОМ И СИЛУРОМ В ПОДНЕСТРОВЬЕ

Т. Ф. Евсеев

В настоящее время можно считать доказанным существование перерыва между ордовиком и силуром в Поднестровье. Но единого мнения о продолжительности этого перерыва сейчас нет, так как возраст контактирующих отложений ордовика и силура исследователи устанавливают по-разному. Данные, которые мы получили в результате изучения контактирующих ордовикских и силурийских образований, позволяют сделать новые выводы о их возрасте, а отсюда — и о продолжительности перерыва между ордовиком и силуром.

Контактирующими отложениями ордовика и силура в Поднестровье являются соответственно породы молодовского и рестевского горизонтов.

**Молодовский горизонт** сложен серым, с зеленоватым или голубоватым оттенком кварцевым или известковистым мелкозернистым, среднезернистым или крупнозернистым, песчаником, реже (села Каниловка, Надднестрянка, Студеница, Субоч и др.) — серым песчанистым или глинистым известняками. Указанные разновидности песчаников чаще переслаиваются между собой, но иногда представлена одна разновидность. Известняки встречаются в верхней и в нижней частях горизонта. В песчаниках и известняках нередко содержатся гравий и галька в виде отдельных включений или же в виде прослоев мощностью 5—10 см. Гравий состоит главным образом из белого и серого кварца, а галька, достигающая 5 см в поперечнике, — из песчаника, известняка и аргиллита, которые сходны с породами более древнего палеозоя Поднестровья.

В песчаниках и известняках молодовского горизонта местами встречаются отпечатки и ядра брахиопод, трилобитов, пелеципод, гастропод, кораллов, цефалопод, криноидей и других групп фауны. Изученная нами часть фауны, собранной в породах молодовского горизонта, представлена следующими видами:

Брахиоподы: *Lingula quadrata* Eichw., *Platystrophia lutkevichi* Alich., *Sowerbyella sladensis* Iones, *Parmorthis elegantula* (Dalm.), *Dalmanella wesenbergensis* (Wysogorskii), *D. wesenbergensis* var. *vilniusensis* Alich., *Dinorthis* (*Plaesiomys*) *solaris* (Buch), *Nicolella oswaldi* (Buch), *Triplesia insularis* (Eichw.) *Boreadorthis* cf. *sadewitzensis* (Roemer), *Lepetaena* cf. *wesenbergensis* (Roemer).

Трилобиты: *Chasmops wesenbergensis* Schmidt.

Пелециподы: *Modiolopsis incrassata* Eichw.

Гастроподы: *Subulites subula* Koken, *Eunema rupestre* (Eichw.), *Paragrahistoma* cf. *qualteriatum* var. *aequilaterum* (Koken).

Кораллы: *Palaeohalysites piirsaluensis* Sok., *Cyathophyllum pseudoce-ratites* M. Edw. et. Haime, *Aulacophyllum mitratum* M. Edw. et. Haime.

Отложения молодовского горизонта обнажаются по склонам долин р. Днестра и его притоков — Студеницы, Тернавы, Рестево и др. По Дне-

стру молодовский горизонт обнажается от села Молодовы (правый берег) и села Каниловка (левый берег) на востоке, до р. Рестево (правый берег) и села Марьяновка (левый берег) на западе; по р. Студенице — от ее устья до середины расстояния между селами Нефедов Яр и Яцковцы; по р. Тернаве — от села Сурженцы до устья этой реки. Северовосточнее сел Каниловки и Нефедова Яра отложения молодовского горизонта срезаны абразионной поверхностью сеноманской трансгрессии, а юго-западнее р. Рестево и сел Марьяновки и Сурженцы — опускаются ниже уровня эрозии. Таким образом, молодовский горизонт, как и весь палеозой Поднестровья, имеет наклон к юго-западу. Мощность молодовского горизонта изменяется от 0,5 до 4 м. Залегает молодовский горизонт на бакотском горизонте [5] древнего палеозоя, который представлен зелеными и темно-серыми сланцеватыми алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с подчиненными слоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков.

Изучением фауны молодовского горизонта и определением ее возраста занимались советские и зарубежные исследователи. Т. Васкауцану [12], выделивший молодовский горизонт на правом берегу Днестра под названием «песчаники Молодовы», сопоставлял его с ордовикскими слоями Эстонии, от иевских до боркгольмских (поркуни) включительно, и с верхними слоями карадокского и ашгиллским ярусом Англии. О. И. Никифорова [8] считает, что молодовский горизонт отвечает какой-то части ликгольмских (набала, vormsi) слоев Прибалтики. По Т. Н. Алиховой [1] и Г. Г. Астровой [3] молодовский горизонт включает отложения верхов среднего и низов верхнего ордовика Прибалтики. Фитопланктон молодовского горизонта, согласно В. В. Тимофееву [11], наиболее близок фитопланктону слоев кейла (верхи среднего ордовика) Эстонии.

Приведенный выше комплекс окаменелостей молодовского горизонта обнаруживает ближайшее сходство с фауной ордовика Прибалтики. Стратиграфический анализ брахиопод и трилобитов указывает, что среди них содержится наибольшее количество общих видов — *Sowerbyella sladensis*, *Platystrophia lutkevichi*, *Dalmanella wesenbergensis*, *D. wesenbergensis* var. *vilniusensis*, *Nicolella oswaldi*, *Boreadorthis* cf. *sadewitzensis*, *Leptaena* cf. *wesenbergensis*, *Chasmops wesenbergensis* — с характерными видами ракверского (везенбергского) горизонта [2, 9]. Эти виды и встречаются чаще. Значительно меньше общих видов с характерными видами горизонтов набала и vormsi.

**Рестевский горизонт** составляет нижнюю часть силурийских отложений Поднестровья. Он представлен горизонтальнослоистой толщей, которая сложена серыми и зеленовато-серыми сланцеватыми аргиллитами и мергелями, переслаивающимися с подчиненными слоями известняков мощностью от 1 до 20 см. Реже (село Сурженцы на р. Тернава и др.) в разрезе горизонта преобладают известняки, а аргиллиты и мергели занимают подчиненное положение. Характерной особенностью отложений рестевского горизонта является присутствие в них желваков пирита.

В составе окаменелостей рестевского горизонта наиболее часто встречаются брахиоподы, представленные по нашим определениям: *Bilobites bilobus* L., *Cyrtia exporrecta* (Wahl.), *Plectatrypa imbricata* (Sow.), *Atrypa reticularis* L., *A. analoga* Wenjuk., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Rhipidomella staszici* Kozl., *Parmorthis elegantula* (Dalm.), *Sowerbyella transversalis* (Wahl.) s. lato, *Stropheodonta studenitzae* (Wenjuk.), *Barrandella linguifera* (Sow.), *Wilsonella davidsoni* (Mc Coy), *Spirifer togatus* Barr., *Meristella podolica* Nikif. и др.

Из трилобитов в рестевском горизонте чаще встречается *Calymene blumenbachii* Brongh., реже *C. tuberculata* Brünnich. Кроме брахиопод и трилобитов, в рестевском горизонте встречаются также цефалоподы — *Dawsonoceras annulatum* (Sow.) и др., граптолиты — *Monograptus* cf. *riccartonensis* Lapwort, табуляты, криноидеи, описанные В. С. Крандиевским [7] остракоды и др. группы фауны.

Отложения рестевского горизонта обнажаются по склонам долин Днестра и его притоков. В обнажениях долины Днестра рестевский горизонт прослеживается между селом Каниловка на востоке и устьем р. Тернавы на западе. Крайние северные пункты распространения рестевского горизонта в обнажениях левобережных притоков Днестра: по р. Студенице — село Нефедов Яр, а по р. Тернаве — село Тернава. Северо-восточнее линии Каниловка — Нефедов Яр — Тернава рестевский горизонт срезается поверхностью сеноманской трансгрессии, а к юго-западу от устья р. Тернавы он опускается под уровень эрозии. Мощность отложений рестевского горизонта колеблется в пределах 6—10 метров.

Переход рестевского горизонта в молодовский горизонт ордовика литологически резкий. На левом склоне долины Днестра между Каниловкой и Надднестрянкой наблюдается неровная размытая поверхность пород молодовского горизонта, а в основании рестевского горизонта здесь встречаются плитки (до 20 см в поперечнике) известковистых песчаников и известняков, представляющих собой базальный силурийский галечник. Говоря о размытой поверхности кровли песчаников молодовского горизонта И. Д. Гофштейн отмечает наличие коры пустынного загара на этих песчаниках [4]. На основании изучения брахиопод молодовского и рестевского горизонтов О. И. Никифорова [8] и Т. Н. Алихова [1] пришли к выводу о наличии стратиграфического перерыва между этими горизонтами.

Существуют следующие взгляды на возраст рестевского горизонта. Т. Васкауцану [12], выделивший эти отложения под названием «слои Рестево», сопоставлял их с лlandoверийскими подразделениями G—H Эстонии и 6—7 Норвегии. О. И. Никифорова [8] вначале относил «подгоризонт Рестево» к низам лlandoверийского яруса, а позже [10] — к адаверскому горизонту лlandoверийского яруса Эстонии. Т. Н. Алихова [1] отмечает между молодовским и китайгородским горизонтами песчаные известняки с типичной лlandoверийской фауной. В. С. Крандиевский [6] на основании изучения остракод устанавливает соответствие рестевского горизонта тамсалускому горизонту среднего лlandoвери Прибалтики. Таким образом, о лlandoверийском возрасте рестевского горизонта существует единое мнение, не совпадают взгляды только в том, какой части этого яруса он соответствует.

К иному выводу о возрасте рестевского горизонта приводит стратиграфический анализ брахиопод и некоторых представителей других групп фауны, собранных нами в изучаемых отложениях. Так, характерные для рестевского горизонта *Atrypa analoga*, *A. (?) lindströmi*, *Meristella podolica*, *Khipidomella staszici* и *Stropheodonta studenitzae* являются местными видами, принадлежащими родам широкого вертикального распространения. *Bilobites bilobus*, *Cyrtia exporrecta*, *Atrypa reticularis*, *Leptaena rhomboidalis* и *Parmorthis elegantula* распространены в Европе, а некоторые из этих форм — на Урале и в Средней Азии от лlandoвери до лудлова. *Plectatrypa imbricata* на о. Готланд, в Норвегии и Англии ограничивает свое распространение лlandoвери и венлоком. *Sowerbyella transversalis* в Норвегии встречается в лlandoвери и вен-

локе, а в Англии — лишь в венлоке. Только для венлока в Англии характерна и *Barrandella linguifera*, а в Поднестровье она встречается и в более молодых образованиях силура. *Wilsonella davidsoni* в Англии, а *Spirifer togatus* в Богемии имеют распространение в венлоке и лудлове.

Все упомянутые виды брахиопод в Поднестровье переходят и в выше лежащий китайгородский горизонт; *Atrypa reticularis*, *Leptaena rhomboidalis* и *Parmorthis elegantula* встречаются и в мукшинском горизонте, а *Bilobites bilobus* известен в еще более молодом — борщовском горизонте силура. Наиболее часто встречающимися видами в рестевском горизонте являются *Atrypa reticularis*, *A. analoga*, *Sowerbyella transversalis*, *Meristella podolica* и *Parmorthis elegantula*.

Среди приведенных выше брахиопод нет ни одного вида, который мог бы указывать на исключительно лландоверийский возраст рестевского горизонта. Не может характеризовать этот его возраст и комплекс брахиопод в целом. Присутствие же в нем известных только из венлока или появляющихся только в венлоке *Barrandella linguifera*, *Wilsonella davidsoni* и *Spirifer togatus* дает основание считать возраст рестевского горизонта венлокским. Описанная О. И. Никифоровой [8] из рестевского горизонта *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow. также не может указывать на лландоверийский возраст содержащих ее отложений, так как в силуре Поднестровья эта форма встречается не только в рестевском горизонте, но также в средней пачке китайгородского и даже в мукшинском горизонте, возраст которого не древнее венлокского.

Из трилобитов, часто встречающихся в рестевском горизонте, *Calyptene blumenbachi* имеет распространение от лландовери до лудлова, а *C. tuberculata* является характерной венлокской формой.

*Dawsonoceras annulatum* в силуре Европы имеет широкое вертикальное распространение, а *Monograptus* cf. *riccartonensis*, найденный в рестевском горизонте у с. Студеницы, в Западной Европе характеризует вторую снизу зону венлокского яруса; в Прибалтике он встречается в горизонте яани венлока.

Таким образом, приведенная стратиграфическая характеристика брахиопод указывает не на лландоверийский, а на ранневенлокский возраст рестевского горизонта. Ранневенлокскому его возрасту не противоречат некоторые названные выше представители других групп фауны, кроме остракод, монографически изученных В. С. Крандиевским [7].

Перерыв в отложении осадков между молодовским и рестевским горизонтами существовал, начиная с набальского времени карадокского века ордовика до венлокского века силура.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алихова Т. Н. О возрасте молодовского горизонта и о границе между ордовиком и силуром в Поднестровье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
2. Алихова Т. Н. Корреляция ордовикских отложений Европейской части СССР и Западной Европы. Стратигр. и коррел. ордовика и силура, XXI сессия междунар. геол. конгресса. Гостоптехиздат, Л., 1960.
3. Астрова Г. Г. К вопросу о возрасте силурийских отложений Подолии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37 (2), 1962.
4. Гофштейн И. Д. О несогласии на границе нижнего и верхнего силура в Поднестровье. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1954.
5. Евсеев Т. Ф. К стратиграфии доготландского палеозоя Подолии. Зап. геол. ф-та ХГУ, т. 12, 1955.
6. Крандієвський В. С. Про стратиграфічну неповноту ландоверського ярусу на Поділлі. ДАН УРСР, № 2, 1960.
7. Крандієвський В. С. Фауна остракод силурійських відкладів Поділля. Вид-во АН УРСР, К., 1963.

8. Никифорова О. И. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подолии. Труды ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1954.
9. Рыбусокс А. К. Стратиграфия и палеогеография ордовика Эстонской ССР. Стратигр. и коррел. ордовика и силура, XXI сессия междунар. геол. конгресса. Гостоптехиздат, Л., 1960.
10. Стратиграфия СССР, силурийская система. Изд-во «Недра», М., 1965, стр. 71—95.
11. Тимофеев В. В. О фитопланктоне и дисперсных спорах ордовика, силура и нижнего девона Прибалтики, Свентокшиских гор и Подолии. ДАН СССР, т. 150, № 1, 1963.
12. Vascautani Th. Les formations siluriennes de la rive Roumaine du Dniester. Extras din An. Inst. Geol. al Rom., vol. XV, 1931.

## НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АХТЫРСКОЙ ПЛОЩАДИ (ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА)

И. И. Литвин

Для выяснения стратиграфии и вещественного состава нижнемеловых отложений Ахтырской площади изучены образцы пород из скважины № 7, пробуренной геологоразведочной экспедицией треста «Полтаванефтегазразведка» в 1965 г. возле села Мошенки, Ахтырского района, Сумской области. В интервале 797—962,5 м скважиной пройдены сеноманские и нижнемеловые породы, залегающие на пестроцветах верхней юры. Альб-сеноманские отложения (интервал 797—836,5 м) не охарактеризованы керном, поэтому мы рассмотрим только особенности нижележащих континентальных образований аптского и нерасчлененных готеривского и барремского ярусов.

**Аптский ярус.** К аптскому ярусу отнесены континентальные отложения общей мощностью 26 м (интервал 836,5—862,5 м). В трех образцах глин из этих отложений обнаружены споры и пыльца, видовой состав которых приведен в табл. 1 (определение Н. Т. Ереминой).

В составе изученных спорово-пыльцевых спектров преобладают споры папоротникообразных (51,5—85%), в меньшем количестве присутствует пыльца голосемянных (14—45,5%) растений.

Папоротникообразные представлены преимущественно спорами семейства *Gleicheniaceae* (27—55%) со значительным видовым разнообразием. В меньшем количестве присутствуют споры семейства *Dicksoniaceae* (6—10%) и *Schizaeaceae* (6,5—7,5%), единично — споры семейства *Ophioglossaceae*.

Среди пыльцы голосемянных растений преобладает пыльца семейства *Pinaceae* (1,5—37%), причем наблюдается существенное колебание ее содержания в составе отдельных спектров. В малом количестве и непостоянно присутствует пыльца семейств *Cupressaceae*, *Ginkgoaceae*, *Caytoniaceae*, *Podocarpaceae*.

Изученный спорово-пыльцевой комплекс по видовому составу и количественному соотношению спор и пыльцы очень близок к аптским спорово-пыльцевым комплексам Европейской части СССР в целом (и Днепро-Донецкой впадины в частности). На основании этого содержащие его отложения рассматриваются нами как континентальные аналоги аптского яруса.

Отложения аптского яруса представлены глинистыми и песчаными породами с незначительным количественным преобладанием первых. Глины серые, местами грязно-серые и черные, углистые, тонкоотмученные, неслоистые, известковистые. Иногда наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, появление которой обусловлено наличием примесей светло-серого алеврита на плоскостях наложения. Довольно часто в глинах встречаются обуглившиеся растительные остатки, ориентированные в различных направлениях, в том числе и вертикально. Присут-

Таблица 1

Состав спор и пыльцы аптского яруса  
(Ахтырская площадь, скважина № 7), %

Виды спор и пыльцы	Образец 1, глубина 845,5—847,5 м	Образец 2, глубина 847,5—853 м	Образец 3, глубина 847,5—853 м
<i>Ophioglossum</i> sp. . . . .	2	0,5	0,5
<i>Anemia exilioides</i> (Mal.) Bolkh. . . . .	—	—	1
<i>Anemia macrorhyza</i> (Mal.) Bolkh. . . . .	—	—	2,5
<i>Anemia</i> sp. . . . .	2	—	—
<i>Lygodium</i> sp. . . . .	—	3,5	—
<i>Schizaea</i> sp. . . . .	—	—	0,5
<i>Pelletieria minutaestriata</i> Bolkh. . . . .	—	2,5	—
<i>Pelletieria minor</i> (Mal.) Bolkh. . . . .	—	0,5	—
<i>Pelletieria</i> sp. . . . .	5	—	3,5
<i>Gleichenia laeta</i> Bolkh. . . . .	9	15	7,5
<i>Gleichenia angulata</i> (Naum.) Bolkh. . . . .	7	3,5	2
<i>Gleichenia delicata</i> Bolkh. . . . .	10	9	5
<i>Gleichenia stellata</i> Bolkh. . . . .	5	5	—
<i>Gleichenia umbonata</i> Bolkh. . . . .	—	5,5	—
<i>Gleichenia triplex</i> Bolkh. . . . .	7	—	1
<i>Gleichenia rasilis</i> Bolkh. . . . .	2	—	1
<i>Gleichenia</i> sp. . . . .	10	17	10,5
<i>Dicksonia</i> sp. . . . .	2	—	0,5
<i>Coniopteris</i> sp. . . . .	3	8,5	5
<i>Cibotium</i> sp. . . . .	1	1,5	0,5
<i>Leiotriletes</i> Naum. . . . .	—	4	7,5
<i>Lophotriletes</i> Naum. . . . .	—	—	0,5
<i>Trachytriletes</i> Naum. . . . .	—	0,5	—
Неопределенные споры . . . . .	11	8,5	2,5
<i>Caytonia</i> sp. . . . .	—	—	0,5
<i>Ginkgo</i> sp. . . . .	—	4	—
<i>Podocarpus</i> sp. . . . .	—	—	1,5
<i>Picea</i> sp. . . . .	2	—	14,5
<i>Cedrus libaniformis</i> Bolkh. . . . .	—	—	5
<i>Cedrus</i> sp. . . . .	4	—	2
<i>Pinus</i> sp. . . . .	8	1,5	15,5
Cupressaceae . . . . .	—	2	1
<i>Cupressus pallens</i> Bolkh. . . . .	—	3,5	—
Coniferales . . . . .	—	—	4,5
Неопределенная пыльца голосемянных . . . . .	5	3	1
<i>Tetraporina quadrata</i> Bolkh. . . . .	5	1	3

ствие удлиненных обуглившихся растительных остатков, ориентированных в керне вертикально, свидетельствует, очевидно, о их захоронении на месте произрастания. Это явление весьма характерно для нижнемеловых континентальных отложений Днепровско-Донецкой впадины, особенно для отложений аптского яруса.

Легкие фракции терригенной части глин (размерная фракция 0,25—0,01 мм) сложены преимущественно зернами кварца (86,8—90%). В меньшем количестве присутствуют обломки обуглившейся древесины (9—11,6%) и листочки мусковита. В составе тяжелых фракций преобладают ильменит, циркон, турмалин и рутил. В малом количестве и непостоянно присутствуют зерна дистена, ставролита, силлиманита, граната и магнетита. Из аутигенных минералов в значительном количестве встречаются сульфиды железа (табл. 2).

Песчаные породы аптского яруса не охарактеризованы керном. Они представлены, судя по разрезам соседних районов, песками и слабо сцементированными песчаниками светло-серыми и грязновато-серыми (от мелкозернистых до разнозернистых), кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми, часто каолинизированными, известковистыми.

## Минералогический состав тяжелых фракций нижнемеловых

Возраст	Номер образца	Глубина взятия образцов, м	Название породы	Содержание тяжелой фракции	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен
АПТ	1	845,5—847,5	Глина черная, углистая	1,30	2,0	52,5	4,1
	2	847,5—853,0	Глина серая	1,61	—	45,0	5,0
Готерив-баррем	4	862,5—867,5	Глина серая, с зеленоватым оттенком, песчаная	0,14	3,0	56,0	13,0
	5	" "	Порода светло-серая, алевро-трово-песчано-глинистая	0,80	2,0	59,9	10,0
	6	" "	Порода пестроцветная, песчано-глинистая	0,86	6,2	53,3	3,1
	7	867,5—872,5	Порода грязновато-зеленоватая, песчано-глинистая	14,30	3,4	50,1	2,8
	8	872,5—874,0	Глина пестроцветная	3,41	—	53,1	4,2
	9	877,5—882,5	Глина серая, с зеленоватым оттенком	0,34	3,8	48,9	9,5
	10	" "	То же	0,74	1,3	53,5	8,6
	12	892,5—897,5	Глина пестроцветная, алевро-титая	0,41	0,4	41,2	17,0
	13	" "	Алеврит светло-серый, као-линизированный	0,18	1,3	45,6	23,3
	14	931,0—934,0	Глина серая, алевролитовая	0,17	4,8	49,1	8,6

Примечание. \* Минералы, исключенные из общего подсчета.

**Готеривский и барремский ярусы.** К нерасчлененным готеривскому и барремскому ярусам отнесены песчано-глинистые континентальные отложения мощностью 100 м (интервал 862,5—962,5 м). Фауна, споры и пыльца в этих отложениях не обнаружены, и их возраст определяется путем сопоставления с нижнемеловыми разрезами соседних районов, охарактеризованных палинологически.

По литологическому составу отложения готерив-баррема подразделяются на две части. Нижняя их часть (мощностью 65 м) сложена преимущественно песками с резко подчиненным количеством глинистых пород, в верхней части (мощностью 35 м) преобладают глины и песчано-глинистые породы смешанного состава.

Глины серые, с зеленоватым оттенком, грязновато-зеленоватые, часто пестроцветные, от тонкоотмученных и алевроитовых до песчаных, неслоистые, известковистые, иногда комковатые. В глинах, особенно пестроцветных, наблюдаются беспорядочно рассеянные мелкие бобовины сидерита. Местами встречаются тонкие нитевидные растительные остатки (ориентированные в различных направлениях), напоминающие остатки корневой системы.

Глины иногда чередуются с породами песчано-глинистыми и алевро-трово-песчано-глинистыми, плохо отсортированными, неслоистыми, неиз-

Таблица 2

пород Ахтырской площади (скважина № 7), %

Сидерит*	Сульфиды железа*	Гидро-окислы же-леза*	Циркон	Гранат	Турмалин	Рутил	Дистен	Ставролит	Монацит	Анагаз	Мусковит	Силлима-нит
—	22,5	—	29,5	0,8	5,4	2,9	1,6	0,8	—	—	—	0,4
—	83,3	—	39,0	1,0	8,0	2,0	—	—	—	—	—	—
1,1	0,7	—	17,6	—	4,6	1,8	—	3,6	0,2	0,2	—	—
—	3,8	5,2	20,0	—	3,0	1,0	1,2	2,0	0,2	0,5	0,2	—
—	2,4	19,5	27,8	—	6,2	0,9	—	2,5	—	—	—	—
94,0	0,1	—	40,6	—	1,9	1,2	—	—	—	—	—	—
85,9	0,5	1,2	30,0	—	8,5	2,8	—	1,4	—	—	—	—
63,4	—	5,2	23,3	—	6,6	4,7	0,4	2,8	—	—	—	—
—	9,0	—	23,3	—	8,0	2,0	1,0	2,0	0,3	—	—	—
—	7,7	3,3	20,8	—	11,6	3,7	0,4	0,4	—	—	4,5	—
—	23,0	—	20,3	—	6,3	0,6	0,3	0,3	—	—	2,0	—
—	5,1	—	25,4	0,2	5,1	1,8	2,1	2,4	—	0,5	—	—

вестковистыми, с беспорядочно расположенными гравийными зернами кварца.

Изредка встречаются алевриты светло-серые, пятнами — грязно-серые, каолинизированные, тонкослоистые, известковистые, с включением углистого вещества.

Легкие фракции охарактеризованных пород сложены зернами кварца (59,5—100%) и калиевых полевых шпатов (0—40,5%). Реже встречаются листочки мусковита и обломки кремня.

Помимо минералов, присущих и породам аптского яруса, в составе тяжелых фракций появляются в значительных количествах сидерит и гидроокислы железа, особенно характерные для пестроцветных пород. Образцы песчаных пород готерив-баррема отсутствуют.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Литвин И. И. О нижнемеловых континентальных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. 139, № 6, 1961.
2. Литвин И. И. Нижнемеловые пестроцветные отложения Днепровско-Донецкой впадины. Записки геол. отдела геолого-географ. ф-та ХГУ, т. 15. Изд-во ХГУ, Харьков, 1962.
3. Литвин И. И., Еремина Н. Т. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Матер. Харьковск. отдела географич. общ-ва СССР, вып. 1. Изд-во ХГУ, Харьков, 1965.

## К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ «НАГЛИНКА»

Г. Д. Соболев

Нормальные разрезы нижнекиевской подсвиты киевской свиты украинского палеогена слагаются тремя литологическими разностями пород: в основании — известковистыми песками, содержащими конкреции песчанистых фосфоритов («фосфоритовые пески»), выше — голубовато-серым «киевским» мергелем, который перекрывается так называемым «наглинком» — голубовато-серой бескарбонатной алевроито-глинистого состава породой.

Переход от одной толщи к другой в разрезах, приуроченных к центральным частям Днепровско-Донецкой впадины, происходит постепенно, отражая полную картину эволюции условий, существовавших в палеогеновом морском бассейне в период формирования пород киевской свиты. Существенным моментом этой эволюции являются процессы, которые четко фиксируются в разрезе быстрым изменением литологии пород нижнекиевской подсвиты — сменой карбонатной толщи «киевского» мергеля бескарбонатным «наглинком».

Быстрое исчезновение в осадке карбонатов, наблюдаемое на границе мергеля и «наглинка», издавна привлекало внимание исследователей палеогена Украины и породило различные взгляды на происхождение «наглинка» и его положение в схемах стратиграфического расчленения украинского палеогена. Существуют две точки зрения на положение «наглинка». Одни исследователи считают более правильным помещать «наглинок», несмотря на отсутствие в нем карбонатов, в кровле нижнекиевской подсвиты, для основной массы пород которой типична карбонатность. Другие, основываясь, главным образом, на отсутствии карбонатов, склонны относить «наглинок» к вышележащей, как правило, бескарбонатной толще алевролитов песчаников и глин, выделяемых теперь, согласно стратиграфической схеме М. Н. Ключникова [1], в верхнекиевскую подсвиту киевской свиты. Существуют две точки зрения и на происхождение «наглинка». Одни исследователи считают его первичным образованием, формирование которого связано с изменением гидрохимических условий, происшедшим в определенный момент развития палеогенового морского бассейна Украины. Другие рассматривают «наглинок» как вторичное образование, возникновение которого связано с последующими процессами выщелачивания карбонатов из верхних горизонтов толщи киевского мергеля. Последняя точка зрения особенно широко распространена среди литологов, отмечающих большое сходство в петрографической характеристике нерастворимого остатка киевского мергеля и материала, из которого состоит «наглинок».

Для решения вопроса о происхождении и положении «наглинка» должны быть использованы, кроме литологических данных, результаты наблюдений над закономерностями изменения состава и характера органических остатков, встречающихся в рассматриваемой части палеогена.

нового разреза. Естественно, что полная картина этих изменений может быть получена только при изучении разрезов, характеризующихся совершенно постепенным переходом от карбонатной к бескарбонатной толще. Именно к такому типу относятся изученные нами разрезы района г. Харькова.

Фораминиферы верхнеэоценовых отложений вообще, и киевской свиты Украины в частности, детально изучались многими авторами, особенно О. К. Каптаренко-Черноусовой [2, 3]. В многочисленных работах, посвященных этому вопросу, приводятся данные об изменениях в составе фауны фораминифер для различных горизонтов верхнего эоцена — киевской свиты на территории Украины. Общая картина изменений состава и характера микрофауны в рассматриваемой части палеогенового разреза может быть представлена в следующем виде. Для карбонатных пород киевской свиты — киевского мергеля типична очень богатая и разнообразная фауна фораминифер, обладающих известковой раковиной. Общее количество видов фораминифер, встречающихся в киевском мергеле, достигает 150. В то же время следует отметить, что число фораминифер, имеющих агглютированную раковину, по сравнению с количеством известковых фораминифер в этой части разреза совершенно ничтожно.

Изменение систематического состава фораминифер разрешает — вслед за Н. Н. Субботиной [5] — выделить в основании мергелей зону, обогащенную представителями лягенид, а для вышележащих горизонтов мергеля отметить развитие булиминид. Эта общая закономерность, установленная Н. Н. Субботиной для верхнеэоценовых отложений юга Русской платформы, подтверждается и нашими наблюдениями над разрезами нижнекиевской подсвиты в пределах северо-западных окраин Донецкого складчатого сооружения [4].

В верхних горизонтах киевского мергеля, вблизи контакта с «наглинкой», характер фауны фораминифер подвергается заметным изменениям: типичная для зоны булиминид фауна обогащается формами, которые имеют агглютированную раковину (при одновременном сокращении числа фораминифер с известковой раковиной). Здесь же обычно начинают появляться и остатки организмов, имеющих кремневый скелет, — радиолярии и спикулы кремневых губок. Характер и состав микрофауны продолжает изменяться и в толще «наглинка». Фораминиферы с известковой раковиной полностью исчезают, встречаются исключительно фораминиферы с агглютированной раковиной. По систематическому составу они мало отличаются от наблюдающихся в нижележащих горизонтах, но количество их заметно возрастает. Характер фауны фораминифер здесь настолько типичен, что имеются все основания для выделения этой части разреза нижнекиевской подсвиты в самостоятельную микрофаунистическую зону, равноценную зонам лягенид и булиминид. Наряду с отмеченными выше особенностями фауны фораминифер для рассматриваемой части разреза весьма характерно также дальнейшее увеличение количества остатков организмов, имеющих кремневый скелет. Никаких следов процессов выщелачивания и признаков существования ранее фораминифер с известковыми раковинами в «наглинке» не наблюдается.

В вышележащей части палеогенового разреза, представленной алевроитами, песчаниками и глинами, относящимися в настоящее время (по схеме М. Н. Ключникова) к верхнекиевской подсвите киевской свиты, фораминиферы, даже агглютированные, как правило не встречаются. Здесь безраздельно господствуют остатки организмов с кремневым ске-

летом — радиолярии, диатомеи и весьма типичный комплекс спикул кремневых губок.

Приведенные данные дают все основания говорить о четко выраженной закономерности изменений состава и характера микрофауны нижне- и верхнекиевской подсвит киевской свиты украинского палеогена. Эти изменения заключаются в постепенной смене фораминифер с известковой раковиной агглютинированными, последующим полным исчезновением фораминифер в огромном большинстве разрезов и расцветом организмов, строящих свой скелет из кремнезема.

Строго параллельно осуществляется и изменение литологии пород от карбонатных, типичных для основной части нижнекиевской подсвиты, через «наглинок» к бескарбонатным, как правило, породам верхнекиевской подсвиты. Такая строгая согласованность в изменениях фауны и литологии киевской свиты, несомненно, не случайна. Она отражает общие закономерности изменений физико-географических условий на определенном этапе существования морского палеогенового бассейна Украины. Одной из возможных причин этих явлений могли явиться изменения температурного режима.

Рассматривая вопрос о происхождении «наглинка» с точки зрения этих закономерностей и наблюдая столь четкую согласованность в изменениях фауны и литологии, следует считать «наглинок» не вторичным, возникшим за счет выщелачивания мергелей, а первичным образованием, сформировавшимся в ходе эволюции физико-географического режима палеогенового морского бассейна. С этой точки зрения относить «наглинок» к кровле нижнекиевской подсвиты, как это делают в настоящее время, представляется мало обоснованным. Судя по характеру микрофауны и литологическим особенностям, формирование «наглинка» происходило уже в условиях, более сходных с теми, в которых накапливались породы верхнекиевской подсвиты. Следовательно, логичнее рассматривать «наглинок» как ее основание.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зосимович В. Ю., Ключников М. М., Носовський М. Ф. Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформеної частини УРСР. Геол. журнал, т. 23, вип. 6, 1963.
2. Каптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия страт. и палеонт., вып. 3, 1951.
3. Каптаренко-Черноусова О. К. Форамініфери київського ярусу Дніпровсько-Донецької западини та північно-західних окраїн Донецького басейну. Труды Ин-ту геол. наук АН УРСР, серия страт. і палеонт., вип. 8, 1956.
4. Соболев Г. Д. Фораминиферы киевского яруса западной части северных окраин Донецкого бассейна и их стратиграфическое значение. Зап. геол. ф-та Харьк. гос. ун-та, т. 11, 1955.
5. Субботина Н. Н. Верхнеэоценовые лягениды и булиминиды юга СССР. Труды Всес. нефт. н.-и. геол. развед. ин-та, нов. серия, вып. 6, 1953.

## К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КAVKAZA

*П. В. Ковалев*

Опубликован ряд работ, в которых исследователями показано, что оледенения, вызванные даже одними и теми же изменениями климата, в разных районах — в силу различия физико-географических условий — развиваются асинхронно [5, 7].

Асинхронность проявления климатических ритмов в разных районах в большой степени усложняется асинхронностью второго основного фактора оледенения — неотектонических движений. Имеющиеся данные свидетельствуют об асинхронности не только мелких и непродолжительных этапов тектонических движений, но и даже эр складкообразования. «Вступление истории земли в новую фазу находило свое конкретное выражение в разных областях одновременно настолько, что не исключена возможность частичного наложения отдельных эр складкообразования друг на друга; в одном месте мог заканчиваться «каледонский» орогенез в тот момент, когда в другом уже начинался «варисский» и т. п. В свете сказанного об асинхронности тектогенеза в разных пунктах земного шара становится сомнительной полезность сохранения существующей терминологии орофаз, уже почти безнадежно запутанной в детально исследованных областях, как, например, на Кавказе» [10, стр. 291].

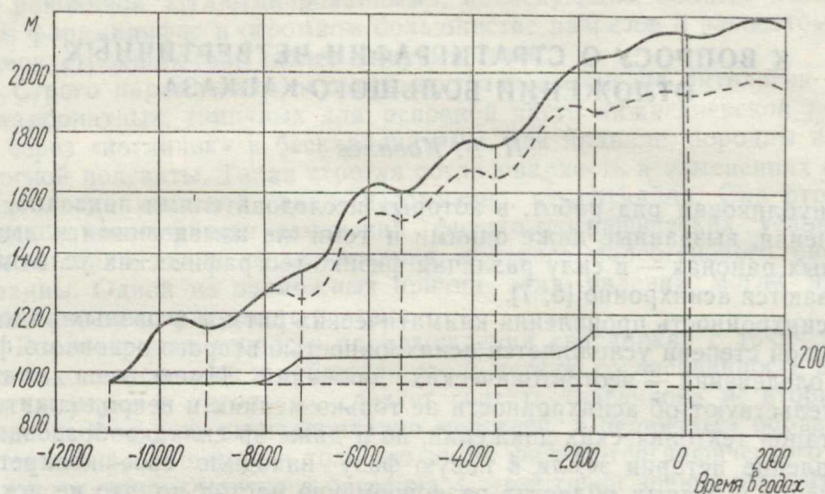
Интерференция климатических ритмов с фазами неотектонических движений, различных в разных районах, может привести к несоответствию ритмов развития оледенений климатическим ритмам (см. рисунок).

Асинхронность оледенений весьма затрудняет составление стратиграфических схем более или менее значительных районов, а также синхронизацию оледенений разных районов. Приходится иметь в виду вероятное несовпадение во времени границ и экстремумов оледенений разных районов, разную продолжительность оледенений, выпадение ряда экстремумов, что и является одной из причин, обуславливающих разнофазность и разностадийность оледенений не только удаленных друг от друга районов, но и отдельных частей одной и той же горной страны.

Вопросы стратиграфии четвертичных отложений представляются достаточно сложными в связи с тем, что здесь невозможно широко использовать обычно применяемые для стратиграфического расчленения более древних отложений палеонтологические методы, поскольку четвертичный период представляет относительно незначительный (в геологическом смысле) отрезок времени, в течение которого не успели произойти сколько-нибудь существенные изменения форм животного и растительного мира.

В то же время разработка корреляционных и унифицированных стратиграфических схем имеет большое практическое значение. Они совершенно необходимы для проведения геологической съемки, для поисков полезных ископаемых, для расшифровки палеогеографии.

При стратиграфическом подразделении четвертичной системы мы принимаем за основу решение Межведомственного стратиграфического комитета. «Оно, как известно, заключается в том, что четвертичную систему следует подразделить на четыре части, не называя их ни отделами, ни ярусами, а лишь «нижне-, средне- и верхнечетвертичными и современными отложениями» [8, стр. 17].



Влияние интерференции климатических ритмов и неотектонических движений на динамику ледника:

— изменение конца ледника под влиянием неотектонических движений; --- изменение конца ледника под влиянием колебаний увлажненности по А. В. Шнитникову [10]; ——— действительное положение конца ледника в результате интерференции колебаний увлажненности и неотектонических поднятий.

Основным подразделением стратиграфической схемы мы принимаем горизонты, которым соответствуют отдельные ледниковья или межледниковья [8, стр. 12]. Несмотря на то, что отдельные горизонты в разных районах не равны по продолжительности и могут иметь сдвинутые границы начала и конца, мы все же считаем возможным дать приближенную стратиграфическую схему четвертичных отложений (см. схему), полагая, что в общем все основные стратиграфические горизонты будут укладываться в пределах своих основных четырех подразделений четвертичного периода. Мы приходим к этому заключению, так как считаем, что главные различия в литогенезе пород разных частей четвертичного периода в значительной степени вызваны планетарными изменениями климата, которые проявляются всюду, хотя и с некоторыми различиями, обусловленными влиянием местных причин.

Исходя из вышесказанного, мы даем схему стратиграфии четвертичных отложений Большого Кавказа, основанную на геоморфологических, литологических, палеопедологических и в меньшей степени палеонтологических данных. На схеме четвертичные отложения Большого Кавказа коррелируются с четвертичными отложениями равнинного Северного Кавказа, что не представляется трудным, поскольку ясно прослеживается непосредственный переход геоморфологических форм Большого Кавказа в геоморфологические формы Северного Кавказа.

Значительно более точной может быть стратиграфическая схема, основанная на определениях абсолютного возраста. Только такая схема дает возможность коррелировать по возрасту отложения различного ге-

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Система	Основные подразделения	Нижний Дон и Предкавказье <sup>1</sup>				Большой Кавказ		Абсолютный возраст по О. А. Вознесенскому [3] <sup>2</sup>		
		Морские	Долины	Водоразделы		Ледниковые отложения	Водные осадки, элювий, делювий			
Ч е т в е р т и ч н ы е (а н т р о п о г е н н а я)	Голоцен Q <sub>IV</sub>	Современные отложения Q <sub>IV</sub>	Современные морские отложения	Аллювий низкой поймы р. Дон	Пойменные террасы р. Кубани	Современные почвы	Голоценовые морены	Аллювий пойменной террасы		
			Суглинки и супеси с <i>Monodacna pontica</i> Eichw. каспийскими гастроподами и пресноводными моллюсками до 30—35 м (р. Дон ниже ст. Мелеховской)	Аллювий высокой поймы рр. Дона и С. Донца						
	Верхнечетвертичные отложения Q <sub>III</sub>	Верхнечетвертичные отложения Q <sub>III</sub>	Верхнехвалыинские (?) суглинки, глины с <i>Adacna plicata</i> Eichw., <i>A. laeviuscula</i> Eichw., <i>Planorbis</i> и <i>Valvata</i> до 6—8 м (оз. Маныч-Гудило, Вост. Маныч)	Аллювий I н. п. террасы рр. Дона, С. Донца и ниж. течения Сала. Суглинки, пески с <i>Viviparus duboisianus</i> Mouss	Аллювий I гиреевской тер. р. Кубани	Суглинки палево-желтые лессовидные	Лессовидные суглинки (верхний горизонт)	Моренные отложения второй фазы верхнечетвертичного (верхнехвалыинского, каракельского) оледенения	Флювиогляциал и аллювий I н. п. террасы. Интенсивное отложение делювия, лавинных выносов, скопления обвального материала. Верхний горизонт лессовидных пород.	22300 лет
			Суражские слои. Суглинки с лиманно-каспийской фауной, подстилаемые морскими песками до 20—30 м с <i>Cardium edule</i> L., <i>Didacna cerithiolum reticulatum</i> d. c. <i>Didacna ex gr. ebersini</i> Fed., <i>D. protracta</i> Eihw.	Нижнехвалыинские отложения от 5 до 15 м с <i>Didacna ebersini</i> Fed., <i>D. protracta</i> Eihw.		Погребенная почва, слабо развитая		Верхнечетвертичный межфазовый интерстадиал оледенения	Озерная толща ленточных глин Актопрака, Гизельдона и др. Ископаемая почва <sup>3</sup> .	
			Абескупские отл. 2—3 м с <i>Didacna cristata</i> (V. Bog.), <i>D. protracta</i> Eichw.	Верхняя часть аллювия II н. п. террасы р. Дон <i>Viviparus duboisianus</i> Mouss	Аллювий I гиреевской (промежуточной) тер. р. Кубани	Суглинки палево-желтые лессовидные		Моренные отложения первой фазы верхнечетвертичного (нижнехвалыинского, тебердинского) оледенения	Флювиогляциал и аллювий II н. п. террасы (джебельской на р. Самур), интенсивное отложение делювия и лавинных выносов; второй (сверху) горизонт лессовых пород.	116000 лет
			Гудилевские озерные и лиманные отл. 25—35 м с <i>Planorbis planorbis</i> — L., <i>Valvata</i> , <i>Anisus</i> , <i>Coretus</i> и <i>Galba</i> ., на зап. <i>Lithoglyphus</i> sp., <i>Viviparus duboisianus</i> Mouss. и др., а также лиманно-каспийские гастроподы			Погребенная почва черноземного типа		Верхнечетвертичное межледниковье (интергляциал)	Ископаемая почва.	187400—116000 лет
			Гирканские отл. до 10—15 м. <i>Didacna cristata</i> (V. Bog.), <i>D. umbonata</i> Ebers; <i>Corbicula fluminalis</i> Müll.; внизу вместе с <i>Cardium edule</i> L.	Нижняя часть аллювия II н. п. террасы р. Дона <i>Viviparus duboisianus</i> Mouss; <i>Hydrobia ventrosa</i> Mutg., <i>Cardium edule</i> L.						
			Карангские морские отложения от 1,5 до 6 м с <i>Cardium edule</i> L., <i>Cerithiolum reticulatum</i> , d. c. <i>Hydrobia ventrosa</i> Mutg., <i>Nassa reticulata</i> L., <i>Tapes rugatus</i> B D D <i>Loripes laevis</i> L., <i>Solen marginatus</i> Penn., <i>Chlamys pontica</i> B D D.							
	Среднечетвертичные отложения Q <sub>II</sub>	Среднечетвертичные отложения Q <sub>II</sub>	Верхнехазарские озерные и лиманные отл. до 20 м с <i>Dreissensia polymorpha</i> Pall. и др. пресноводными моллюсками, а также с каспийскими гастроподами.	Аллювиально - перигляциальная свита верхней части III н. п. террасы.	Аллювий главной (гудилевской) хазарской тер. р. Кубани	Суглинки желто-бурые лессовидные	Нижний горизонт суглинков Предкавказья	Моренные отложения среднечетвертичного (хазарского, терского) оледенения	Флювиогляциал и аллювий III н. п. террасы (гильярской на р. Самур). Интенсивное отложение делювия и лавинных выносов, третий (сверху) горизонт лессовых пород.	231000—187400 лет
			Верхнехазарские отложения от 5 до 10 м с <i>Didacna ovatacrassa</i> Prav., <i>D. naliivkini</i> Wass., <i>D. surachanica</i> (Andrus.), <i>D. pallasi</i> Prav., <i>Corbicula fluminalis</i> Müll.	Аллювиальная свита III н. п. террасы (верхняя часть)		Погребенная почва черноземного или каштанового типа				
			Нижнехазарские озерные и лиманные отложения 5—12 м с <i>Monodacna</i> , <i>Dreissensia</i> , <i>Caspia</i> , <i>Viviparus</i> .	Аллювиально - перигляциальная свита III н. п. террасы.		Суглинки желто-бурые лессовидные				
			Нижнехазарские отложения 20—30 м с <i>Didacna subpyramidata</i> Prav., <i>D. naliivkini</i> Wass., <i>D. pallasi</i> Prav., <i>D. paleotrigonoides</i> Fed., <i>Viviparus diluvianus</i> Kunth., <i>V. sokolovi</i> Pavl., <i>Corbicula fluminalis</i> Müll.	Нижняя (аллювиальная) свита III н. п. террасы рр. Дона, С. Донца, Сала с <i>Viviparus sokolovi</i> Pavl., <i>V. diluvianus</i> Hunt., <i>V. tiraspolitanus</i> Conoidangustus (Pavl.), <i>V. ex gr. Sinzovi</i> Pavl.		Погребенная почва, главным образом чернозем		Среднечетвертичное межледниковье (интергляциал) <sup>4</sup>	Ископаемая почва.	
	Нижнечетвертичные отложения Q <sub>I</sub>	Нижнечетвертичные отложения Q <sub>I</sub>	Урунджикские озерные и лиманные отложения с <i>Didacna culachia</i> Bog (Fed.), <i>D. lindleyi</i> Dasch., <i>D. carditoides</i> Andrus.	Погребенные аллювиальные пески в долине р. Дон	Воздвиженская тер. р. Кубани с тираспольской фауной	Суглинки желто-бурые красноватые в средней части с погребенной почвой или горизонтом размыва	Красно-бурые глины и суглинки свиты Предкавказья	Моренные отложения нижнечетвертичного (бакинско-сунженского) оледенения, верхняя часть свиты Рухс-дзуар	Флювиогляциал и аллювий IV н. п. террасы (кызбурункой на Баксане, койсунской на Самуре). Интенсивное отложение делювия, лавинных выносов, четвертый (сверху) горизонт лессовых пород.	475000—433000 лет
			Верхнебакинские озерные и лиманные глины — ниже морские пески до 20—30 м с <i>Didacna rudis</i> Nal.			Горизонт размыва или погребенная почва		Горизонт размыва		
				Аллювиальная свита IV н. п. террасы рр. Дона и Сала до 30—36 м с <i>Viviparus tiraspolitanus</i> Pavl.						

Примечания: <sup>1</sup> По Материалам Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР в Ленинграде (1964 г.).  
<sup>2</sup> Вычисленные по кривой Миланковича.  
<sup>3</sup> Абсолютный возраст первой сверху ископаемой почвы в районе г. Брянска определен в 24920±1800 лет, в районе села Мезин в 24200±1680 лет [4].  
<sup>4</sup> На Восточном Кавказе среднечетвертичное межледниковье не выражено [5].

незиса, непосредственно не переходящие друг в друга. Мы считаем необходимым ограничить подразделения четвертичной системы рамками абсолютного возраста, для чего на данном этапе решили воспользоваться результатами вычислений О. Н. Вознесенского [3] по кривой Миланковича, полагая, что уже в ближайшем будущем удастся ввести коррективы в возрастные подразделения путем использования новых методов определения абсолютного возраста.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будагов Будаг. Геоморфология северного склона юго-восточного Кавказа. Труды Ин-та геогр. АН Азерб. ССР, т. VII, 1957.
2. Величко А. А., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лесах Русской равнины. ДАН, т. 155, № 3, 1964.
3. Вознесенский О. Н. До питання геохронології четвертинного періоду в Європі і абсолютного віку четвертинних відкладів та елементів долинного ландшафту УРСР. Геологічний журнал, АН УРСР, т. VIII, в. 4, Київ, 1946.
4. Ковалев П. В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. Изд-во ХГУ, Харьков, 1957.
5. Ковалев П. В. Вопросы четвертичного оледенения Кавказа. Материалы Кавказской экспедиции, т. 6. Изд-во ХГУ, Харьков, 1965.
6. Лотиев Б. К. Моренные отложения на Мало-Кабардинском хребте (Северная Осетия). Труды Грозненского нефтяного ин-та, сб. 21, Грозный, 1959.
7. Марков К. К. Исторический метод физической географии. «Вопросы географии», сб. 9, М., 1948.
8. Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР. ВСЕГЕИ, Л., 1964 (ротапринт).
9. Растворова В. А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. XXXVIII (6), Изд-во МГУ, М., 1963.
10. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Зап. Географ. об-ва СССР, т. 16, новая серия, М.—Л., 1957.

# СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ПОЛТАВСКОЙ СЕРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

*И. Н. Ремизов, М. Г. Бергер*

Почти во всех выходах полтавской серии отсутствуют органические остатки. Обнаружение, извлечение и диагностика органических остатков, содержащихся в этих отложениях, представляют значительные трудности. Поэтому большое значение для стратиграфического расчленения и корреляции отдельных горизонтов полтавской серии имеют методы, основанные на исследовании вещественного состава отложений. Особенно важно для этого изучение глинистых минералов.

Наиболее распространенным, но далеко не единственным глинистым минералом отложений полтавской серии является каолинит. Работами последних лет [1—4, 7 и др.] выделены различные структурные разновидности этого минерала и установлены их основные диагностические признаки, проявляющиеся в дифракционных картинах. Сейчас выделяются [1, 4] — в какой-то мере условно — девять структурных форм каолинита, различающихся между собой прежде всего степенью совершенства внутренней структуры отдельных слоев и характером их взаимного сочетания. Наиболее важными диагностическими критериями этих форм являются особенности проявления (многочисленность, степень расщепления, значения  $d/n$ , интенсивность и форма) рефлексов с  $k \neq 3k^1$  (в частности  $02l$ ) и рефлексов  $13l$  и  $\bar{1}\bar{3}l + 1$  [1, 3, 4, 7 и др.].

В отложениях полтавской серии устанавливается наличие всех известных в настоящее время и теоретически возможных основных структурных форм каолинита. Наиболее распространены разновидности, характеризующиеся полностью или частично упорядоченным расположением слоев, весьма совершенных по внутренней структуре — I и II структурные группы каолинита, по М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягину [1], — и разновидности с весьма несовершенной структурой отдельных слоев, в значительной мере беспорядочными смещениями сеток и слоев по оси  $b$ , отсутствием дальнего порядка и другими нарушениями в структуре (VIII и IX группы).

Распределение различных структурных форм каолинита в разрезе носит достаточно закономерный характер, определяясь первичными структурными особенностями каолинита источников сноса и теми вторичными изменениями, которые претерпела структура этого минерала на различных стадиях литогенеза, начиная с этапа миграции глинистых взвесей. Поскольку те и другие факторы для одновозрастных отложений в пределах рассматриваемой территории были в значительной мере тож-

дественны, а для неоднородных — существенно различны, распределение структурных разновидностей каолинита в разрезе полтавской серии можно использовать для стратиграфии всей толщи, а также для корреляции ее отдельных горизонтов.

Весьма полезным в этих целях является применение разработанной Б. Б. Звягиным [4] и им же совместно с М. Ф. Викуловой [1] подробной классификации теоретически возможных и реально устанавливаемых структурных форм каолинита, объединяющей девять (I—IX) разновидностей этого минерала.

Рассмотрим основные особенности распределения различных структурных форм каолинита в отложениях полтавской серии юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. В самых низах разреза преобладает наименее совершенный каолинит (IX, а также VIII группы), что полностью согласуется с существующими представлениями о возникновении этих отложений в результате перемыва и переотложения подстилающих пород палеогена и продуктов их выветривания. Каолинит морских отложений харьковской серии также является структурно весьма несовершенным, т. е. обладает примерно аналогичными структурными особенностями.

В направлении вверх по разрезу, прежде всего в связи с развитием мощной каолиновой коры выветривания кристаллических пород Украинского массива, в отложениях полтавской серии существенную, а затем и преобладающую роль начинает играть каолинит, характеризующийся все более упорядоченной внутренней структурой отдельных слоев и их взаимного расположения (VIII, VII, II, а затем и I группы). В последующем — в связи с усилением роли осадочных пород и продуктов их выветривания в качестве источников сноса для области накопления отложений полтавской серии — в последних получает преимущественное развитие несколько менее совершенный, чем в средних частях разреза, каолинит, характеризующийся частичной упорядоченностью (реже — хаотичностью) смещений слоев, внутренняя структура которых существенно различна по степени совершенства (II, VIII, реже IX и III группы).

Для стратиграфии отложений полтавской серии могут оказаться полезными и политипные модификации широко распространенных в составе этих отложений диоктаэдрических гидрослюд, характер которых в различных частях разреза оказывается достаточно специфичным. Полученные данные об особенностях распределения различных структурных разновидностей каолинита и гидрослюд в разрезе полтавской серии суммированы в таблице.

Примечательно, что каолинит так называемых монотермитовых глин окраин Донбасса выпадает из приведенного на схеме последовательного ряда структурных форм каолинита отложений полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины. Среди структурных разновидностей каолинита этих глин Донбасса преобладает несовершенный каолинит [5] с моноклинной псевдорешеткой [4], характеризующийся несовершенством внутренней структуры отдельных слоев и в значительной мере неупорядоченным их взаимным расположением (VIII и в несколько меньшей степени IX группы). Лишь в отдельных образцах преимущественно в качестве примесей устанавливаются несколько более совершенные (прежде всего по внутренней структуре отдельных слоев) формы V, III, II.

Поскольку вторичные изменения структуры каолинита на стадиях транспортировки, седиментогенеза, диагенеза, начального катагенеза, а также гипергенеза разновозрастных неогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса были весьма сходными или

Распределение преобладающих структурных групп каолинита и поливинных модификаций диоктаэдрических гидрослюдов в различных горизонтах полтавской серии и в подстилающей их харьковской серии

Серия	Горизонт	Преобладающие типы пород [6]	Возраст отложений [6]	Каолинит		Диоктаэдрические гидрослюды	
				преобладающие структурные формы	наиболее распространенные второстепенные структурные формы	преобладающие модификации	второстепенные модификации
Полтавская	5	Морские и аллювиальные песчаноглинистые отложения	Сармат	II, VIII	IX, III	2M <sub>1</sub>	—
	4	Аллювиальные отложения; в пределах Донбасса—озерные и лиманные глины и русловые пески	Верхний тортон (конка, караган)	II; в районах Донбасса VIII	I, VIII; в районах Донбасса IX	2M <sub>1</sub>	—
	3	Прибрежно- и мелководно-морские пески	Нижний тортон (чокрак, тархан) гельвет (?)	I	II	—	—
	2	Аллювиальные песчано-алевритоглинистые отложения	Гельвет	VIII, VII, II	IX, III	2M <sub>1</sub>	1Md
	1	Речные и озеро-болотные пески, алевриты, глины, бурые угли	Бурдигал, аквитан	IX	VIII	1Md	2M <sub>1</sub>
Харьковская	Морские песчано-алевритоглинистые отложения		Олигоцен	IX	VIII	1M (1Md)	2M <sub>1</sub>

даже тождественными, то в данном случае следует предполагать существование различий в источниках сноса и первичном характере содержащегося в них каолинита.

Действительно, не только эти, но и многие другие данные (особенности слоистости осадков, их гранулометрия, значительное содержание весьма тонкодисперсных высокотемпературных диоктаэдрических  $2M_1$  — гидрослюд мусковитового типа и др.) указывают на то, что основным источником сноса для отложений окраин Донбасса были продукты выветривания верхнепалеозойских осадочных пород Донбасса, тогда как для верхних горизонтов полтавской серии, отлагавшихся в пределах Днепровско-Донецкой впадины, основными источниками сноса были содержащие сравнительно совершенный каолинит породы коры выветривания Украинского кристаллического массива и более ранние отложения полтавской серии.

В заключение необходимо отметить, что структурные особенности глинистых минералов являются весьма чуткими индикаторами условий образования глинистых пород [1 и др.] и подчас существенно изменяются уже на стадии миграции глинистых взвесей в зависимости от длительности транспортировки и других условий. В связи с этим, а также некоторыми другими обстоятельствами распространение содержащихся в данной статье выводов об особенностях распределения различных структурных форм каолинита на районы, сравнительно удаленные от рассматриваемой территории, требует внесения некоторых коррективов, характер которых в значительной мере еще следует установить.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. «Советская геология», № 5, 1965.
2. Дриц В. А. О природе дефектов в структурах каолинитовых минералов. «Применение рентгеновых лучей к исследованию материалов» (тезисы докладов). Изд-во АН СССР, М., 1961.
3. Дриц В. А. и Кашаев А. А. О структурных особенностях каолинитовых минералов. Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин. Изд-во АН СССР, М., 1960.
4. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. Изд-во «Наука», М., 1964.
5. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Кулеско Г. И. К минералогии третичных огнеупорных глин Украины. «Литология и полезные ископаемые», № 4, 1964.
6. Ремизов И. Н. Полтавская серия — миоценовая кварцево-песчаная аллювиально-морская формация юга Русской платформы. Труды совещания по осадочным формациям Большого Донбасса. Изд-во ХГУ, Харьков, 1964.
7. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд-во «Мир», М., 1965.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ОБЪЕМЕ ПОЛТАВСКОЙ СЕРИИ

*С. И. Проходский*

Толща пород, выделенная впервые Н. П. Барботом де Марни [1] как «ярус белых песков и жерновых песчаников» и названная Н. А. Соколовым [17] полтавским ярусом, называется ныне полтавской серией. Ее происхождение, возраст и объем еще и сейчас вызывают разногласия. Эти вопросы неоднозначно трактует целый ряд исследователей: А. В. Гуров [2], Б. Л. Личков [9], Л. И. Карякин [6, 7], Н. В. Пименова [12], Н. Н. Карлов [5], К. С. Усенко [18], И. Н. Ремизов [13, 14, 15], Д. П. Назаренко [10, 11], В. Ю. Зосимович, М. Н. Ключников, М. Ф. Носовский [4], Я. М. Коваль [8] и другие.

Существующие различия во мнениях связаны не только с неравноценностью или ограниченностью данных буровых скважин и почти полным отсутствием палеонтологических остатков, но и с недостаточным учетом как физико-географических и геолого-геоморфологических факторов, так и условий рельефообразования и осадконакопления. Д. П. Назаренко [10], например, утверждает, что аллювиальная природа отложений полтавской серии доказывается тем, что: 1) палеогеновые отложения киевской и харьковской свит имеют бассейновый характер залегания, тогда как отложения полтавской серии «широкими нисходящими террасовыми ступенями ниспадают в направлении долины Днепра» (стр. 169); 2) литофациальный состав, текстура и слоистость песчаных отложений полтавской серии и аллювиальных четвертичных отложений Днепра аналогичны; 3) уклон дневной поверхности террас и их ложа соответствует уклону современных равнинных рек.

Соглашаясь с принципиально правильным положением, что вслед за отступающим морским бассейном рождается и развивается гидросеть, мы не считаем возможным полностью применить его ко всему послехарьковскому времени. Как показали многочисленные исследования, в особенности Е. В. Шанцера [19], аллювиальный комплекс отложений равнинных рек начинается «русловым» аллювием, представленным более крупнозернистой фракцией, чем вышележащие «пойменные» и «старичные» фации. На территории же Днепроовско-Донецкой впадины полтавская серия начинается глинами, т. е. «старичным» или «пойменным» аллювием, что, в общем, исключается теорией образования аллювия и может представлять лишь частный случай. Глинистый горизонт полтавской серии имеет широкое распространение и, следовательно, является не местным, «случайным» образованием, а региональным стратиграфическим горизонтом, отвечающим определенным физико-географическим и геоморфологическим условиям осадконакопления; поэтому с четвертичным аллювием Днепра полтавские отложения несопоставимы.

Д. П. Назаренко говорит о ниспадающем террасированном характере полтавских отложений, но для этого нет надлежащих данных, по-

сколько полтавские отложения на большом пространстве Левобережья Украины размыты. Кроме того, полтавская серия, судя по картам И. Н. Ремизова [13] и Л. И. Карякина [7], имеет значительное площадное развитие и на правобережье Днепра, причем уклон поверхности этой серии происходит также в сторону Днепра. Представить такую палеогеографическую обстановку террасообразования невозможно.

Наконец, об уклоне поверхности и подошвы аллювиальных толщ террас, выделяемых Д. П. Назаренко. Во-первых, вряд ли можно, как это делает автор, сопоставлять отметки дневной поверхности одноименных террас, не различая, покрывались или не покрывались эти террасы днепровским оледенением. Во-вторых, на основании анализа данных по уклонам, отметкам поверхности и подошвы аллювия выделенных террас, с нашей точки зрения, нельзя объяснить, почему наиболее древняя — эквиверхнемайкопско-тарханская терраса имеет больший уклон дневной поверхности (0,180 м/км), чем более молодая — эквисредиземноморская терраса (0,150—0,130 м/км), а еще более молодая — эквисарматская — имеет наибольший уклон (0,250—0,170 м/км). Данные распространения морских бассейнов, синхронизируемых с указанными террасами, этого не подтверждают.

И. Н. Ремизов [14], восстанавливая историю развития Днепровско-Донецкой впадины, отмечает, что в гелльете и нижнем тортоне (тарханчокрак) происходит обширная трансгрессия моря, покрывшего всю Левобережную Украину (за исключением центральной части Донецкого кряжа, Мариупольского массива и, может быть, крайних северных пределов Сумской области). Позже, в караганское и конкское время, произошла регрессия полтавского моря до пределов Причерноморской впадины, что сопровождалось новым развитием речной сети и долинного ландшафта. В раннем и особенно среднем сармате происходит новая значительная трансгрессия моря, которая, однако, не распространилась далее села Губинихи (б. Волнянка). В верхнем сармате наступает последняя регрессия моря с территории Днепровско-Донецкой впадины. С этого времени автор и ведет начало террасообразования на данной территории. С палеогеоморфологических позиций нельзя объяснить, почему такая глубокая регрессия, как караганско-конкская, не дала речных террас, сохранившихся в рельефе, тем более, что следующая и последняя (сарматская) трансгрессия, по свидетельству самого автора, не распространялась севернее Орельско-Самарского междуречья.

В одной из последних работ Л. И. Карякин [7] изложил новейшие данные о гипсометрии и мощности полтавских отложений. В отличие от Д. П. Назаренко, автор указывает, что на мульдообразной поверхности харьковской свиты тоже мульдообразно залегают — с наиболее низкими отметками близ Днепра — породы полтавской серии, окаймляющие стратозиогипсами (100—120 м) центральную часть Днепровско-Донецкой впадины. Отсюда в направлении на юго-запад и северо-восток отметки поверхности повышаются до 200 м. Наибольшую мощность полтавская серия имеет на северном склоне полтавской мульды, на водоразделе Днепра и Сев. Донца (до 50—75 м).

Раскрывая историю развития Днепровско-Донецкой впадины, Л. И. Карякин указывает, что в полтавском морском бассейне отлагались мелкозернистые пески, а по его берегам — разнозернистые. При отступании моря на участках, вышедших на дневную поверхность, начала образовываться кора выветривания, вследствие чего пески приобрели пеструю окраску и обогатились глинистым и пылеватым кремнистым веществом [7, стр. 151—152].

Приведя взгляды Л. И. Карякина, считаем необходимым обратить внимание на следующее.

1. Автор, анализируя гипсометрию поверхности отложений полтавской серии, указывает, что последние залегают мультобразно и ось их (если ее дорисовать на карте автора) совпадает примерно с осью поверхности харьковской мульды. Если это так, то, очевидно, и мощности отложений полтавской серии тоже должны как-то с этим согласовываться: в осевой части мульды мощность была бы большей, на периферии — меньшей. Но этого нет. Наибольшие мощности располагаются в северо-восточной краевой части полтавского бассейна.

2. Некоторые участки Днепровско-Донецкой впадины — по данным Д. Н. Соболева [16], Н. И. Дмитриева [3], Д. П. Назаренко [10], И. Н. Ремизова [14] и др., а также нашим — не имеют полтавских отложений, поскольку они там размыты и замещены аллювиальными отложениями неогеновых террас. Это, в частности, относится к междуречьям Сула—Удай, Десна—Днепр, Оскол—Сев. Донец и др.

По данным скважин, находящихся в значительном отдалении от внешнего контура полтавского бассейна (водораздел Днепр—Сев. Донец), разнотернистые и среднетернистые пески залегают внутри песчаной толщи полтавской серии и сверху кроются мелкозернистым песком и пестроцветными суглинками и глинами. Следовательно, говорить о том, что разнотернистые пески отражают местоположение береговой линии, без оговорок нельзя.

Таким образом, даже из рассмотренного довольно краткого обзора некоторых представлений, нерешенными или неудовлетворительно объясненными являются следующие вопросы:

1. Если признать за отложениями, залегающими выше харьковских, аллювиальную природу, то почему они не имеют «нормального» стратиграфического разреза и начинаются обычно глинами? Почему неогеновые «аллювиальные» отложения имеют мощности 30—40—60 м и более не в виде исключения, а как правило?

2. Если считать, что основная масса отложений полтавской серии морского происхождения, то почему начало террасообразования относится к верхнему сармату, а не ко времени отступления морского бассейна, распространявшегося почти на всю Левобережную Украину и значительную часть прилегающих территорий? Ведь последующая трансгрессия была значительно меньшей и почти не распространялась на впадину.

3. Если состав отложений полтавской серии ограничивать сверху пестрыми песками и считать последние аллювиальными, прибрежно-морскими или озерно-лагуно-аллювиальными, то какими по условиям осадконакопления являются вышележащие «ярус пестрых глин» и «ярус красно-бурых глин»? Известно, что «ярус красно-бурых глин» — это элювиально-делювиальные образования нижележащих пород. Следовательно, при определении мощности надхарьковских отложений следует также учитывать и мощность яруса красно-бурых глин (исключая его делювиальную часть), поскольку это элювиальные отложения «полтавского» осадконакопления. В равном положении находится и «ярус пестрых глин», ибо какие другие физико-географические причины обусловили их накопление? При таком понимании полтавской серии мощность последней еще более возрастет, а вместе с этим возрастут и трудности отнесения всей полтавской толщи к аллювиальным образованиям.

Как нам представляется, по условиям осадконакопления толща пород, заключенная между отложениями харьковской свиты и лессовидными четвертичными отложениями (за исключением части делювия

яруса красно-бурых глин) должна быть разделена на такие горизонты:

1. Зеленые, слоистые, иногда сланцеватые глины с растительными остатками и буроугольными прослойками и прослоями костяной брекчии из рыбьих костей, мощностью 1,0—10,0 м — отложения, накопившиеся в прибрежно-морских условиях, со слабо расчлененным рельефом, изобиловавшим озерами, болотами, лагунами, с короткими невыраженными русловыми потоками и средиземноморским типом климата [13, стр. 193]. Это змиевская свита по Н. Н. Карлову [5].

2. Белые кварцевые мелкозернистые, хорошо отсортированные пески, мощностью до 60 м — отложения морские. Это сивашская свита по Н. Н. Карлову.

3. Белые кварцевые среднезернистые и разномзернистые пески, пестрые мелкозернистые пески и глины, а также красно-бурые глины и пески — отложения аллювиальных древних неогеновых террас, преобразованные в верхней части процессами выветривания. Разномзернистые и среднезернистые пески являются русловым аллювием, вышележащие отложения представляют собой пойменный и старичный аллювий и их элювиально-делювиальные модификации в верхней части.

Поскольку морские отложения (второй горизонт) покрывают всю Днепровско-Донецкую впадину и прилегающие к ней части и по времени накопления относятся к гельвет-тортонскому (включая чокрак) — по Н. Н. Карлову, И. Н. Ремизову и другим, или к гельвет-тортонскому времени (включая караганское) — по Д. П. Назаренко, то и начало зарождения долинного рельефа Днепровско-Донецкой впадины (следовательно, и речных террас) нужно относить либо к караганскому, либо к конкскому времени.

При таком понимании условий осадконакопления надхарьковских отложений, как нам представляется, удовлетворительно разрешаются вопросы палеогеографии неогенового периода.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барбот де Марни Н. П. Сарматский ярус миоценовой формации. Горн. журн., ч. III, № 7, 1867.
2. Гуров А. В. Гидрогеологическое исследование Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губернии. Харьков, 1893.
3. Дмитриев Н. И. Яготинская и Остапьевская террасы среднего Днестра и их аналоги в бассейне среднего и нижнего Дона. Наук. зап. Харк. пединститута, т. IX, 1946.
4. Зосимович В. Ю., Ключников М. М., Носовский М. Ф. Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформеної частини УРСР. Геол. журн., т. XXIII, в. 6, 1963.
5. Карлов Н. Н. Новые данные о времени и условиях отложения песков полтавского яруса. ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
6. Карякин Л. И. О границе между харьковским и полтавским ярусами. Зап. н.-и. Ин-та геологии Харьк. гос. ун-та, т. VI, 1938.
7. Карякин Л. И. Гипсометрия и мощности пород полтавской серии в пределах Украины и приуроченные к ним полезные ископаемые. Сб. «Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование», т. VI, Геология и полезные ископаемые. Изд-во «Недра», М., 1965.
8. Коваль Я. М. О возрасте отложений полтавского яруса. «Сов. геология», № 9, 1940.
9. Личков Б. Л. К характеристике геологического прошлого Северноукраинского артезианского бассейна. Проблемы советской геологии, т. IV, № 9, 1935.
10. Назаренко Д. П. Основные этапы формирования долинного рельефа Левобережной Украины. Сб. «Природные ресурсы Левобережной Украины и их использование». Материалы межведомств. науч. конференции, т. I. Изд-во ХГУ, Харьков, 1961.
11. Назаренко Д. П. Полтавская континентальная серия и ее эквиваленты в составе морского неогена Б. Донбасса. Сб. «Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей». Труды межобластного геологического совещания. Изд-во ВГУ, Воронеж, 1964.

12. Пименова Н. В. Возраст полтавского песка района с. Шестеринцы. ДАН СССР, т. XXIII, № 6, 1939.
13. Ремизов И. Н. Полтавская серия, ее строение и стратиграфическое положение. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, М., 1960.
14. Ремизов И. Н. Неогеновые террасы Харьковского экономического административного района. Сб. «Природные ресурсы Левобережной Украины и их использование». Материалы межведомств. научн. конференции, т. I. Изд-во ХГУ, Харьков, 1961.
15. Ремизов И. Н. Стратиграфическая шкала кайнозоя Днепровско-Донецкой впадины. Сб. «Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование». Материалы межведомств. научн. конференции, т. VI, Геология и полезные ископаемые. Изд-во «Недра», М., 1965.
16. Соболев Д. Н. О неогеновых и четвертичных террасах Украины. «Советская геология», сб. № 6, 1938.
17. Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения Южной России. Труды Геол. ком., т. 9, № 2, 1893.
18. Усенко К. С. Полтавский ярус северо-западной окраины Донбасса. Уч. зап. геол. ф-та Харьк. ун-та, т. II, 1955.
19. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Геологического ин-та АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.

## НЕОГЕНОВЫЕ РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ НА ДРУЖКОВСКО-КОНСТАНТИНОВСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ В ДОНБАССЕ

К. С. Усенко

На территории Донбасса до сих пор были известны самые молодые разрывные тектонические нарушения, датируемые верхним палеогеном (савская фаза) [3, 4]. Нами обнаружены на Дружковско-Константиновской антиклинали разрывные дислокации, возраст которых можно отнести к неогену. Эти дислокации представляют собой грабен (площадь около  $0,5 \text{ км}^2$ ), где отложения харьковской и полтавской свит сброшены на 20—10 м в толщу каменноугольных пород.

В осевой части Дружковско-Константиновской антиклинали на дневную поверхность выходят мощные песчаники араукаритовой свиты верхнего карбона. На песчаниках, на одном гипсометрическом уровне с ними, кое-где располагаются отдельные пятна палеогена, отмеченные на геологической карте Н. Н. Яковлева [7]. Одно из таких пятен — песчаный карьер кирпичного завода, находящийся в описываемом грабене в двух километрах к северо-востоку от села Кондратьевки.

В основании палеогеновых отложений залегает плохо окатанный галечник из аркозовых песчаников (диаметр отдельных галек от 8 до 15 см). Над галечником располагаются серо-зеленые пески с гравием и галькой, которые сменяются зелеными глауконитовыми глинистыми песками, постепенно к кровле переходящими в ноздреватые железистые песчаники, с хорошо окатанной кремневой галькой. Выше залегают зеленые сланцеватые глины. Общая мощность отложений харьковской свиты олигоцена около 2 метров.

На размытой поверхности харьковской свиты залегает гравий с галькой и частыми обломками зубов акул, среди которых нам удалось определить зубы *Carcharodon megalodon* Agassiz. Этот вид акул широко распространен в миоцене Западной Европы, Северной Африки и Северной Америки, хотя встречается и в позднем олигоцене Венгрии. Исходя из этого, мы относим гравий с галькой и зубами акул к неогеновым отложениям.

Над гравием с галькой залегают белые и желтовато-белые горизонтально-слоистые, с оранжевыми прослойками, мелкозернистые кварцевые пески полтавской свиты. Среди них попадаются глыбы ржаво-коричневых железистых песчаников, которые добываются в юго-западной части карьера и используются в качестве строительного материала. В этих железистых песчаниках обнаружены отпечатки раковин морских моллюсков, среди которых удалось с трудом определить *Pecten cf. besseri* Andr. и другие пектены, широко встречающиеся в аналогичных горизонтах полтавской свиты на территории бассейна долины реки Казенный Торез, относимой нами к среднему миоцену, т. е. к гелвету и тор-

тону [6]. Мощность песков полтавской свиты примерно 10—15 м. Над песками залегают белые и серовато-белые с розовым оттенком огнеупорные глины часовярского типа (мощность их примерно 5—6 м). Геологический возраст огнеупорных глин полтавской свиты Донбасса определен споро-пыльцевым анализом и на основании полученных данных приравняется к возрасту конкских и ниже-сарматских отложений юго-западной части Донбасса [2].

Таким образом, песчано-глинистые отложения карьера села Кондратьевки в возрастном отношении можно отнести к среднему неогену.

На размытой поверхности палеозойского фундамента палеогеновые и неогеновые отложения были дислоцированы рядом сбросов с вертикальной амплитудой от 5 до 20 м. В северной части песчаного карьера опускание было максимальным, и огнеупорные глины по плоскости сброса вошли в контакт с аркозовыми песчаниками. Общая мощность палеогеновых и неогеновых отложений приблизительно равна 20 м, ее можно считать максимальной вертикальной амплитудой сброса.

На участке карьера, где выбраны огнеупорные глины, находится маленькое озеро, которое, по свидетельству местных жителей, никогда не высыхает. Следовательно, источником питания данного озера являются не только атмосферные осадки, а и подземные воды, циркулирующие по сбросовой плоскости. Замеры залегания слоев в северной части карьера показывают падение СВ  $30^\circ$ , угол около  $12^\circ$ .

В средней части карьера опускание незначительно, около 5—7 м. Здесь с юга на север проходит как бы шарнир грабена с горизонтальным дном до 30 м шириной. К востоку от этого шарнира идет опускание по азимуту  $85^\circ$ . Опустившаяся восточная часть грабена имеет неодинаковый угол погружения. Так, у самого шарнира угол падения дна, замеренный по кровле галечника с обломками зубов акул, равен 3— $5^\circ$ , к востоку наклон увеличивается до  $15^\circ$ , а у самого забоя песчаного карьера составляет  $18^\circ$ .

Сбросовая плоскость, где контактируют огнеупорные глины неогена с аркозовыми песчаниками араукаритовой свиты, простирается по азимуту  $130^\circ$ . За пределами карьера линию сброса можно проследить по глыбам железистого песчаника с кремневой галькой (олигоцен), вытянутым по этому же азимуту  $130^\circ$  и выступающим из почвы торцами. К юго-западу от линии сброса в пределах грабена железистые песчаники отсутствуют, а к северо-востоку от нее железистые песчаники с кремневой галькой лежат без всякого порядка на размытой поверхности араукаритовой свиты. С юго-запада грабен ограничен гривкой твердых аркозовых песчаников верхнего карбона, простирающихся по азимуту  $145^\circ$  и падающих на юго-запад.

Остановимся на причинах и времени образования грабена. В конце неогена колебательные движения привели к поднятию территории центрального Донбасса на значительную высоту, тогда как в среднем миоцене эта область была под уровнем моря. Судя по осадкам, представленным мелкозернистыми песками с отпечатками раковин мелководных морских моллюсков, глубина моря была в пределах немногих десятков метров. После отложения среднемиоценовых морских осадков происходит постепенное поднятие складчатого фундамента Донбасса; вероятно, это движение было дифференцированным: более интенсивным в области антиклинальных структур, таких как Главная и Дружковско-Константиновская антиклинали, и менее интенсивным — в области синклиналей, таких как Кальмиус-Торецкая и Бахмутская. Об этом можно судить по мощности палеогеновых и неогеновых отложений в этих районах, большей в синклинальных и меньшей на антиклинальных структурах.

Последующие вертикальные сводовые поднятия на Дружковско-Константиновской антиклинали с вертикальной амплитудой до 200—300 м приводили к образованию трещин на внешней стороне выгибающейся структуры и смещению по этим трещинам отдельных небольших блоков, захватывающих только верхнюю незначительную часть воздымающихся структур.

Процесс образования сбросов с малой амплитудой смещения, видимо, широко представлен в Донбассе, но датировать время их образования удается только там, где в зону смещения попадают и более молодые осадки палеогена и неогена, как в описываемом случае.

Время образования грабена нужно считать послесарматским, так как к этому времени территория складчатого Донбасса полностью освободилась от моря и стала медленно воздыматься.

На территории Донбасса широко распространены дислокации палеогеновых и неогеновых отложений нетектонического происхождения, связанные с карстовыми процессами растворения соли и гипса в соленосных отложениях пермской системы, т. е. относящиеся к экзодислокациям. Такие экзодислокации особенно широко развиты на правом склоне долины реки Бахмут в области распространения соленосных пермских отложений у города Артемовска. Здесь имеется два крупных грабена общей площадью свыше 4 км<sup>2</sup>.

В этих дислокациях принимают участие породы эоцена, олигоцена и миоцена. Углы падения слоев по разным азимутам достигают 10—18°. Время образования провальных воронок нужно отнести к началу среднего палеогена, а может быть и к началу палеогена, потому что возраст самых нижних слоев палеогена, принимавших участие в дислокациях, окончательно не выяснен. При изучении отложений, заполняющих карстовую воронку, можно наблюдать увеличение мощности некоторых слоев палеогена и неогена от периферии воронки к ее центру, а также частые прослои галечника среди осадков киевской и харьковской свит.

Отсюда следует, что углубление карстовых воронок происходило скачкообразно или постепенно во время накопления палеогеновых и неогеновых отложений. Это особенно заметно в карьере керамического завода, где увеличение мощности песков и огнеупорных глин полтавской свиты на десятки метров больше обычной мощности их на водоразделах вне гипсо-соленосных отложений перми. Такая картина экзодислокаций наблюдается у ст. Нырково и на территории бассейна долины р. Сухой Торец, в районе Корульского купола.

Таким образом, карстообразовательные процессы и последующие экзодислокации в гипсо-соленосных отложениях перми происходили с начала кайнозоя. Особенно интенсивно протекали они в эоцене и олигоцене и достигли максимума во время отложения полтавской свиты и позже, к моменту выхода территории складчатого Донбасса из-под уровня моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гликман Л. С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. Изд-во «Наука», М., 1964.
2. Еремина Н. Т. О нахождении пыльцы и спор в полтавской серии Донбасса. «Природные ресурсы левобережной Украины и их использование», т. VI. Изд-во «Недра», М., 1965.
3. Попов В. С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. «Проблемы сов. геологии», № 12, 1936.
4. Попов В. С. Тектоника. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I, Угольные бассейны и месторождения юга Европейской части СССР, ОНТИ, 1937.

5. Усенко К. С. Условия залегания третичных отложений в верховье реки Бахмут. Зап. геол. факультета ХГУ, т. 10, 1950.
6. Усенко К. С. Полтавский ярус С.-З. окраины Донбасса. Зап. геол. факультета ХГУ, т. II, 1955.
7. Яковлев Н. Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна. Труды геол. ком., нов. серия, вып. 94, 1914.
8. Arambourg. Les Poussons fossiles d'Oran. Materiaux Carte geol. Algerie ser., № 6, 1927.

## К ЛИТОЛОГИИ КАРБОНАТНОЙ ЧАСТИ КИЕВСКОЙ СВИТЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

*С. И. Шуменко, Нгуен Бьеу*

Отложения киевской свиты эоцена широко распространены на Украине, причем особенное развитие и мощность они получили в Днепро-Донецкой впадине. Являясь хорошими маркирующими горизонтами, эти отложения, условно расчленяемые на бескарбонатный наглинок, мергельную толщу и базальный горизонт фосфоритовых песков, часто привлекают внимание геологов-съемщиков, особенно при выявлении тектонических структур куполового типа. Именно по киевской свите была выявлена Шебелинская структура.

Породы, слагающие киевскую свиту, служат к тому же ценным сырьем для производства стройматериалов — цемента, кирпича, черепицы. Но в литологическом отношении эти породы изучены еще весьма слабо. В. Н. Чирвинский в 1925 г. предпринял химико-минералогическое исследование мергелей (или, как тогда называли, спондиловой глины) [5]. Однако ограниченные экспериментальные возможности изучения глинистых минералов в те годы не могли не сказаться на результатах исследований и привели В. Н. Чирвинского к неправильному выводу о каолининовом составе глинистых фракций. В дальнейшем киевские мергели изучались с точки зрения нерудного полезного ископаемого [2, 3, 4]; исследования носили либо сугубо специальный, либо самый общий характер [1]. Правда, С. В. Потапенко [2, 3], изучая глинистую составляющую киевских мергелей, применял комплекс современных методов исследования, однако попытка введения в литературу нового глинистого «вещества» («глинита») встретила справедливую критику и сейчас не может рассматриваться как минералогически обоснованная.

Мы изучали образцы «мергельной толщи» из скважин, пробуренных Харьковской экспедицией треста «Днепрогеология» в Красноградском и Ахтырском районах Харьковской и Сумской областей УССР\*.

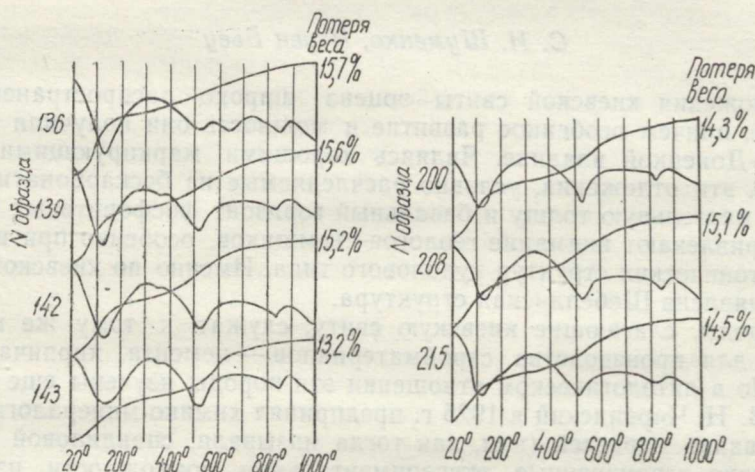
Следует прежде всего отметить, что карбонатность «мергелей» по разрезу сильно изменяется. Она достигает 50% лишь в средней части разреза. К подошве и кровле карбонатность значительно снижается (менее 20%  $\text{CaCO}_3$ ), соответственно увеличивается алевроитовая обломочная примесь (в основном кварц — до 20%), так что породы этой части разреза следует относить к алевроитовым известковистым глинам. Это особенно характерно для верхней части карбонатной пачки киевской свиты.

Как показали микроскопические иммерсионные исследования порошковых препаратов, приготовленных из пород различной степени карбонатности, карбонатная часть их состоит в основном из отдельных

\* В некоторых анализах образцов Ахтырского района принимал участие Фам Ван Ан.

кальцитовых элементов панцирей кокколитофорид — кокколитов и их фрагментов. Разнообразие кокколитов, особенно из группы дискоастеров, довольно велико (нам удалось определить несколько десятков видов); размеры их, в большинстве, колеблются в пределах 8—15 микрон. Кокколитофориды заслуживают особого описания, однако нужно подчеркнуть, что карбонатная составляющая пород киевской свиты носит в значительной степени планктоногенный характер, что до сих пор никем из исследователей и геологов не учитывалось.

Некарбонатная составляющая карбонатных пород киевской свиты состоит, преимущественно, из глинистых фракций, требующих комплексной методики исследования.



Термограммы глинистой фракции  $\leq 1$  микрон из карбонатных пород киевской свиты.

Окрашивание водных суспензий фракций 1 микрон и менее метиленовым голубым без электролита и в присутствии KCl показало заметный сдвиг окраски от фиолетово-синей с МГ к зеленовато-голубой с МГ + KCl. С солянокислым бензидином суспензии окрасились в грязно-синий цвет. Показатели светопреомления ориентированных агрегатов этих же фракций колеблются от 1,530 ( $N_p'$ ) до 1,560 ( $N_g'$ ).

Дифференциальные термические кривые нагревания (см. рисунок) глинистых фракций 1 микрон и менее для различных образцов весьма постоянны. Кривые ДТА характеризуются резким эндотермическим эффектом с максимумом в области 120—140° (потеря межпакетной воды), более слабым эндоэффектом с максимумом при 520—540° (потеря гидроксильных группировок) и слабым эндотермическим эффектом с максимумом при 830—850°С, переходящим в экзотермический эффект при 880—900°. Потеря веса колеблется от 13,2 до 15,7%.

Некоторое отличие имеют отдельные образцы из кровли карбонатной части киевской свиты (см. рисунок, кривая образца 136). Для них характерен дополнительный эндотермический эффект на термограммах в области 650°. Судя по наличию иона  $SO_4^{11}$  в водных вытяжках исследованных образцов и по широко развитому в некоторых районах процессу образования гипса (например, пос. Печенеги Харьковской области), в киевских мергелях, залегающих под пестрыми глинами, указанный эндоэффект может обуславливаться присутствием тонкодисперсных сульфатов железа.

Дебаграммы глинистых фракций всех образцов (см. таблицу) показывают преобладание в них диоктаэдрической гидрослюда. Однако в малоугловой области первый рефлекс имеет диффузный характер и в некоторых образцах достигает  $12,8\text{\AA}$ , что свойственно минералам монтмориллонитовой группы. На дифрактограммах фиксируются четкие рефлексы в области  $14\text{--}15\text{\AA}$ .

Рентгенограммы глинистых фракций из карбонатных пород киевской свиты восточной части Днепровско-Донецкой впадины (условия съемки:  $\text{Fe}_{\alpha+3}$ ,  $2R = 57,3$  мм,  $2\theta = 0,5$  мм,  $I = 10\text{mA}$ ,  $V = 30\text{kV}$ , экспозиция 4 часа)

Красноградский район					Ахтырский район			
I	№ образцов				I	№ образцов		
	136	139	142	143		200	208	215
	$d/n^\alpha$	$d/n^\alpha$	$d/n^\alpha$	$d/n^\alpha$		$d/n^\alpha$	$d/n^\alpha$	$d/n^\alpha$
5*	10,4	10,9	10,8	10,1	5*	9,74	11,02	12,8
2	5,81	4,86	4,96	4,80	3		6,76	6,89
1	4,49				1	(4,96)	(5,04)	(4,91)
10**	4,43	4,40	4,47	4,42	10**	4,38	4,50	4,42
2		3,55						
3	3,32	3,30	3,28	3,25	3	3,28	3,34	3,29
3	(2,80)	(2,82)	(2,85)	(2,79)	4	2,79	(2,83)	(2,68)
7**	2,57	2,55	2,57	2,54	7**	2,55	2,58	2,56
3		2,37	2,39		3		2,39	
4		1,97	2,00		3		1,98	1,96
1—2			1,84	1,77				
2		1,69						
3	(1,65)	(1,64)	(1,66)	(1,63)	2	(1,64)	(1,65)	(1,65)
9**	1,50	1,490	1,500	1,490	9**	1,490	1,500	1,500
3	1,30	1,29	1,30	1,28	3	1,30	1,30	1,31
2	1,24	1,24	1,24	1,24	2	1,25	1,25	1,26

Примечания. \* Диффузная линия. \*\* Широкая линия.

После обработки этих образцов глицерином смещений первого рефлекса не наблюдалось. Это может служить косвенным указанием того, что гидрослюда и монтмориллонит образуют не механическую смесь, а неупорядоченные сростки. Подобное предположение требует подтверждения путем специальных рентгеновских исследований.

Таким образом, весь комплекс проведенных исследований позволяет сделать вывод о поликомпонентном составе глинистых фракций карбонатных пород киевской свиты. Основными компонентами фракции являются диоктаэдрическая гидрослюда и — в качестве существенной примеси — монтмориллонит железистого типа (ферримонтмориллонит), о чем говорят термограммы. Называть подобную смесь глинистых минералов «глинитом», даже если они находятся в виде сростков, как это сделал С. В. Потапенко, нет никаких оснований.

Говоря в целом о карбонатной части разреза киевской свиты, следует подчеркнуть необходимость более дробного расчленения ее по карбонатности и содержанию алевритовой аллотигенной примеси, что должно найти отражение в правильной характеристике пород и может быть использовано для фациального анализа. Очевидно, в настоящее время характеризовать всю эту часть разреза укоренившимся универ-

сальным термином «киевский мергель» уже недостаточно. По отношению к типичным мергелям следует применять название «кокколитовые мергели», подчеркивая тем самым генетические особенности этих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Каптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Труды ИГН, серия стратиграфии и палеонтологии, вып. 3. Изд-во АН УССР, Киев, 1951.
2. Потапенко С. В. Глинистые породы УССР. Изд-во Акад. архитектуры УССР, Киев, 1953.
3. Потапенко С. В. О химическом и минералогическом составе глинистого вещества некоторых строительных глин Украинской ССР. ДАН СССР, т. 40, № 2, 1953.
4. Чаркин А. Ф. Глинистые породы в Днепровско-Донецкой впадине. Сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
5. Чирвинский В. Н. Химико-петрографическое исследование киевского мергеля (спондиловой глины) и его гомологи среди современных морских отложений. «Вісник Укр. Геол. Ком.», в. 8, 1925.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

*Г. В. Карпова*

Осадочные комплексы как геосинклинальных, так и платформенных областей позволяют устанавливать направленную стадийность постседиментационных изменений осадочных пород [2, 3, 4]. Индикаторами интенсивности этих изменений являются минералогическо-структурные особенности пород, физико-механические их свойства, характер органического вещества. Несмотря на существование большого фактического материала по постседиментационным изменениям осадочных пород различных регионов, многие вопросы стадийных превращений не решены однозначно, неясной остается граница между осадочными и метаморфическими породами. В геосинклинальных областях граница проводится по массовому развитию мусковита и сегрегационных структур [3], по появлению бластических структур и массовой перекристаллизации обломочных зерен [4]. При метаморфизме сохранность реликтовых осадочных структур связывается с первичным полимиктовым составом [6].

Региональные постдиагенетические изменения осадочных пород вызываются, как и регионально-метаморфические, давлением нагрузки и повышенными температурами. В геосинклинальных областях эти факторы усиливаются стрессом и гидротермальными проявлениями. В ряде случаев интенсивность дислокационных факторов нарушает нормальную последовательность постдиагенетических стадий.

При разбурировании погруженных структур Днепровско-Донецкой впадины и глубоком бурении в Донецком бассейне необходимо различать вторичные изменения с осадочным веществом регионального плана и изменения, вызванные локальными метаморфическими факторами. Устанавливаются определенные структурные признаки и минеральные парагенезы, присущие региональному метаморфизму низкой ступени в отличие от регионального метаморфизма. Своеобразные аутигенные парагенезы, как и структуры, свойственны локальному дислокационному метаморфизму и метаморфизму контактов.

### Региональный метаморфизм низкой ступени

К низкой ступени регионального метаморфизма (фашия зеленых сланцев) относятся палеозойские породы Предкавказья, которые несогласно перекрываются нормально-осадочными пермскими и триасовыми отложениями и могут рассматриваться в связи с последовательными постдиагенетическими изменениями каменноугольных отложений Большого Донбасса.

Для хлорито-серицитовых сланцев, филлитов, кварцитовидных серицитовых сланцев характерна зеленая окраска различных оттенков и шелковистый блеск на поверхностях, параллельных сланцеватости.

Наряду с ориентированным расположением пластинчатых минералов в шлифах наблюдается пльчатость и сегрегационные минеральные выделения мусковита и хлорита.

В разлинзованных участках по направлениям, секущим основное направление сланцеватости, вместе с хлоритом развит кальцит. Тонко-чешуйчатый мусковит основной массы филлитов и хлорито-серицитовых сланцев окрашен в светло-зеленые тона, плеохроизм отсутствует. Размер чешуек от 0,006 до 0,1 мм. Двупреломление 0,034—0,040.  $N'_g = 1,596 \pm 0,001$ ;  $N'_p = 1,562 \pm 0,001$ . Плотность 2,83 (фракция менее 0,01 мм). Термическая характеристика соответствует мусковиту, так как диссоциация и потеря гидроксильных ионов происходит при 900°. Небольшая потеря веса происходит до 700° (0,1—0,2% H<sub>2</sub>O), что, вероятно, связано с реликтами тонкодисперсных гидрослюд. Рентгеновский дифракционный спектр соответствует диоктаэдрической слюде политипа 2M<sub>1</sub>. Параметры элементарной ячейки:  $a = 5,22\text{Å}$ ;  $b = 9,00\text{Å}$ ;  $c = 20,00\text{Å}$ ;  $\beta = 95^\circ 20'$ .

Хлориты выделены из основной массы разлинзованного песчаника (фракция менее 0,01 мм) и сегрегационных выделений в хлорито-серицитовом сланце (0,01—0,005 мм). Оптический характер, химический состав и термическая характеристика аутигенных хлоритов очень близки. Окраска чешуек светло-зеленая, плеохроизм слабый, в зеленых тонах. Двупреломление 0,001—0,004. Показатели преломления колеблются в пределах 1,59—1,63.  $c : N_g = 0-2^\circ$ . Отмечается большая магнезиальность хлорита сегрегационных выделений. Он почти бесцветен, с отчетливой дисперсией  $r < v$ . Оба хлоритовых минерала относятся к структурному политипу 11b,  $\beta = 97^\circ$  (см. таблицу).

Вариации химического состава хлоритов, возможно, связаны с различием в генезисе. Процессы перекристаллизации под давлением происходили с некоторой потерей окисного железа, что привело к концентрации в сегрегационных выделениях хлорита большей магнезиальности.

Мусковит (серицит) политипа 2M<sub>1</sub> и хлорит железисто-магнезиальный политипа 11b,  $\beta = 97^\circ$  (рипидолит—прохлорит) образуют равновесную минеральную ассоциацию начальной стадии регионального метаморфизма для метаморфизованных терригенных пород.

Если использовать диоктаэдрические гидрослюды — слюды в качестве индикатора интенсивности изменений [1], то метабенез терригенных пород может характеризоваться мусковитизацией цементов пористых пород, в то время как сланцеватые аргиллиты сложены упорядоченной гидрослюдой политипа 2M<sub>1</sub> с диссоциацией в интервале 500—700°. Критерием перехода от метабенеза к метаморфизму может считаться окончательная мусковитизация основной массы пелитовых пород.

### Дислокационный метаморфизм

Аутигенные минеральные образования, связанные с дислокационным типом метаморфизма, распространены как в Донецком бассейне (включая его юго-восточное продолжение), так и в Днепровско-Донецкой впадине. Подобные минералообразования встречаются в зоне мелких и крупных нарушений, в брекчированных участках, по мелким трещинам и зеркалам скольжения. В Днепровско-Донецкой впадине аутигенный минералогенез дислокационного метаморфизма (эпигенеза) развит в прикуполовых нарушениях, в прифундаментной части приподнятых северной и южной полос окаймления центрального грабена. Развита он и в Западном Донбассе (Кальмиусский разрез, Михайловско-

## Характеристика аутигенных хлоритов метаморфизма низкой ступени

	Основная масса цемента расслап- цованного пес- чаника (Пред- кавказье)	Сегрегацион- ные выделения в филлите (Предкавказье)	Сегрегации в раз- линзованной по- роде, С <sub>1</sub> (Дон- басс, р. Кальмиус)	Контактная зона (Таври- ческий флиш, Крым)
SiO <sub>2</sub>	27,46	25,26	29,31	26,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,61	21,69	19,66	22,31
FeO	20,26	18,85	14,90	28,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,10	6,04	5,13	8,12
CaO	—	0,61	сл.	0,21
MgO	7,41	13,80	17,26	5,61
K <sub>2</sub> O	0,71	0,82	0,61	0,53
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,28	0,37	0,08
H <sub>2</sub> O+	10,15	12,60	13,02	10,26
H <sub>2</sub> O—	0,21	—	—	—
Σ	100,17	99,95	100,26	100,66
$N_q$	1,626	1,620	1,600	1,636
$N_p$	1,620	1,615	1,596	1,632
Плотность	2,80	2,79	2,77	2,84
Политип	II α, β = 97°			
$b$	9,29	9,23	9,18	9,31
$c \sin \beta$	14,16	14,13	14,16	14,11
Минералогическая номен- клатура	Рипидолит	Прохлорит	Mg-прохлорит	Афросидерит
Тип метаморфизма	Региональный		Дислокационный	Контактный

Юрьевский разлом), на северо-западной окраине Донбасса (приподнятые и нарушенные куполовые структуры Красной Поповки, Красного Оскола и др.).

Структурные преобразования сводятся к возникновению перемятых структур, к нарушению ориентировки чешуйчатых слюдистых минералов. Характерны разнонаправленная разлинзованность и развитие сегрегационных выделений, секущих напластование. Типичные катакластические цементные структуры отсутствуют, явное преимущество перекристаллизации над катаклазом сказывается в развитии гетеробластических структур.

Обычный минерал всех зон тектонических нарушений — светло-зеленый мусковит.  $N_g = 1,598—1,590$ ;  $N_m = 1,594—1,585$ .  $N_p = 1,564—1,560$ ;  $2V = 40^\circ$ . Развивается по минералам цемента и основной массы глинистых пород, однако только для сегрегационных образований характерна однофазовость состава. Во всех других случаях термическая характеристика (фракции менее 0,01 мм) соответствует смеси слюды и гидрослюды (эффекты диссоциации при  $600^\circ$ ,  $900^\circ$ ). Для сегрегационных выделений мусковита характерно простое двойникование, реже — тройное, подобно описанному В. И. Муравьевым для тектонических брекчий

Каратау [5]. В структурном отношении мусковит и гидрослюда милонитизированной массы относятся к политу типу  $2M_1$ .

Гидрослюды и слюды подобных образований нередко характеризуются повышенным содержанием натрия. Парагонитизация диоктаэдрических слоевых силикатов объясняется, возможно, гидротермальным метасоматозом, тем более, что трещиноватые и перемятые зоны повсюду сопровождаются интенсивной карбонатизацией (кальцит, анкерит) и сульфидным оруденением (пирит, сфалерит, галенит, киноварь).

Кроме политу типа  $2M_1$ , в прифундаментной полосе, связанной с развитием ступенчатых сбросов вдоль центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины, устанавливается политу тип  $1M$ . Это слюда (и гидрослюда) изометрической формы, зеленая, с перламутровым блеском. В массе породы окраска более интенсивна, обычный парагенез — пирит в виде скоплений идиоморфных кристаллов кубической формы и кальцит. Наличие структур замещения с развитием псевдоморфоз агрегатной слюды по первичным обломочным зернам, коррозия реликтов кварца свидетельствуют о метасоматическом генезисе этих прифундаментных пород зеленокаменного изменения. Пока нет оснований полагать, что образование этого политу типа носит региональный характер. Хлорит бластических выделений и сегрегаций принадлежит железисто-магнезиальной группе (см. таблицу).

### Контактовый метаморфизм

Парагенез контактовых зон флишевой формации Крыма — пример аутигенного парагенеза, который развивается по терригенным породам, находящимся на стадии глубинного катагенеза. Согласно структурно-минералогическим преобразованиям вмещающих пород контактовый метаморфизм является термо-метасоматозом. Аутигенный парагенез близок описанным парагенезам регионального и дислокационного метаморфизма, так как контактовые породы относятся к фации альбит-эпидотовых роговиков с пелитовой ассоциацией [7].

Зернистые породы обогащаются по слоистости сегрегационными выделениями гидрослюды с  $N_g = 1,600—1,580$ ;  $N_p = 1,550—1,570$ . Двупреломление  $0,030—0,045$ . Пелитовые породы (аргиллиты) превращаются в ороговикоподобные с пятнистыми и узловатыми структурами. Чешуйчатый материал пятен и узелков отличается несколько большим размером неделимых и большим двупреломлением, чем основная масса (до  $0,040$ ). Основной материал — гидрослюда мусковитового типа с диссоциацией в интервале  $500—600^\circ$ , с небольшой примесью мусковита, диссоциирующего при  $900^\circ$ . В цементе пористых пород количество слюды несколько увеличивается. По данным электронно-графического метода (съемка В. А. Шитова, расшифровка Б. Б. Звягина) параметры элементарной ячейки гидрослюды неизмененного таврического флиша, гидрослюды и слюды контактовой зоны идентичны и соответствуют модификации  $2M_1$  с периодичностью в два слоя. Параметры элементарной ячейки:  $a = 5,17$ ;  $b = 8,95$ ;  $c = 19,95$  (в Å);  $\beta = 95^\circ 10'$ .

Низкотемпературный термометасоматоз не оказывает существенного воздействия на алюминиевые гидрослюды. Хлорит контактовых зон характеризуется повышенной железистостью, что объясняется скорее всего характером магматических тел (средний и основной состав).

Таким образом, парагенез слюда (гидрослюда) политу типа  $2M_1$  и железисто-магнезиальный хлорит  $14\text{Å } 11b$ ,  $\beta = 97^\circ$  устойчивы как в условиях

регионального метаморфизма низкой степени, так и в условиях дислокационного и контактового метаморфизма. Эта ассоциация возникает при 300—400°. Мусковитизация пород в любом случае более интенсивна в пористых породах. Наибольшая ее интенсивность свойственна региональному метаморфизму. Замещение  $\text{Na} \rightarrow \text{K}$  [8] и устойчивость полилита 1М, вероятно, связаны с метасоматическими явлениями. Повышение температуры не оказывает существенных влияний на гидрослюда мусковитового ряда. Характер хлорита при укрупнении неделимых меняется в сторону большей магнезиальности (кроме конкретных условий контактового метасоматоза).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карпова Г. В. О мусковитовых гидрослюдах в угленосных полифациальных отложениях. «Литология и полезн. ископ.», № 6, 1966.
2. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука», М., 1965.
3. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Хворова И. В. Элементы стадияльного анализа осадочных пород. Методы изучения осадочных пород. Госнаучтехиздат, М., 1957.
4. Логвиненко Н. В. Некоторые особенности метагенеза терригенных пород геосинклиналей. «Литология и полезн. ископ.», № 3, 1965.
5. Муравьев В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау. «Литология и полезн. ископ.», № 2, 1964.
6. Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, М., 1961.
7. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд-во иностр. лит., М., 1962.
8. Йодер Х. С. Экспериментальное изучение слюд. Синтез. Сб. «Вопросы геологии и минералогии слюд». Изд-во «Мир», М., 1965.

## О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ МИКРОТВЕРДОСТЬЮ И ПОВЕРХНОСТНОЙ ЭНЕРГИЕЙ МИНЕРАЛОВ

*А. А. Вальтер*

Поверхностная энергия твердого тела определяется разным состоянием частиц (атомов, ионов, молекул) на поверхности и внутри тела. Она во многом обуславливает размеры и степень идиоморфизма кристаллов минералов изверженных и метаморфических пород, т. е. структурно-текстурные особенности этих пород [3, 5, 9]. Большое влияние оказывает она и на процессы формирования осадочных пород. На различии величин поверхностных энергий минералов основан метод флотационного обогащения руд.

Расчет поверхностной энергии весьма сложен и практически осуществим лишь для ионных кристаллов простого состава. Но и для этих соединений, например для NaCl, получены существенно различные значения.

Величина поверхностной энергии обычно характеризуется удельной поверхностной энергией, т. е. энергией, отнесенной к единице площади. Приблизительно определить удельную поверхностную энергию кристалла можно, исходя из его упругих констант [12]. Прямое измерение удельной поверхностной энергии представляет значительные экспериментальные трудности. Обзор методов определения поверхностной энергии твердых тел можно найти в работах Я. Е. Гегузина и Н. Н. Овчаренко [2], В. Д. Кузнецова [6] и Дж. Джилмена [12].

Большой интерес (вследствие доступности) для минералога представляет возможность примерного определения поверхностной энергии кристаллов по их микротвердости. Между твердостью кристаллов и их поверхностной энергией существует прямая зависимость, так как поверхностная энергия, как и твердость, является отражением энергии кристаллической решетки. Определение твердости в большинстве случаев (царапание, сверление, шлифование, вдавливание и т. д.) связано с разрушением кристаллов. Затрачиваемая при этом работа идет на образование новой поверхности, иными словами — на перемещение частиц вещества из глубины на поверхность. Работа перемещения частиц из глубины тела на поверхность превращается в потенциальную энергию частиц поверхностного слоя. Из этого сделан вывод, что твердость прямо пропорциональна поверхностной энергии [6, 8]. Однако твердость нельзя отождествлять с поверхностной энергией. Во-первых, твердость не является строгим физическим понятием [6], и единицы ее измерения по размерности не соответствуют энергии, т. е. являются относительными, а не абсолютными. Во-вторых, что самое главное, работа, затрачиваемая при определении твердости, лишь частично «запасается» в виде поверхностной энергии; а большая часть расходуется на упругие и пластические деформации, преодоление трения и т. д. (эта часть ра-

боты в конце концов преобразуется в теплоту, выделяемую в процессе разрушения тела). По П. А. Ребиндеру и В. Д. Кузнецову

$$H = K\sigma,$$

где  $H$  — твердость кристалла;  $\sigma$  — удельная поверхностная энергия;  $K$  — коэффициент ( $K \geq 1$ ). Коэффициент  $K$  — величина, обратная коэффициенту полезного действия процесса диспергирования. При обычных технических процессах определения твердости значение  $K$  составляет  $10^4$ — $10^5$  [6, 8].

Значение  $K$  при данном виде диспергирования остается для различных тел приближенно постоянным, так что для двух тел разной твердости  $\frac{H_1}{H_2} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$  [6] В. Д. Кузнецов определял методом взаимного шлифования отношения твердости различных веществ и сравнивал эти отношения с твердостью каменной соли, для которой значение поверхностной энергии известно достаточно достоверно. Так были определены поверхностные энергии некоторых веществ, в том числе и минералов шкалы Мооса.

Е. Бернхардт [10] и независимо от него С. Д. Дмитриев [4] установили прямую пропорциональную зависимость между микротвердостью и удельной поверхностной энергией галоидных солей одновалентных металлов. Правда, позже было высказано мнение, что не при всех нагрузках эта зависимость носит прямой характер [1]. Однако для соединений, различающихся типом кристаллической решетки и характером химической связи, пропорциональность между  $H$  и  $\sigma$  может нарушаться, очевидно, вследствие различного характера возникающих при изменении твердости напряжений, реализующихся путем нагрева исследуемых кристаллов (т. е. имеюся основания предполагать, что коэффициент  $K$  не является величиной строго постоянной для различных типов химических соединений). Это подтверждается тем, что измеренная удельная поверхностная энергия минералов отличается примерно в 10 раз, а микротвердость тех же минералов — более чем в 100 раз. Поэтому для оценки  $\sigma$  методом сравнения твердостей следует использовать не одно «реперное» значение ( $\text{NaCl}$ ), но и величины удельной поверхностной энергии других минералов, полученные путем непосредственных измерений или рассчитанные из упругих констант.

Имеются данные прямых измерений и расчета удельной поверхностной энергии для каркасных силикатов (кварц, калишпат), слюд (мусковит), некоторых несиликатных кислородных солей (кальцит, арагонит, барит), галогенидов (галит, сильвин, флюорит и др.), сульфидов (пирит, сфалерит, галенит), окислов (гематит, периклаз, рутил, шпинель) и для графита. Наиболее полную сводку этих значений можно найти в работе В. Ф. Брейса и Ж. Б. Валша [11].

Нами измерена микротвердость минералов и рассмотрено отношение  $H/\sigma$ . Измерение производилось при стандартных условиях: нагрузка 20 г, поворот рукоятки в течение 15 сек и выдержка нагрузки в течение 5 сек. При выбранной нагрузке получают отпечатки небольшого размера, но точность измерения не снижается, так как в большинстве случаев не образуются поверхностные трещины и «обрушения» вокруг отпечатка. Сравнивать можно только значения микротвердости минералов, полученные при одинаковых нагрузках, так как многими исследованиями установлено, что микротвердость минералов в общем уменьшается при увеличении нагрузки.

Микротвердость данного минерала (и даже отдельного кристалла) не является величиной постоянной. Кроме изменчивости микротвердости,

обусловленной неоднородностью реального кристалла (включения и др.), минералы обладают анизотропией микротвердости, отражающей анизотропию их кристаллической решетки. По тем же причинам поверхностная энергия различных граней даже одного и того же кристалла не является величиной постоянной. Поэтому сравнивать следует средние значения поверхностных энергий и твердостей для данного минерала. При вычислении среднего значения поверхностной энергии для данного минерала усреднялись значения, полученные для отдельных граней с учетом степени развития этих граней на кристаллах. Чтобы исключить влияние анизотропии на средний результат измерения микротвердости, выполнялось значительное число замеров (не менее 10 для каждой исследованной грани и не менее 30 для данного образца в целом) при различной ориентировке минерала относительно отпечатка алмазной пирамидки.

Из каркасных силикатов более или менее достоверно была определена поверхностная энергия для кварца [11]. Полученные опытные данные (в среднем  $635 \text{ эрг/см}^2$ ) оказались близкими к рассчитанным из упругих констант. Измеренная при указанных выше условиях микротвердость кварца составила  $1380 \text{ кг/мм}^2$ , а  $H/\sigma = 2,2$  (здесь и далее при вычислении данного отношения берется значение микротвердости в  $\text{кг/мм}^2$ , а удельной поверхностной энергии — в  $\text{эрг/см}^2$ ). Близкие значения этого отношения получаются и для калишпата:  $H = 660 \text{ кг/мм}^2$ ,  $\sigma = 280 \text{ эрг/см}^2$  (среднее из значений, рассчитанных по упругим константам и полученных методом взаимного шлифования). Удовлетворительных данных эксперимента об удельной поверхностной энергии калишпата еще не получено.

Близкие значения отношения  $H/\sigma$  для кварца и калишпата позволяют предположить, что усредненная величина его ( $\approx 2,2$ ) может быть распространена и на другие каркасные силикаты. Рассчитанные исходя из этого приближенные значения удельной поверхностной энергии некоторых каркасных силикатов приведены в таблице.

Минерал	Микротвердость, $\text{кг/мм}^2$	$\sigma$ , $\text{эрг/см}^2$
Альбит . . . . .	860	390
Нефелин . . . . .	750	340
Содалит . . . . .	540	250
Канкринит . . . . .	500	230
Анальцит . . . . .	470	210
Натролит . . . . .	450	200
Десмин . . . . .	210	100

Для барита отношение  $H/\sigma$  составляет  $160 : 480 = 0,33$ , для кальцита —  $167 : 190 = 0,9$ .

Из данных Е. Бернхардта [10] можно заключить, что для галоидных солей одновалентных щелочных металлов  $H/\sigma$  составляет около 0,45. Видимо, это значение можно распространить на все галогениды, что подтверждается данными для флюорита ( $H/\sigma = 200 : 450 = 0,44$ ).

Для пирита подсчитано, что  $\sigma = 1420 \text{ эрг/см}^2$  [11], а  $H = 3296 \text{ кг/мм}^2$  (при нагрузке 25 кг) [13]. Значение отношения  $H/\sigma$  ( $\approx 2,3$ ), намного превышающее значение для сфалерита ( $205 : 360 = 0,57$ ), объясняется, очевидно, различием структур этих минералов. Для минералов класса

окислов (шпиндель и гематит) имеются расчетные данные для  $\sigma$  [11] и  $H$  (при нагрузке 100—200 г) [7]. Для обоих этих минералов  $H/\sigma \approx 1$ .

Таким образом, даже при одних и тех же условиях измерения микротвердости, отношение  $H/\sigma$  для соединений различного кристаллохимического типа не остается постоянным и колеблется для изученных минералов в пределах 0,33—2,3. В то же время в пределах групп минералов, близких по структуре и составу, это отношение, очевидно, может быть принято постоянным и использовано для оценки поверхностной энергии минералов,  $\sigma$  которых прямыми методами не измерялась.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берзина И. Г., Берман И. Б. и Савинцев П. А. К вопросу о микротвердости щелочногалоидных кристаллов. Кристаллография, т. 9, вып. 4, стр. 569, 1962.
2. Гегузин Я. Е., Овчаренко Н. Н. Поверхностная энергия и процессы на поверхности твердых тел. Успехи физических наук, т. 76, вып. 2, стр. 283, 1962.
3. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1961.
4. Дмитриев С. Д. Анизотропия твердости и микротвердость галоидных соединений одновалентных щелочных металлов. Сб. «Микротвердость». Изд-во АН СССР, М., 1951.
5. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
6. Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. Гостехтеориздат, М., 1954.
7. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, М., 1963.
8. Ребиндер П. Твердость. Физический словарь, т. 5, стр. 19. ГОНТИ, М., 1939.
9. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. л-ры, М., 1961.
10. Bernhardt E. O. Über die Mikrohartes der Feststoffe in Grensbereich des Kick'schen Auhlichkeitssatres. Z. f. Metallkunde, 33, H. 3, s. 135, 1941.
11. Brace W. F. and Walsh I. B. Some direct measurments of the surface energy of quarts and ortoclase. Am. Mineralogist, v. 47, № 9—10, p. 1111, 1962.
12. Gilman J. J. Direct measurment of the surface energies of crystals. Journ. of Appl. Phys. v. 31, p. 2208, 1960.
13. Nakhla F. M. The hardness of metallic minerals in polished section. Econom. Geol., v. 51, № 8, 1956.

# К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА СУММАРНОГО ПРИТОКА ВОДЫ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ

Г. Г. Малеваный

Необходимость прогнозного расчета суммарного притока воды по шахтам комбината «Луганскуголь» обусловлена соображениями использовать в 1970—1980 годах шахтные воды для водоснабжения.

Исходными материалами для расчета явились данные института «Южгипрошахт», которые приведены в таблице.

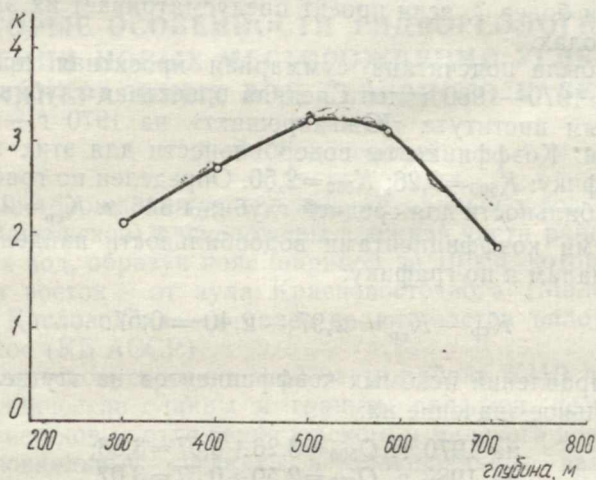
Трест	Количество шахт	Суммарная глубина, м	По действующим шахтам, 1964 г.		Проектная производительность, т в сутки	
			суммарная производительность, т в сутки (добыча угля)	суммарный приток воды, м <sup>3</sup> в сутки	1970 г.	1980 г.
Ленинуголь . . . . .	17	5358	23 182	44 824	14 621	14 865
Коммунарскуголь . . . . .	16	4402	17 018	55 308	38 340	36 816
Кадиевуголь . . . . .	21	7717	35 540	127 080	33 076	56 152
Первомайскуголь . . . . .	12	5178	20 168	36 680	28 964	19 698
Кировуголь . . . . .	9	2628	10 775	23 088	12 954	17 191
Лисичанскуголь . . . . .	10	4153	7 740	42 025	29 671	27 500
Краснодонуголь . . . . .	17	5848	16 220	59 556	32 448	68 439
Итого . . . . .	102	35 284	130 643	388 561	190 074	240 661

Принятый метод расчета заключается в следующем. За неизменный параметр данных гидрогеологических условий принят средний коэффициент водообильности, отнесенный к средней глубине шахт комбината. Оба элемента определены на основании фактического материала. На основании фактического материала подсчитаны также по горизонтам (с интервалом в 100 м) производительность шахт и приток воды, после этого определены значения коэффициента водообильности, отнесенные к этим горизонтам. Таким образом установлен характер изменения коэффициента водообильности в зависимости от глубины шахт (см. рисунок), вполне согласующийся с законами изменения притоков в зависимости от глубины, которые обусловлены уменьшением трещиноватости, а следовательно, и циркуляции подземных вод на больших глубинах.

На основании характера изменения коэффициента водообильности в зависимости от глубины и точного значения среднего коэффициента

водообильности для средней глубины действующих шахт определяются искомыми проектными коэффициенты водообильности по заранее известным средним глубинам проектных выработок.

Практически это выполнялось так. Искомые коэффициенты водообильности приняты из приведенного графика, после чего их значения исправлены на величину расхождения между значением коэффициента водообильности для средней глубины выработок, определенным непосредственно по фактическим данным, и его значением, взятым из гра-



Изменение коэффициента водообильности в зависимости от глубины выработок.

фика изменения коэффициента водообильности. Переход от коэффициентов водообильности к притокам произведен путем умножения коэффициента водообильности на заданную среднюю производительность шахт. При установлении характера изменения водообильности в зависимости от глубины из расчета исключены изредка встречающиеся шахты с большими притоками воды (инфильтрация воды из открытых водотоков и водоемов), имеющие коэффициент водообильности более 7. Коэффициенты водообильности по горизонтам определены путем деления суммарного суточного притока шахт данной глубины на соответствующую суммарную суточную производительность этих шахт.

Результаты расчета можно представить следующим образом:

Глубины, м . . . .	300	400	500	600	700
Коэффициенты водообильности . . . .	2,11	2,73	3,36	3,16	1,84

Средняя глубина действующих шахт определена делением суммарной глубины шахт на их общее количество:

$$h_{\text{ср}} = \frac{3524}{102} = 346 \text{ м.}$$

Средний коэффициент водообильности, приуроченный к данной средней глубине шахт, установлен путем деления суммарного суточного притока воды на суммарную суточную производительность шахт:

$$K_{\text{ср}} = \frac{388\,561}{130\,634} = 2,97.$$

Как при расчете средней глубины действующих шахт, так и при расчете среднего коэффициента водообильности использованы фактические данные по всем шахтам, включая и шахты с коэффициентом водообильности более 7, если проект предусматривает их эксплуатацию в 1970—1980 годах.

Наконец, была подсчитана суммарная проектная производительность шахт на 1970—1980 годы. Средняя проектная глубина шахт принята по данным института «Южгипрошахт» на 1970 г. — 500 м, а на 1980 г. — 650 м. Коэффициенты водообильности для этих глубин определены по графику:  $K_{500} = 3,26$ ;  $K_{650} = 2,50$ . Определен по графику и коэффициент водообильности для средней глубины 346 м:  $K'_{\text{ср}} = 2,40$ . Разность между средними коэффициентами водообильности найдена по фактическим материалам и по графику:

$$K_{\text{ср}} - K'_{\text{ср}} = 2,97 - 2,40 = 0,57.$$

После исправлений искомых коэффициентов на эту величину получено окончательное значение их:

$$\begin{aligned} \text{на } 1970 \text{ г. } Q_{500} &= 3,26 + 0,57 = 3,83; \\ \text{на } 1980 \text{ г. } Q_{650} &= 2,50 + 0,57 = 3,07. \end{aligned}$$

Ожидаемые проектные притоки определены путем умножения суммарной производительности шахт (в 1970 г. — 190 074 т в сутки; в 1980 г. — 240 661 т в сутки) на соответствующие коэффициенты водообильности:

$$\begin{aligned} \text{в } 1970 \text{ г. } Q_{500} &= 190\,074 \times 3,83 = 727\,983 \text{ м}^3 \text{ в сутки}; \\ \text{в } 1980 \text{ г. } Q_{650} &= 240\,661 \times 3,07 = 738\,829 \text{ м}^3 \text{ в сутки}. \end{aligned}$$

Принятый метод расчета суммарного притока воды в проектируемые выработки несложен и по точности вполне удовлетворителен.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

*Г. Ф. Ковалевский*

Новые месторождения углекислых минеральных вод (Кумское, Подкумское и Ольховское) расположены в южной части района Кавказских минеральных вод, образуя пояс шириной до 10 км, который протянулся с запада на восток — от аула Красновосточного (Малокарачаевского района) до Кисловодска — и далее на юго-восток вплоть до села Каменноостское (КБ АССР).

В геологическом строении этой части района КМВ принимают участие кристаллические сланцы и граниты палеозоя, песчано-глинистые и песчано-известковые отложения юрского и мелового возрастов, четвертичные делювиальные суглинки и аллювиальные валунно-галечные и песчаные образования. К северо-востоку толща осадочных пород местами прорвана интрузиями трахипаритового и гранит-порфирового состава (лакколлиты Бык, Острогорка, Бештау и т. д.). В тектоническом отношении здесь выделяют два структурных яруса: палеозойский, являющийся основанием для осадочных отложений; и мезокайнозойский, представляющий собой полого погружающуюся на северо-восток моноклиналь северного склона Кавказского хребта.

Ко всем вышеперечисленным водопроницаемым отложениям от палеозоя и до верхнего мела приурочены подземные воды, область питания которых находится в горной и предгорной частях района. По мере погружения водоносных горизонтов под более молодые отложения воды приобретают напор, достигающий иногда нескольких сот метров и обуславливающий при вскрытии скважинами самоизлив вод на поверхность.

**Кумское месторождение** расположено в долине р. Кумы и аула Красновосточного Малокарачевского района в 45 км к западу от Кисловодска. В геологическом строении месторождения участвуют палеозойские, мезозойские и четвертичные образования.

Юрские отложения среднего лейаса, кимериджа и волжского яруса, налегающие на неровную поверхность гранитов палеозоя, представлены неравномерно чередующимися слоями глин, известняков, конгломератов, брекчий, гравелитов и песчаников, имеющими пологий наклон с юга на север.

Отложения среднего лейаса и кимериджа развиты только в южной части месторождения, к северу они полностью выклиниваются (максимальная мощность лейаса 135 м, кимериджа — 40 м). Отложения волжского яруса развиты повсеместно. Хорошо обнажаясь на юге месторождения (в долине р. Кумы, мощность 75 м), они достигают максимального развития в центральной части (мощность 145 м) и почти полностью выклиниваются к северу (мощность 2—3 м). К северу волжские отло-

жения повсеместно перекрываются доломитизированными известняками валанжина, на которых залегает песчано-глинистая толща готерива, баррема, апта и альба, имеющая максимальную мощность около 300 м. Четвертичные отложения слагают в основном пойму р. Кумы, мощность их изменяется от 2 до 15 м.

В толще нижнемеловых отложений (апт, баррем, готерив, валанжин) углекислые минеральные воды, имеющие практический интерес, не установлены, хотя по некоторым скважинам (№ 46; 56) подземные воды в этих отложениях оказались с повышенным содержанием свободной  $\text{CO}_2$  (от 0,6 до 1 г/л). По химическому составу воды нижнемеловых отложений относятся в основном к сульфатно-гидрокарбонатному натриевому, реже — к гидрокарбонатно-сульфатному натриевому типам. Эти воды имеют сравнительно невысокую степень минерализации, плотный остаток в среднем равен 0,8—1 г/л, достигая в отдельных случаях 1,5—2 г/л и более. Такая же степень минерализации характерна и для неуглекислых вод верхней части волжского яруса.

Углекислые минеральные воды приурочены к нижней части разреза — палеозойским и юрским образованиям, представляющим единый водоносный комплекс. Воды этого комплекса напорные. Пьезометрические уровни изменяются от 15—20 м в южной и центральной части месторождения до 100 м в северной. Доминирующий уклон потока подземных вод — северо-восточный. Водообильность палеозойских пород низкая, юрских — неравномерная. В северной части месторождения дебиты скважин при свободном самоизливе составляли 0,07—15 л/сек, в южной части месторождения изменялись от 0,06 до 9,7 л/сек. Коэффициенты фильтрации в среднем равны 0,3—0,5 м в сутки, радиусы влияния достигают 1200—1600 метров.

Одна из отличительных особенностей вод данного комплекса — наличие на столь незначительной площади крупнейшего (с расходом до 1,5 млн. литров в сутки) месторождения минеральных вод двух различных типов: первый хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, являющийся аналогом всемирно известного источника «Арзни» (химический состав по формуле Курлова  $\text{CO}_{2,0}\text{Mg}_{8,5} \frac{\text{Cl}^{59} \cdot \text{HCO}_{28}^3 \text{SO}_{12}^4}{\text{Na}_{54} \text{Ca}_{26} \text{Mg}_{20}}$ ), второй — гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, прототип Кисловодского доломитного нарзана (формула Курлова:  $\text{CO}_{2,9}\text{Mg}_{1,7} \frac{\text{HCO}_{59}^3 \text{SO}_{25}^4 \text{Cl}_{15}}{\text{Ca}_{61} \text{Mg}_{22} \text{Na}_{17}}$ ).

Это объясняется расположением месторождения в пределах различных гидрохимических зон. При рассмотрении состава неуглекислых вод, окружающих месторождение, с юга (от области питания) на север (к области напорной циркуляции) намечается ряд гидрохимических изменений в составе вод.

К западу от месторождения распространены гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 0,9 г/л, к востоку — сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией до 2,2 г/л, к северу — сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 2,5 г/л, сменяющиеся далее хлоридно-сульфатными натриевыми водами с минерализацией до 3,7 г/л. В северной части месторождения углекислые минеральные воды имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав, минерализация увеличивается с юга на север от 6,6 г/л до 9 г/л. На юге месторождения (до скв. № 47) состав воды более постоянен, чем на севере — гидрокарбонатный кальциево-магниевый; минерализация изменяется с юга на север от 1,7 г/л до 4,7 г/л.

Таким образом, при следовании с юга и юго-запада на север и северо-восток намечается увеличение в указанном направлении минерализации и смена одного состава вод другим. Это можно объяснить тем, что минеральная вода южной части месторождения, расположенная ближе к области питания, находится в тесной связи с составом окружающих пресных неуглекислых вод. Определенную роль играет и постоянная зависимость минеральных вод от «распресняющих» их атмосферных осадков.

Северная же часть месторождения формируется в других гидрохимических условиях, чем южная часть, — в зоне вод повышенной минерализации и иного состава.

Значительное увеличение минерализации углекислых вод объясняется, как нам кажется, не только удалением водоносного комплекса от области питания и погружением его на более значительную глубину, но и присутствием в воде значительного количества растворенной углекислоты (до 3 г/л), ускоряющей процессы выщелачивания и растворения солей. Установлена прямая связь между содержанием в воде растворенной углекислоты и минерализацией: воды, имеющие высокую минерализацию, содержат, как правило, большое количество углекислоты.

Второй характерной особенностью является то, что в углекислых минеральных водах с увеличением глубины увеличивается содержание  $\text{CO}_2$ . Так, по скважине № 46 в нижнемеловых водах содержание свободной углекислоты составляет 1 г/л, в верхневолжских отложениях — 1,9 г/л, еще глубже, в нижней части, достигает 2,3 г/л. То же наблюдается и по скважинам № 54 и 53, где воды верхневолжских отложений имеют свободный  $\text{CO}_2$  0,23 и 0,92 г/л. В водах нижневолжских отложений содержание  $\text{CO}_2$  увеличивается до 3,08 и 2,42 г/л, в скважине № 48 из палеозоя получено углекислоты 3,8 г/л.

Сказанное дает основание утверждать, что углекислота, содержащаяся в подземных водах Кумского месторождения, явно глубинного происхождения, т. е. поступает из палеозойских отложений. Места поступления углекислоты приурочены к зонам разлома в палеозойском фундаменте. Над местами выхода углекислоты (по трещинам палеозоя) в вышележащих юрских отложениях образуются углекислые минеральные воды.

Таким образом, Кумское месторождение углекислых минеральных вод генетически обусловлено локальными выходами газов — минерализаторов из палеозойских отложений.

**Подкумское месторождение** расположено в долине р. Подкумок, в 6 км к западу от Кисловодска, сложен палеозойскими, мезозойскими и четвертичными образованиями.

На размытой и весьма неровной поверхности палеозойских гранитов залегают отложения верхней юры — волжского яруса (мощность до 240 м), перекрытого нижнемеловыми отложениями валанжинских известняков (мощностью 49—104 м) и отложениями песчано-глинистой толщи готерива, баррема, апта и альба.

Грунтовые воды четвертичных отложений являются поровыми не-напорными водами неглубокой циркуляции гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 0,6 г/л. Воды, заключенные в известковых (валанжин) и песчаных отложениях (готерив-апт) нижнего мела, в основном пресные — особенно в зоне активной циркуляции — с минерализацией до 0,7 г/л. Минерализация растет с увеличением глубины залегания вод. По долине р. Подкумок наблюдается естественный дренаж обоих горизонтов. Водообильность нижнемеловых отложений обу-

словлена наличием в известняках карстовых пустот и трещин; дебиты скважин составляют десятые, реже сотые доли л/сек, в отдельных местах достигают 4—6 л/сек. Воды в основном гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые. Содержание уголекислоты не превышает 0,1—0,2 г/л.

Уголекислые минеральные воды Подкумского месторождения приурочены к верхнеюрским отложениям волжского яруса и палеозоя. Область питания волжского водоносного горизонта располагается на абсолютной отметке до 2500 м. Глубина залегания в напорной зоне до 100—200 м, водообильность довольно высокая (до 15 л/сек при свободном самоизливе).

Буровыми работами установлено, что уголекислые минеральные воды в отложениях волжского яруса не имеют широкого распространения, а приурочены к региональной зоне нарушения, проходящей в северо-восточном направлении. Все скважины, пройденные к востоку и западу от зоны нарушения, обычно вскрывают воды с незначительным содержанием уголекислоты. Ширина этой зоны, по данным разведочного бурения, не превышает 2 км.

Раздельным опробованием подземных вод верхневолжских и нижневолжских отложений установлено, что воды нижневолжских отложений являются более минерализованными, с большим содержанием уголекислоты.

Установлено, что при совместном опробовании вод волжского яруса с водами палеозойских отложений имеет место увеличение степени минерализации и содержания растворенной уголекислоты. Содержание свободной уголекислоты в минеральных водах растет с увеличением глубины залегания вод; это свидетельствует о ее глубинном происхождении. Поэтому образование уголекислых минеральных вод на Подкумском месторождении следует увязывать с тектоническими разломами в кристаллическом фундаменте.

Воды продуктивного горизонта неоднородны по своему химическому составу, преимущественно они относятся к сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-магниевым-натриевым, реже — к гидрокарбонатно-сульфатным магниевым-кальциево-натриевым (формула Курлова имеет следующий вид  $\text{CO}_2^{2,5} \text{M}_{5,7} \frac{\text{SO}_4^{43} \text{HCO}_3^{43}}{\text{Ca}_{42} \text{Mg}_{29} \text{Na}_{28}}$ ). Минерализация вод в пределах долины р. Подкумок составляет 5,9—6,0 г/л, содержание растворенной уголекислоты 2,2—2,3 г/л. К западу по долине реки общая минерализация уменьшается до 1,8—1,06 г/л, и воды становятся неуголекислыми. К востоку по долине минерализация вод составляет 4,5—4,8 г/л.

При сопоставлении содержания свободной уголекислоты и общей минерализации вод с удельными дебитами скважин и коэффициентами фильтрации водовмещающих пород отмечается следующая закономерность. С увеличением удельного дебита скважин и степени водопроницаемости пород увеличивается минерализация воды и содержания в ней свободной  $\text{CO}_2$ . Но с ухудшением фильтрационных свойств пород должна расти и степень минерализации. Наблюдаемую нами обратную закономерность можно объяснить так. Наличие значительного количества уголекислоты в минеральных водах продуктивного горизонта ускоряет процессы выщелачивания и растворения солей из пород, с которыми она соприкасается. Указанные процессы ведут к увеличению степени минерализации подземных вод. Это усиленное растворение и вынос минеральных солей из пород приводят к увеличению их пористости и, следовательно, фильтрационных свойств.

Ольховское месторождение расположено в 5 км к юго-востоку от Кисловодска в среднем и верхнем течении р. Ольховки. В геологическом строении месторождения принимают участие: отложения палеозоя, представленные метаморфическими хлорито-роговообманковыми сланцами волжского яруса верхней юры; нижнемеловые отложения валанжина и готерив-альба, состоящие из доломитизированных известняков, песчаников и глин; четвертичные отложения. Грунтовые гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды четвертичного горизонта распространены преимущественно по долине р. Ольховки и ее притоков.

Наибольшая обводненность песчано-глинистой толщи нижнего мела в отложениях готерива (до 3,3 л/сек), наименьшая — в отложениях баррема (до десятых долей л/сек) и апта (до сотых и тысячных долей л/сек). Эти воды очень часто насыщены углекислотой, содержание которой наибольшее в тех местах, где залегающие под нижнемеловой толщей волжские отложения содержат углекислые минеральные воды.

Подземные воды известняков валанжина имеют слабый напор и невысокую степень минерализации (до 0,6 г/л). Водоносный горизонт, приуроченный к гравелитам и песчаникам волжского яруса, распространены повсеместно.

Абсолютные отметки пьезометрического уровня горизонта колеблются от 1180,1 м до 1292,4 м. В степени обводненности волжских отложений в площадном распространении отсутствует какая-либо закономерность. Дебиты скважин при свободном самоизливе изменялись от 0,02 до 1,96 л/сек, реже достигали 3 л/сек. По вертикали в степени обводненности пород существует некоторая закономерность: нижневолжские отложения обводнены в большей степени, чем верхневолжские.

Наиболее характерной чертой рассматриваемого горизонта является наличие в пределах определенных локальных участков углекислых минеральных вод. Присутствие в водах волжского яруса углекислоты, поступающей из палеозоя, значительно изменяет их химический состав и степень минерализации. Именно поэтому на месторождении волжский водоносный горизонт включает в себе воды различных химических типов: слабой и повышенной минерализации, совершенно пресные и явно минеральные.

Углекислые минеральные воды протягиваются неширокой полосой с северо-запада на юго-восток, они обладают повышенной минерализацией (от 4,9 г/л до 9,2 г/л). Химический состав их преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый, аналогичный Кисловодскому «сульфатному нарзану»

(формула Курлова:  $\text{CO}_{2,5}\text{M}_{7,5} \frac{\text{HCO}_{53}^3 \text{SO}_{42}^4}{\text{Na}_{43} \text{Ca}_{29} \text{Mg}_{26}}$ ).

Палеозойские отложения обводнены слабо. Воды здесь имеют сульфатный кальциево-натриевый состав с минерализацией до 3,6 г/л.

В отложениях палеозоя этого горизонта имеются значительные тектонические нарушения, по которым и происходит поступление в вышележащие отложения волжского яруса углекислого газа, имеющего явное глубинно-термическое происхождение.

Образование углекислого газа при метаморфических процессах происходит обычно при температуре 400—600°C. Здесь эти процессы происходят на глубинах порядка 10—15 км (геотермическая ступень района КМВ равна 22,0 м).

Поступление углекислого газа по тектоническим разломам палеозоя подтверждается двумя фактами: во-первых, содержание углекислоты во всех скважинах, вскрывших минеральную воду, возрастает с глуби-

ной, во-вторых, в южной части месторождения на глубине 590 м (скв. № 112) зафиксировано довольно значительное нарушение, по которому происходит выделение углекислого газа в вышележащие отложения. В процессе бурения происходили — с интервалом в несколько часов — бурные выбросы углекислого газа из скважины (продолжительность 20—40 мин). В перерывах между выбросами дебит газа достигал 3—5 л/сек.

Углекислота поступает по тектоническим трещинам в палеозойских породах. Дойдя до верхних трещиноватых горизонтов, она растворяется и дает начало зарождению углекислых вод. В зависимости от соотношения количеств воды и углекислоты получаются растворы различной концентрации.

Подытожим сказанное о всех трех месторождениях.

1. Одна из основных особенностей гидрогеологического строения новых месторождений района КМВ — наличие в юрских отложениях углекислых минеральных вод, по химическому составу аналогичных всемирно-известным водам типа «Арзни» Армянской ССР, «сульфатный» и «доломитный нарзан» (Кисловодск).

2. Формирование и распространение углекислых минеральных вод в пределах месторождений связано с тектоническими нарушениями в палеозойских породах.

3. Происхождение углекислого газа глубинно-термометрическое. В верхнетрещиноватые горизонты палеозойских и мезокайнозойских пород газ поступает со значительной глубины (порядка 15 км) по тектоническим разломам.

4. Поступающая с глубины по тектоническим разломам и трещинам в палеозойских породах углекислота дает начало образованию углекислых вод в вышележащих юрских отложениях.

5. Направление циркуляции углекислых вод подчиняется общему направлению движения подземных вод в осадочных отложениях. Концентрация углекислоты в них закономерно снижается в результате увеличения расстояния от центров поступления  $\text{CO}_2$  по направлению движения вод и значительно возрастает с глубиной.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев П. П., Барзеловский Я. Материалы для изучения Кавказских минеральных вод. Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 1877 г.
2. Апухтин П. Кавказские Минеральные Воды. Кисловодск, Железноводск, Ессентуки и Пятигорск 1803—1903 гг. СПб, 1903.
3. Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИЛ, 1937.
4. Григорьев Н. А., Чернцов А. Н. Минеральные воды Северного Кавказа. Труды Сев.-Кав. геол. управления, т. X, кн. I—II.
5. Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод, 1944 г. ДАН СССР. I. 45, № 3.
6. Макаренко Ф. А. Кавказские Минеральные Воды. «Вестник АН СССР», № 7, 1948.
7. Овчинников А. М. Типы месторождений минеральных вод. «Сов. геология», № 40, 1949.