

ISSN 0453-8048
ISSN 0153-1826

К-14038
✓ П298952

ВЕСТНИК

ХАРЬКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

№ 184 .

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ
ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ
Выпуск 10

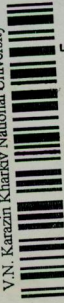
298952

1 р. 10 к.



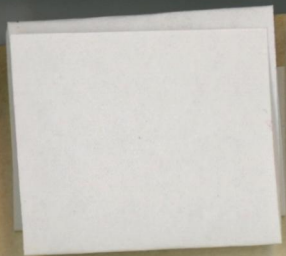
Вестн. Харьк. ун-та, 1979, № 184, 1—102+10.

V.N. Karazin Kharkiv National University



5

00248959



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК
ХАРЬКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

№ 184

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ
ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ

ВЫПУСК 10

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

1979

539899

26.3 + 26.8

УДК 551.453

Геология и география Левобережной Украины, № 184.
Вестн. Харьк. ун-та, вып. 10. Харьков, издательское объединение «Вища школа», 1979, 102 + 10 с.

В вестнике рассмотрены вопросы литологии, стратиграфии, гидрогеологии, физической и экономической географии районов Левобережной Украины.

Рассчитан на студентов, научных работников и специалистов.

Редакционная коллегия: *Г. Д. Соболев, О. И. Бублай (отв. секр.), Г. П. Дубинский, П. В. Зарицкий, П. В. Ковалев, И. И. Литвин, Г. Г. Малеваний.*

Печатается по решению Ученого совета геолого-географического факультета от 17 марта 1977 г.

Адрес редакционной коллегии:
310077, Харьков-77, пл. Дзержинского, 4, Государственный университет, геолого-географический факультет, тел. 40-17-69.

Редакция естественнонаучной литературы

Г 20700—058
М226(04)-79

© Харьковский государственный университет, 1979

298952
Центральна наукова бібліотека АДУ

УДК 549.0:552.14:553.631

Г. В. КАРПОВА, доктор геол.-минерал. наук

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДЕВОНСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Девонские соленосные отложения Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) связаны с одним из самых ранних этапов аридного литогенеза на территории Европы. Вещественный состав этих отложений (особенно тонкодисперсные силикаты нерастворимой части сульфатных и галоидных пород) изучен недостаточно. Ниже приведены предварительные результаты минералогического изучения девонских каменных солей и дана оценка стадийности минералообразования.

Основной минерал девонских каменных солей ДДВ — галит. Прозрачность соли уменьшается с уменьшением размеров кристаллов галита и с появлением примесей. Текстурное разнообразие галитовых пород обусловлено различной ориентировкой отдельных компонентов. Распространены текстуры слоистые, полосчатые и сетчатые, реже — массивные, без явной ориентировки. Причиной ориентировки является или послойное расположение примесей, или параллельность крупных идиоморфных псевдопризматических кристаллов галита. Все текстуры несут следы постседиментационных изменений. В солях со слоистой текстурой глинисто-ангидритовые и битуминозные примеси как бы взвешены в крупных кристаллах галита, а при сетчатой текстуре примеси с неправильно-лапчатыми очертаниями приурочены к прямоугольным границам идиоморфных кубических или псевдокубических кристаллов.

Структуры галитовых пород — крупнозернистые, кристаллобластические, гетеробластические. Форма кристаллов галита различна по степени идиоморфизма, правильные гексаэдры отсутствуют, распространены кристаллы в виде призм или даже пластинок с псевдогексагональным или ромбическим сечением. При явно прямолинейных очертаниях призматических или псевдокубических зерен структура может быть названа брусковидной, а при некотором ксеноморфизме — мозаичной. Перекристаллизация характерна для солей любого возраста (Яржемский, 1966), но особенностью девонских галитовых пород является деформированная форма кристаллов галита, связанная с эпигенетическими процессами.

Галит девонских солей обладает часто аномальной интерференцией. Ему сопутствует, как правило, ангидрит в виде тонкокристаллической примеси. Содержание примесей в галите (нерастворимая часть) непостоянно (от 0,05—0,12 до 14—15%). Кроме ангидрита нерастворимая часть сложена гипсом, карбонатами (кальцит, доломит, анкерит) и силикатами (кварц, полевые шпаты, глинистые минералы). Количественная минеральная характеристика нерастворимой части весьма непостоянна, так как содержание ангидрита в нерастворимом остатке колеблется от единичных зерен до 90—98%. Иногда при преимущественном ангидритовом составе нерастворимого остатка его количество увеличивается, и порода становится смешанной, ангидритогалитовой. С вторичными изменениями ангидрита можно связать появление гипса до нескольких процентов, а с растворением галита — формирование сложных сульфатов — глауберита и полигалита. Эти три сульфата образуют часто белый порошкообразный налет на поверхности псевдогексаэдров галита и диагностируются по оптическим данным в иммерсии. Рентгеновский анализ позволяет связывать некоторые межплоскостные расстояния с рефлексами полигалита (d_n равно 3,17; 2,91 Å) и глауберита (d_n равно 6,22; 3,13; 2,66; 1,99; 1,61 Å). Гипс диагностируется рентгеновским и термическим методами исследования.

Карбонаты в девонских солях приурочены к контактам между крупными зернами галита или к трещинам различной протяженности. Вероятно, именно с трещинными карбонатными заполнениями связана в каменных солях и редкоземельная минерализация (Хрущев, 1974). В ряде случаев можно выделить природные мономинеральные концентрации карбонатов, кроме того, карбонаты определяются почти в каждом нерастворимом остатке (от 1—2 до 90%). Наиболее распространенный карбонат — анкерит с двойным эндотермическим эффектом диссоциации при температуре 720—740 и 840—860°C, с межплоскостным расстоянием $d_{104} = 2,87—2,89$ Å. Реже устанавливается доломит (маложелезистый анкерит) с $d_{104} = 2,90 ÷ 2,91$ Å. Анкерит или доломит могут образовывать парагенетическую ассоциацию с кальцитом в различных количественных соотношениях. Характер кальцита с глубиной изменяется. На глубинах свыше 2000 м обнаруживается кальцит повышенной магнезиальности ($d_{104} = 3,01 ÷ 3,02$ Å).

Силикатные примеси сложены каркасными и слоистыми минералами. Кварц (халцедон) образует сферолиты и каемки обрастания вокруг кристаллов галита, при помощи рентгеновского анализа определяется почти во всех нерастворимых остатках. В отличие от идиоморфного кварца (Яржемский, Мелкова, 1976) халцедон можно рассматривать как образование ранних региональных стадий изменения осадка или породы.

Реликты кварца с явно терригенными признаками отсутствуют. Обычен в нерастворимых остатках каменных солей щелочной полевой шпат ($d_n = 3,19 \div 3,21 \text{ \AA}$). Его идиоморфные кристаллы лишены признаков двойникования и антипертитовой структуры и по оптическим данным соответствуют низкотемпературному альбиту. Однако в некоторых образцах присутствуют аутигенные каркасные силикаты с оптикой калишпата.

Тонкодисперсные слоистые силикаты представлены слюдоподобным минералом мусковитовой группы, магнезиальным хлоритом и разбухающими минералами хлорито-монтмориллонитового типа. Согласно Ж. Милло (1968), глинистые минералы в солях натриевого и калиевого состава сложены терригенным иллитом и аутигенным хлоритом, а тип силикатного аутигенеза коррелируется с типом солеродного бассейна. Однако силикатный аутигенез в девонских галитовых породах ДДВ разнообразнее и сложнее, чем в породах аналогичных соленосных формаций. Возможно, это объясняется преобразованием вулканокластического материала, занесенного в солеродный бассейн. Так как в начале девона ДДВ была вулканической областью с активной эксплозивной деятельностью (Ляшкевич, 1977), можно связывать именно с пирокластикой тот кремнезем и глинозем, который необходим для формирования аутигенных силикатов.

Обилие и разнообразие аутигенных минералов свидетельствует о различных стадиях их формирования. Наиболее интенсивным является аутигенное минералообразование на последних стадиях преобразования галитовых пород, связанное как с подтоком глубинных растворов, так и с процессами своеобразного гипергенеза. Часто подобная минерализация связана с соляными штоками, ассоциирующимися с углеводородными

Процесс	Стадия	Минералы
Региональный	Седиментогенез	Хемогенные — галит, сильвин, ангидрит Терригенные — вулканокластическая, гидрослюда мусковитового типа (?)
	Диagenез и катагенез	Монтмориллонит, Mg-хлорит, смешанно-слойные минералы, Na- и K-полевые шпаты, кварц (халцедон), Mg-турмалин
Наложённый	Гипогенный эпигенез	Анкерит, доломит, кальцит, сидерит, паризит, сульфиды и др.
	Гипергенез (?)	Гипс, глауберит, полигалит, кварц, кальцит, сера и др.

концентрациями, а также с зонами дробления и катаклаза. Можно предложить следующий вариант схемы стадийного минералообразования для соленосных девонских отложений ДДВ (таблица).

Список литературы: 1. Ляшкевич З. М. Пирокластические породы ДДВ.— В кн.: Пирокластические породы Украины. Киев, Наукова думка, 1977. 153 с. 2. Милло Ж. Геология глин. М., Недра, 1968. 359 с. 3. Хрущев Д. П. Каменная калийная соль и другие полезные ископаемые ДДВ.— В кн.: Стратиграфия Украины, т. IV, ч. 2. Девон. Киев, Наукова думка, 1974. 358 с. 4. Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск, Наука, 1966. 63 с. 5. Яржемский Я. Я., Мелкова Н. В. О генезисе идиоморфного кварца в галогенных породах. — Литология и полезные ископаемые, 1976, № 6, с. 163—167.

УДК 552.51/477.61/62

Ю. А. БОРИСЕНКО, канд. геол.-минерал. наук

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ВЗАИМОТНОШЕНИЯ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ДОНБАССА

При литологическом изучении обломочных пород карбона и нижней перми Донбасса основное внимание уделялось, как правило, углевмещающим частям разреза. В целом такое изучение позволило лишь в самых общих чертах наметить качественные отличия разновозрастных пород. Современные способы обработки накопленного сопоставимого материала дают возможность установить количественные взаимоотношения основных составных частей обломочных пород. Нами обобщены петрографические описания разных лет, выполненные по единой методике (что очень важно) минералогами треста «Артемгеология» О. М. Бабенко, Р. Д. Кулаковской, Г. У. Соколовой, К. Ф. Щербицкой и собственные.

Чтобы исключить влияние вторичных образований, брали описания пород лишь юго-западной части Донбасса, объединяющей районы с низкой степенью катагенических преобразований. Весь материал разделен в зависимости от удаленности от Приазовского кристаллического массива — предполагаемой основной области сноса в позднем палеозое — на три участка: южное и западное крыло Кальмиус-Торецкой котловины и более удаленный район Главной антиклинали и Бахмутской котловины. Частично использовали данные о районе купольных структур северо-западного Донбасса. В связи с тем что нижняя пермь и верхняя часть карбона сохранились от эрозии лишь в центральной части Кальмиус-Торецкой котловины, данные о них рассчитывали в целом для всей котловины.

Количество описаний пород отдельных частей разреза и площади неодинаково: обеспечить выделенные подразделения достаточно надежной выборкой (не менее 15—25 описаний) не

удалось. Естественно, что петрографически лучше всего изучен продуктивный средний карбон, что позволило свиты разделить на несколько более дробных интервалов. Мало изучена нижняя часть разреза на западном крыле Кальмиус-Торецкой котловины и по Главной антиклинали.

Учитывали четыре главных компонента обломочной части пород — кварц, полевые шпаты, обломки горных пород и слюда, количество которых для сопоставления пересчитано на 100%.

При сравнении количества различных составных частей у разновозрастных алевролитов, песчаников и гравелитов одних и тех же районов установлено, что переход от песчаников к алевролитам независимо от места в разрезе и на площади имеет постоянную тенденцию к кварцевой мономинеральности. Вызвано это меньшей устойчивостью мелких зерен полевого шпата, слюды и обломков горных пород. Гравелиты отличаются от песчаников увеличенным содержанием в их составе крупных обломков горных пород и окатанных конкреций.

Сравнение количества различных составных частей у разновозрастных мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников не позволило выявить закономерных различий. Распределение различного обломочного материала больше зависит от удаленности от области сноса, чем от размера частиц.

Фациальная обстановка образования песчаников накладывает отпечаток на их состав, например, полимиктовость аллювиальных песчаников больше чем баровых, но влияние это не столь существенно. При частых сменах палеогеографической обстановки, характерных для карбона и перми Донбасса, отличия сглаживаются и сделать обратный вывод, т. е. определить фацию лишь по вещественному составу, не удастся без учета дополнительных признаков. Более того, эти незначительные различия нивелируются общими особенностями состава обломочных пород определенного возраста (табл. 1).

Таблица 1

Состав обломочной части песчаников (в %) различного генезиса

Отложения	P_1^{kr}					$C_3^3-C_3^2$					$C_2^1-C_1^5$				
	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб
Аллювиальные						46	12	39	3	19					
Дельтовые	66	7	26	1	32	41	12	43	4	19	73	10	14	3	6
Озерные	75	6	18	1	5	45	16	35	4	6	90	6	4		1
Лагунные	74	5	20	1	10						92	3	1	4	5
Морские						51	19	27	3	5	75	5	17	3	5

Определяя средние значения состава различных обломочных компонентов пород отдельного стратиграфического интервала независимо от фациальной принадлежности и крупности зерна, исключали из рассмотрения гравелиты и алевролиты (более 2000 описаний).

Анализ данных табл. 2 показал, что песчаники западного и южного крыла Кальмиус-Торецкой котловины в целом по всему разрезу по сравнению с центральными районами Донбасса беднее кварцем и соответственно богаче полевыми шпатами, слюдой и обломками пород. Вывод вполне согласуется

Таблица 2
Состав обломочной части песчаников из различных районов Донбасса (в %)

Стратиграфический интервал	Кальмиус-Торецкая котловина					Главная антиклиналь (для С), Бахмутская котловина (для Р)									
	западное крыло					южное крыло									
	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб
$P_{kr}^{krm+sl+nk}$						77	6	16	1	29					
P_{kr}^1						72	6	21	1	100	75	7	15	3	184
$C_{3/3}^1 Q_1-P_4$						59	15	23	3	21	63	11	22	4	44
P_4-P_1						64	12	21	3	39	55	11	31	3	76
$C_{2/3}^2 P_1-O_4^6$						60	6	30	4	21	69	8	21	2	25
$O_4^6-O_1$	76	8	14	2	14	75	4	19	2	49	67	9	22	2	22
$C_{3/3}^3 O_1-N_2^H$	71	8	15	6	91	74	10	12	4	61	81	5	13	1	25
$N_2^H-N_1$	74	10	11	5	37	73	13	11	3	92	81	5	12	2	26
$C_{7/2}^7 N_1-M_9$	58	14	22	6	25	82	11	6	1	31	83	10	6	1	38
M_9-M_7	72	14	11	3	43	92	5	2	1	25	79	12	7	2	30
M_7-M_5	70	12	15	3	24	82	12	3	3	42	83	13	3	1	33
M_5-M_1	78	11	9	2	47	78	10	10	2	54	87	8	3	2	46
$C_{5/2}^{5/2} M_1-L_6$	82	10	6	2	119	81	11	6	2	100	84	9	6	1	41
L_6-L_4	76	11	10	3	26	81	9	8	2	88	76	17	4	3	28
L_4-L_1	80	10	7	3	95	81	10	7	2	66	80	13	5	2	35
$C_{3/3}^{3/3} L_1-K_7$	81	9	6	4	83	84	9	5	2	24	80	10	9	1	18
K_7-K_1	77	6	14	3	34	71	17	8	4	91	78	8	12	2	12
$C_{3/3}^4 I_1-H_5$	57	11	26	6	21	41	16	38	5	70					
H_5-H_1	80	9	9	2	16	80	6	9	5	73					
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$	73	15	7	5	69	81	11	15	3	90	81	13	4	2	15
H_5-H_1	78	10	9	3	14	87	9	3	1	20	89	5	4	2	20
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$						73	9	11	7	24	90	4	3	4	15
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$						79	6	14	1	40	73	10	16	1	5
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$						91	—	8	1	11					
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$	78	6	11	5	19	81	3	13	3	61					
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$	90	3	4	3	41	87	6	5	2	3					
$C_{1/3}^5 I_1-H_5$						75	25	—	—	11					
D_3															

с палеогеографическими представлениями о дальней транспортировке и разрушении в процессе ее большинства минералов. Кварц, как наиболее устойчивый породообразующий минерал, мало подвержен этому воздействию.

Латерально состав песчаников изменяется меньше, чем по разрезу. Четко выделяются два максимума повышенного содержания обломков пород в песчаниках: свита C_2^4 , низы свиты C_2^5 (примерно до известняка K_2) и весь верхний карбон, начиная с известняка O_1 , вместе с нижней пермью. Правда, состав обломков различен. В первом случае преобладают обломки эффузивов, например, в составе «табачковых» песчаников, а в верхней части разреза встречаются обломки разнообразных пород. Последнее свидетельствует о начавшейся в позднем карбоне тектонической активизации области сноса и значительной ее денудации. В эту эпоху обломочный материал приносился с более близких расстояний по сравнению со средним и ранним карбоном.

В соответствии с изменением содержания основных породообразующих компонентов изменяется и тип песчаников по разрезу (табл. 3). Для большинства свит нижнего и среднего карбона характерен олигомиктовый полевошпатово-кварцевый состав песчаников с подчиненным количеством мономинеральных (1—10%) и полимиктовых (10—30%). Среди полимиктовых песчаников примерно равное количество граувакковых и аркозовых, но в среднем карбоне центральной части Донбасса аркозовые песчаники шире распространены, чем граувакковые.

В отличие от приведенных средних значений в нижней перми, верхнем карбоне и свите C_2^4 преобладают полимиктовые граувакковые песчаники, несколько меньше песчаников полимиктовых аркозовых и песчаников смешанного состава. Почти полностью отсутствуют мономинеральные обломочные породы.

Особый интерес представляет интервал $H_6^1 - K_2$, в котором преимущественно распространены полимиктовые разности, около 10% песчаников имеет редкий для верхнего палеозоя Донбасса олигомиктовый кварцево-литоидный состав за счет преобладания обломков эффузивов.

Обломки пород и слюда в песчаниках девона отсутствуют (размыв гранитоидных пород и кор выветривания).

В целом для раннего и среднего карбона в Донбассе можно предположить, что палеотектонический режим был примерно одинаковым с унаследованным характером тектонических движений, который нарушился к концу карбона в связи с событиями, свидетельствующими о самом начале основной орогенической фазы. Основной областью сноса в течение всего позднего палеозоя была восточная часть Украинского кристаллического массива, где размыву подвергались эффузивы, докембрийский

комплекс изверженных и метаморфических пород, коры выветривания, а также осадочные породы, перекрывающие их во время трансгрессий. Резких изменений тектонической активности в пределах области сноса не происходило вплоть до позднего карбона.

Таблица 3

Усредненный состав и тип песчаников в целом для Донбасса (%)

Стратиграфический интервал	Состав песчаников					Тип песчаников				
	кварц	полевые шпаты	обломки пород	слюда	количество проб	мономинеральный кварцевый	олигомиктовый полевошпатово-кварцевый	полимиктовый граувакковый	полимиктовый аркозовый	полимиктовый смешанного состава
$P_1 k r m + s l + n k$	77	6	16	1	29	3	62	35		
$P k r$	74	7	17	2	284	4	50	44	1	1
$C_{3/2}^{1/2} Q_1 - P_4$	61	13	23	3	65	2	25	52	3	18
$C_{3/2}^{1/2} P_4 - P_1$	59	11	28	3	115		25	65	5	5
$C_{3/2}^{1/2} P_1 - O_4^{1/2}$	65	8	25	2	46	2	35	59	4	
$C_{3/2}^{1/2} O_4^{1/2} - O_1$	73	6	19	2	85	7	50	43		
$C_{3/2}^{1/2} O_1 - N_2^{1/2}$	73	9	14	4	177	1	74	21	2	2
$C_{3/2}^{1/2} N_2^{1/2} - N_1$	75	11	11	3	155	6	65	10	16	3
$C_{3/2}^{1/2} N_1 - M_9$	76	11	10	3	94	8	60	25	7	
$C_{3/2}^{1/2} M_9 - M_7$	79	11	8	2	98	7	64	15	12	2
$C_{3/2}^{1/2} M_7 - M_5$	80	12	6	2	99	12	57	10	21	
$C_{3/2}^{1/2} M_5 - M_1$	81	10	7	2	147	13	70	7	9	1
$C_{3/2}^{1/2} M_1 - L_6$	82	10	6	2	260	10	72	5	13	
$C_{3/2}^{1/2} L_6 - L_4$	79	11	8	2	142	6	73	6	15	
$C_{3/2}^{1/2} L_4 - L_1$	81	11	6	2	196	8	76	3	13	
$C_{3/2}^{1/2} L_1 - K_7$	82	9	6	3	125	12	73	6	6	3
$C_{3/2}^{1/2} K_7 - K_1$	73	13	10	4	137	4	49	17	30	
$C_{3/2}^{1/2} I_1 - H_5$	45	15	35	5	91		25	42	5	21
$C_{3/2}^{1/2} H_5 - H_1$	80	7	9	4	89	8	77	7	7	
$C_{3/2}^{1/2}$	78	12	6	4	174	6	66	4	24	
$C_{3/2}^{1/2}$	85	8	5	2	54	4	92	2	2	
$C_{3/2}^{1/2}$	77	7	8	6	38	8	89	3		
$C_{3/2}^{1/2}$	78	6	14	2	45	11	62	27		
$C_{3/2}^{1/2}$	83	4	9	4	30	13	74	13		
$C_{3/2}^{1/2}$	85	3	9	3	102	18	72	10		
$C_{3/2}^{1/2}$	87	6	5	2	3	33	67			
D_3	75	25			11		36		64	

Олигомиктовый кварцево-литоидный песчаник для $C_{3/2}^{1/2}$ — 7%, для верхней половины $C_{3/2}^{1/2}$ — 1%.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИЙОЛИТ-УРТИТОВОЙ ДУГИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Дайки в Хибинском плутоне нефелиновых сиенитов имеют широкое распространение. Между тем сведения о дайковых породах массива немногочисленны [1—3], к тому же получены они при помощи только геологических съемок. Собранный за последнее время в основном по ийолит-уртитовой дуге Хибинский материал позволяет более полно охарактеризовать дайковый комплекс Хибинского щелочного массива. Данные о геолого-структурных и петрографических особенностях этих пород необходимы для решения многих вопросов геологии и петрологии Хибинского плутона и его уникальных апатито-нефелиновых месторождений. Большой интерес представляют дайки, приуроченные к ийолит-уртитовой интрузии, с которой пространственно и генетически связаны апатито-нефелиновые руды.

Настоящая статья является результатом исследований по разделу темы о творческом сотрудничестве с Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР. В ней приведены предварительные данные петрографической обработки материала по скважинам, пробуренным в юго-восточной части ийолит-уртитовой дуги Хибинского щелочного массива, в районе апатито-нефелинового месторождения Ньоркпахк-Суолауйв. Охарактеризовано 65 даек из 21 скважины. Пространственно дайки приурочены, главным образом, к толще среднезернистых трахитоидных малиньитов и ювитов. Глубины их залегания колеблются в широких пределах — 19—495 м, но большинство их приурочено к интервалу 150—300 м. В скважинах наблюдаются обычно 2—3 дайки, реже — единичные, в некоторых скважинах — группы даек (скв. 825-7, 834-5). Мощность их различна — от 0,1 м до 27 м, причем преобладают дайки средней мощности 1—3 м. Контакты даек с вмещающими породами — четкие, секущие. По петрографическому составу и структуре жильные образования юго-восточной части ийолит-уртитовой дуги можно разделить на четыре группы: щелочные лампрофилы (камptonиты, мончикиты); щелочные габброиды (шонкиниты); тингуаиты; мелкозернистые трахитоидные ийолиты. Даек, сложенных камptonитами и мончикитами — 19; шонкинитами — 19; тингуаитами — 22; мелкозернистыми трахитоидными ийолитами — 5. Пространственной закономерности в распределении отдельных групп даек не установлено. Обычно в одной скважине наблюдаются дайки двух, а то и трех групп.

Дайки щелочных лампрофиров (камptonитов и мончикитов) встречены в 11 скважинах, камptonита — 10 даек и мончикита — 9, причем последние приурочены, в основном, к двум скважинам (834 и 513), в каждой из которых встречается по 3 дайки. Мощность даек щелочных лампрофиров колеблется от 0,2 до 27 м. Макроскопически камptonиты и мончикиты не отличаются друг от друга, это почти черные породы афанитового облика. Микроскопически они достаточно четко различаются по структуре: камptonиты — мелкозернистые, полнокристаллические и относительно равномерно-зернистые породы, а для мончикитов характерна порфиристая структура. По минеральному составу они весьма близки: титан-авгит, коричневый амфибол ряда баркевикита, щелочной полевой шпат и плагиоклаз. В меньшем количестве и не повсеместно присутствуют биотит и эгирин-авгит. В качестве второстепенных минералов можно отметить сфен, апатит, хлорит и рудные. Оливин характерен только для мончикитов, где он присутствует в виде порфировых вкрапленников. Часто он замещен серпентином, или агрегатом хлорита и актинолита.

Наряду с оливином порфиристые вкрапленники в мончикитах представлены резко идиоморфными, иногда с зональным строением, кристаллами титан-авгита и баркевикита. Кристаллы титан-авгита почти повсеместно замещены по периферии баркевикитом. По последнему, в свою очередь, развивается светло-зеленый щелочной пироксен.

Дайки щелочных габброидов (шонкинитов) встречены в 15 скважинах. Мощность их колеблется от 0,2 до 3,8 м. Макроскопически — это темно-серые породы мелкозернистого строения. Состоят они из эгирин-авгита, реже — авгита, и щелочного полевого шпата. В некоторых шлифах присутствует нефелин, иногда замещенный канкринитом. Вторичные — биотит и хлорит. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда порфиристая. Порфиристые вкрапленники представлены табличками щелочного полевого шпата. Наряду с шонкинитами встречены микрошонкиниты, отличающиеся более мелкозернистым сложением.

Дайки тингуаитов из всех разновидностей комплекса как по количеству — 22, так и по распространенности — в 16 скважинах, развиты наиболее широко. Их мощность варьирует от 0,1 до 6,6 м. Характерной особенностью тингуаитов, по сравнению с другими породами, является светло-зеленый цвет и плотный, афанитовый облик. Состоят тингуаиты из микролитов щелочного полевого шпата, округлых или изометричных зерен нефелина и веерообразных скоплений иголок эгирина. Структура чаще всего микролитовая, иногда порфитовая. Последняя обусловлена вкрапленниками щелочного полевого шпата. По своему составу тингуаиты являются жильными меланократовыми образованиями нефелиновых сиенитов.

Дайки мелкозернистых ийолитов в исследуемом районе наблюдаются редко (только в пяти скважинах). Мощность их колеблется от 2 до 3,4 м. Макроскопически — это серовато-зеленые породы мелкозернистого сложения с четко трахитоидной структурой. Последняя обусловлена ориентированным расположением удлиненно-призматических зерен эгирин-диопсида. Кристаллы эгирин-диопсида обычно не превышают в длину 0,5—1 мм, но иногда они достигают 5—7 мм. Кроме эгирин-диопсида присутствуют изометричные зерна нефелина, а в полевошпатовых разновидностях — щелочной полевой шпат. В качестве второстепенных минералов повсеместно наблюдаются апатит и призматические зерна сфена, причем в некоторых шлифах количество сфена достигает более 10%, и порода по сути становится сфеновым ийолитом. Как вторичный минерал иногда присутствует канкринит. Ийолиты различны как по зернистости, так и по соотношению породообразующих минералов.

Таким образом, породы дайкового комплекса в юго-восточной части ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива имеют широкое развитие, среди них выделяются три главные разновидности: щелочные лампрофиры (камptonиты, мончикиты); щелочные габброиды (шонкиниты); жильные образования нефелиновых сиенитов (тингуаниты). Значительно реже встречаются жильные мелкозернистые трахитоидные ийолиты.

Вместе с тем предварительное изучение дайкового комплекса не дает возможности решить многие важные вопросы, не установлено пространственное распределение как дайкового комплекса в целом, так и отдельных его групп; не прослежена связь жильных образований с тектоникой юго-восточной части и всего массива в целом; не выявлены возрастные взаимоотношения между дайками различных групп.

Список литературы: 1. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Тр. Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19, с. 87. 2. Куплетский Б. М. Петрография Кольского п-ова. Л., Изд-во АН СССР, 1932. 152 с. 3. Хибинский щелочной массив. Л., Недра, 1972. 174 с.

УДК 552.124.4(438)

П. В. ЗАРИЦКИЙ, д-р геол. минерал. наук,
В. Н. КИТ, Л. Л. НЕСТЕРОВА

ПЕЩЕРНЫЙ ЖЕМЧУГ В УГОЛЬНОЙ ШАХТЕ «ТОРЕЗ» (ПОЛЬША)

Летом 1974 г. во время посещения Нижне-Силезского угольного бассейна П. В. Зарицким были собраны в горной выработке шахты «Торез» минеральные образования, напоминающие образования в карстовых пещерах карбонатных толщ. Необыч-

ность их нахождения в горных выработках, пройденных в терригенных угленосных породах, обратила на себя внимание.

Среди отобранных образцов имеются дискретные образования типа оолитов-пизолитов и образцы известкового туфа. Размер первых колеблется от 8 до 48 мм. Форма их сферическая, эллипсоидальная, «полиэдрическая» или неправильная. Все они характеризуются концентрическим строением (от 2 до 36 центров), мощность слоев от 0,04 до 12 мм. В центре их заключено инородное тело, чаще всего это обломок аргиллита каменноугольных отложений. Форма обломка сказывается и на морфологии пизолитов.

Химико-минеральный состав пизолитов изучали с помощью термического, рентгенометрического, спектрального, хроматографического и иммерсионного методов. В большинстве случаев они сложены кальцитом и только один образец оказался арагонитовым, что определенно было подтверждено иммерсионным изучением. Наряду с ведущими минералообразующими элементами в пизолитах спектроскопически установлено присутствие Sr, Ba, Mg, Mn, Cu, Fe, Na, Al, Si, Ti. Повышенное содержание в некоторых образцах или конкрециях Al, Si, Fe связано с примесью алевроито-глинистого материала и гидроокислов железа, что подтверждается изучением нерастворимого остатка этих образцов. Набор химических элементов (за исключением Fe) в изученных пизолитах оказался близким к взятым для сравнения пизолитам из пещеры Крыма.

Образование пизолитов в угольной шахте связано с изменением условий нахождения минерализованных (в среднем 2700 мг/л) щелочных и щелочно-земельных углекислых (с содержанием CO₂, равным 1795 мг/л) вод, которые, циркулируя по разлому, попадают в пересекающую его горную выработку шахты. По данным [1], эти воды соответствуют по составу и происхождению минеральным водам расположенного в 2—3 км к СЗ от шахты «Торез» курорта Щавно-Здруй. Нарушение равновесия растворов, связанное с дегазацией CO₂ в горной выработке, приводит к садке углекислого кальция.

Пизолиты разделены на две группы, в каждой из которых выделены в соответствии с морфологией и внутренним строением типы, выяснен механизм образования их и изучен вещественный состав.

В заключение следует подчеркнуть, что хотя описанные образцы собраны не в обычных карстовых пещерах, их всестороннее изучение дает основание рассматривать их как аналоги «пещерного жемчуга». Поэтому и выводы относительно условий образования, механизма и хода формирования различных по форме и строению пизолитов могут быть перенесены на другие подобные образования, формирующиеся в условиях обычного карста карбонатных пород. Особенно интересны соображения о скорости роста пизолитов, либо они сформировались в горных

выработках, пройденных всего несколько лет тому назад. Судя по [2—4], данные вопросы остаются наименее изученными и в этом мы видим значение изучения этих необычных для угольных шахт минеральных образований.

Список литературы: 1. Koszarski W. Szczawno Zdroj, Jedlina Zdroj i okolice. — Sport i turystyka, Warszawa, 1971. 2. Дублянский В. Н. Карстовые пещеры. «Знание», сер. 2, 1977. 3. Максимович Г. А. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 84, вып. 1, 1955. 4. Чолаков Н. Т. Пещерный жемчуг Болгарии. — В кн.: Пещеры, 1964, вып. 7(8).

УДК 553.06:553.88(477)

В. Г. КОСМАЧЕВ, канд. геол.-минерал. наук

ОБ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПОДЕЛОЧНОГО ОПАЛА НА УКРАИНЕ

Опал Украины [1—3] генетически разнообразен. Среди экзогенных проявлений выделен ряд типов (см. таблицу).

Элювиальный россыпной тип представлен Екатериновским проявлением, где опал в виде кусков до 5—6 см в поперечнике встречен в щебнистых образованиях, покрывающих кварцевые песчаники кайнозоя, причем в самих песчаниках опал слагает цемент и образует прожилки.

В корях выветривания ультраосновных и основных пород УКМ значительные обособления опала очень редки. Вопрос о генезисе опала в измененных эффузивах Закарпатья остается проблематичным, однако можно полагать, что природа изменений, с которыми связан опал, обусловлена не только эндогенными процессами, но и гипергенезом. Наибольший интерес представляют проявления опала в корях выветривания гранитоидов УКМ: здесь известны жильные выделения мощностью до 10 см.

Опал миоценовых угленосных впадин Закарпатья приурочен к буроугольным пластам и, по-видимому, является продуктом взаимодействия обогащенных кремнеземом растворов отложений кровли с имевшими кислую реакцию иловыми растворами будущих угольных пластов.

Опаловые (и халцедоновые) псевдоморфозы по древесине (Осиновское месторождение близ Новопскова — бучакская свита, Багерово и Ленино — средний сармат) возникли в основном в диагенетическую стадию развития субаквальных отложений путем осаждения кремнезема в местах локального подкисления среды, связанного с частичным разложением захороненных древесных остатков.

Генетические типы проявлений опала	Вмещающий опал пород	Характер выделений опала	Парагенезис минералов	Месторождения	
Элювиальной россыпной	Элювий кварцевых песчаников	Отдельные куски		Екатериновское (Приазовье)	
Инфильтрационный в корях выветривания	ультраосновных и основных пород	Измененные серпентиниты, габбро и др.	Очень редкие прожилки и тонкие жилы	Опал, халцедон, гидроокислы железа, каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит, гидрослюда и др.	Коры выветривания Среднего Приднепровья, Среднего Побужья и др.
	средних пород	Измененные андезиты и др.	Корки, прожилки		Кора выветривания эффузивов Закарпатья
	кислых пород	Измененные гранитоиды (пеликаныты)	Прожилки и жилы	Опал, каолинит	Коры выветривания гранитоидов Украинского кристаллического массива
Осадочный постседиментогенный	в угленосных отложениях	Угольные пласты и породы их кровли	Линзы и пластообразные тела	Опал халцедон	Буроугольные месторождения Закарпатья
	в песчаных отложениях	Кремнистые песчаники		Опал, халцедон	Осиновское (Ворошиловградская область)
	в карбонатных отложениях	Доломиты	Псевдоморфозы по древесине		Багерово, Ленино (Восточный Крым)

Экзогенные опалы Украины не только разнообразны, но и широко распространены, причем высокие декоративные свойства определяют возможность использования многих из них в ювелирном деле [2].

Список литературы: 1. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. I. Петроград, 1920. 420 с. 2. Цветные камни Украины. Киев, «Будівельник», 1974. 188 с. Авт.: Ю. В. Семенченко, Т. Н. Агафонова, Н. С. Солонинко и др. 3. Космачев В. Г. Месторождения поделочного опала Украины. — Вестн. Харьк. ун-та, 1977, № 162, Геология и география Левобережной Украины, вып. 8, с. 10—13.

УДК 552.55

С. И. ШУМЕНКО

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХАРЬКОВСКИХ ОПОКОВИДНЫХ ПОРОД

Так называемые опокovidные породы харьковской свиты, относимой к верхнему эоцену или нижнему олигоцену, широко распространены на территории Левобережной Украины. На территории Харькова они вскрыты глубокими выемками (например, спуск Пассионарии) и карьерами, а иногда выходят на поверхность в естественных обнажениях. Со свойствами этих пород приходится считаться при возведении крупных сооружений, прокладке путепроводов, тоннелей метрополитена и т. п. С ними связаны источники харьковских минеральных вод, ведутся исследования по использованию их как природных сорбентов, в частности для снижения жесткости воды. Хотя опокovidными породами интересовались представители различных дисциплин: геологи, грунтоведы, гидрогеологи, химики, — насколько нам известно, на территории Харькова электронно-микроскопическим исследованиям эти породы, несмотря на их высокую степень дисперсности, не подвергались. Такие исследования выполнены нами на сканирующем электронном микроскопе JSM-U3, параллельно с рентгенографическим изучением на приборе УРС-50И.

При помощи поляризационного микроскопа видно, что обычные петрографические шлифы опокovidных пород на 7—10% состоят из спикул кремневых губок или пор от них. Электронно-микроскопическое исследование показывает, что подавляющее большинство спикул растворено, а стенки образовавшихся при этом вытянутых цилиндрических пор, как и большая часть породы, сложены агрегатом из мелких сфер, состоящих в свою очередь из тончайшего каркаса пластинок кристобалит-тридимитового состава (рис. 1, 2). Размер этих сфер весьма однороден — 2 мк с очень небольшими отклонениями. Преимущественно кристобалит-тридимитовый состав сфер подтверждается рентгенографическими данными: на дифрактограммах четко фиксируются максимумы 4,12 Å (кристобалит) и 4,29 Å (тридимит), причем последний обычно более интенсивный. Из глинистых минералов преобладают гидрослюда (гидратированные слюды — рефлекс 9,9 Å), незначительная примесь монтмориллонита (рефлекс 16 Å). Сферические кристобалит-тридимитовые образования настолько характерны для оснований микрозернистой части породы, что структуру ее можно охарактеризовать как «каркасно-глобулярную». Этот новый структурный термин предлагается в отличие от применяющегося в советской лите-

ратуре термина «глобулярная структура», который используют для кремнистых пород, сложенных монолитными глобулами халцедона размером в десятые доли микрона. Нет никаких сомнений, что каркасные сферы кремнезема образовались в результате растворения и полимеризации опала спикул кремневых губок и, следовательно, представляют вторичное образование.

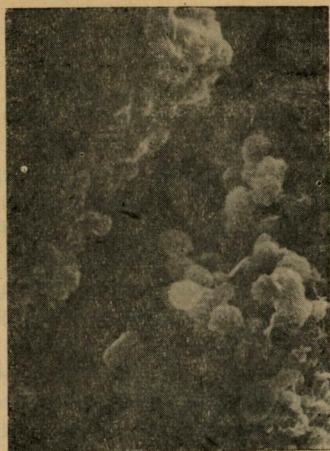


Рис. 1. Каркасные кристобалит-тридимитовые сферы вокруг поры от растворившейся спикулы губки. Стереоскан $\times 3500$.

Рис. 2. Кристаллы цеолитов с выросшими на них кристобалит-тридимитовыми сферами. Стереоскан $\times 2500$.

Электронный микроскоп позволяет непосредственно наблюдать этот процесс. В редких случаях крупные спикулы губок не имеют никаких признаков растворения, что говорит о их сложном кремнийроговом составе (рис 3). Зафиксированы также поры от выщелочившихся известковых раковин фораминифер, устланные теми же кристобалит-тридимитовыми сферами (рис. 4).

Примечательной особенностью исследованных пород являются также хорошо образованные кристаллики цеолитов в порак. Кристаллики имеют уплощенный таблитчатый облик и несут грани пинакоидов, свидетельствующие о моноклинной сингонии. На некоторые из них нарастают сферы кристобалит-тридимитового состава, что говорит об их более позднем образовании (рис. 2).

Характерный облик кристаллов и показатели светопреломления свидетельствуют о принадлежности цеолитов к группе гейландита-клиноптилолита. Эти данные позволяют значительно расширить стратиграфический диапазон распространения аутигенных цеолитов в осадочных породах Украины.

Электронно-микроскопические исследования пород харьковской свиты, во-первых, подтверждают органогенную природу

кремнезема. Во-вторых, становится очевидным вторичная природа их цементации и довольно высокой пористости как результат перераспределения и полимеризации опала спикул губок. Осадки, из которых образовались породы харьковской свиты, представляли собой гезоподобный слабокарбонатный алевроитовый ил. В ходе диагенетических (и, по-видимому, эпигенети-



Рис. 3. Кремнийроговая спикула губки, не затронутая растворением. Стереоскан $\times 900$.

Рис. 4. Поры от растворившейся раковины фораминиферы. Стереоскан $\times 830$.

ческих) изменений кальцит был практически полностью выщелочен, а перераспределенный кремнезем создал довольно прочные вторичные структурные связи. Процесс, как это характерно для диагенеза, протекал в различных участках неравномерно, следствием чего является часто неравномерная пористость и прочность пород, а также пятнистый характер окремнения. Каркасное строение кристобалит-тридимитовых сфер с их ультрамикроскопической пористостью позволяет по-новому подойти к объяснению их высокой поверхностной активности. С литологической точки зрения исследованная порода может быть охарактеризована как глауконитово-кварцевый псевдоспикуловый алевролит со слюдисто-цеолит-опал-кристобалит цементом.

В. П. КАМЫШАН, канд. геол.-минерал. наук,
АДЕЛЬ АЛИ АБДАЛЛА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИКРОСТРУКТУРЕ И МОРФОЛОГИИ РАКОВИНЫ ЮРСКИХ PRAECYCLOTHYROIDEA (БРАХИПОДЫ)

Анализ данных литературы о структуре раковин брахиопод [1—4] свидетельствует, что при ее изучении много внимания было уделено выяснению строения стенки. Наиболее важное значение имеют исследования Вильямса [5—7], разработавшего схему роста раковины и установившего систематическое значение различий в количестве и структуре ее слоев. Однако многие детали микроскопического строения внутренних скелетных элементов, способы их заложения и закономерности роста, взаимоотношения между ними у раковин ринхонеллидных брахиопод оставались не изученными.

Отмечена [3] ведущая роль в изучении ультраструктуры раковины брахиопод сканирующего и электронного микроскопов. Это справедливо для выяснения общих тенденций эволюции рассматриваемой группы организмов, однако изучение конкретных филогенезов с привлечением обширного фактического материала возможно также с помощью обычного оптического микроскопа.

Микроструктурные особенности вещества стенки раковин и их внутренних скелетных элементов (морфоструктур) были исследованы нами на довольно обширном материале преимущественно позднеюрских ринхонеллид Северо-Западной окраины Донбасса. В качестве сравнительного материала мы использовали раковины некоторых средне- и позднеюрских ринхонеллид из коллекции В. П. Камышана по Карпатам, Преддобруджскому прогибу и Кавказу и позднеюрские формы из коллекции проф. В. П. Макридина по Русской платформе. Всего изучено 57 раковин, относящихся к 32 видам и 16 родам: *Rhynchonelloidea* Buckman, *Rhynchonelloidella* Muir-Wood, *Ivanoviella* Makridin, *Thurmannella* Leidchold, *Sphenorhynchia* Buckman, *Globirhynchia* Buckman, *Rhactorhynchia* Buckman, *Kallirhynchia* Buckman, *Praecyclothyris* Makridin, *Isjuminelina* Makridin, *Somalirhynchia* Muir-Wood, *Septaliphoria* Leidchold, *Torquirhynchia* Childs, *Mosquella* Makridin, *Russirhynchia* Buckman, *Rhynchonella* Fischer Waldheim. За исключением последнего, все названные роды относятся к надсемейству *Praecyclothyroidea*. Микроструктурные особенности раковин выяснялись путем просмотра ацетатных реплик в косом проходящем свете под световым микроскопом МБИ-11 при увеличении от 70 до 370 раз. Реплики изготавливались по методике, предложенной в работе [8]. В результате проведенных исследований установлено: 1) для

повышения качества реплик следует полировать поверхность среза образца и длительно протравливать слабым раствором соляной кислоты (0,25—0,10N); 2) для получения ацетатных реплик можно применять любую рентгеновскую пленку, которая быстро (в течение не более двух минут) растворяется и размягчается в диоксане; 3) для фиксации образца при получении реплик достаточно легкого его простукивания маленьким препаровальным молоточком; 4) для продления срока сохранности реплик их необходимо наклеивать на предметные стекла клеем PVA.

Всего изготовлено около 800 реплик преимущественно с сериальных поперечных срезов раковин, а также с поверхности естественных и искусственно полученных их сколов. Для изучения микроструктуры окремненные раковины мало пригодны. Часто наблюдается замещение почти всех морфоструктур и слоев, в некоторых случаях замещение имеет избирательный характер и охватывает либо первичные скелетные элементы, либо слой выстилания, но установить закономерность этого явления не удалось. Наиболее устойчивы к замещению зубы.

Переходим к обобщению полученных результатов.

Микроструктура стенки раковины. В строении изученных нами раковин юрских ринхонеллид принимают участие первичный (первый или наружный), вторичный (второй или фиброзный) и третичный (третий или слой выстилания) известковые слои. Мукополисахаридный слой и слои периостракума, имеющиеся у ныне живущих форм, в ископаемом состоянии не сохраняются.

Первичный слой довольно резко отграничен от вторичного и характеризуется на поперечных срезах раковины зернистой, столбчато-зернистой, столбчато-призматической, а в продольных срезах — чаще всего игольчато-зернистой структурой. Он редко выдержан по толщине — обычно очень тонкий в примакущечной части раковины и достигает наибольшей толщины у ее переднего края. В среднем толщина первичного слоя составляет 7—10 мк (табл. 1, рис. 3).

Вторичный слой занимает значительно большую часть толщины стенки раковины. В его строении принимают участие ринхонеллидинового типа фибры, отличающиеся мелкими размерами, часто ромбовидной неизометричной формой, упорядоченностью в расположении и обычно равной размерностью. Измерения фибр проводились в плоскости симметрии раковины, что позволяет избежать ложных, как правило, завышенных показаний. Более точные данные о ширине фибр получены в результате анализа реплик с поверхности раковины (табл. 1, рис. 1, 2). Параллельно выясняли микротекстуру вторичного слоя — способы упаковки фибр и их пространственные взаимоотношения. Толщину фибр измеряли по репликам с поперечных срезов раковины. Оказалось, что точные данные о размерах

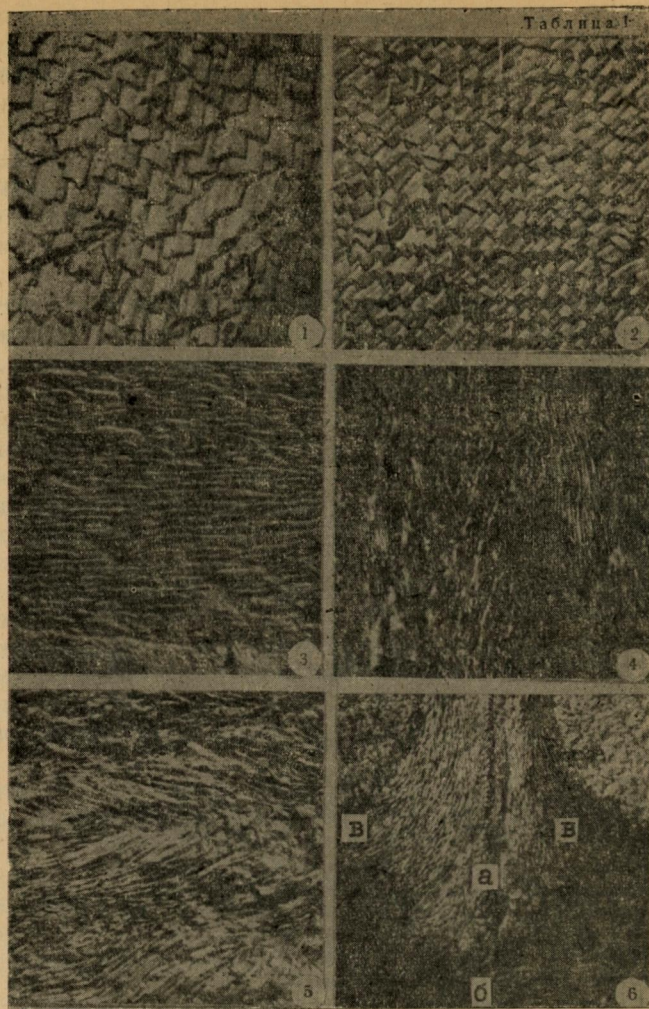


Таблица 1.

Рис. 1. *Septaliphoria sobolevi* Makridin; экз. № 6/11253. Естественный скол вторичного слоя стенки раковины ($\times 110$). Типичная упорядоченная микроструктура ромбовидных уплощенных фибр с вложенной текстурой. Харьковская обл., г. Изюм, гора Кременец; верхняя юра, верхний оксфорд.

Рис. 2. *Praeuclothyris verevkinensis* Makridin; экз. № 6/11272. Естественный скол вторичного слоя стенки раковины ($\times 110$). Типичная упорядоченная микроструктура ромбовидных уплощенных фибр с вложенной текстурой. Харьковская обл., Балаклейский р-н, с. Протопоповка; верхняя юра, нижний оксфорд.

Рис. 3. *Ivanoviella alemanica* (Rollier); экз. № 6/10752. Поперечный срез спинной створки ($\times 140$): а — первичный зернистый слой, б — вторичный слой. Междуречье Прута и Днестра, окрестности п. Арциз, скв. 341, глубина 1037—1045 м; верхняя юра, средний келловей.

Рис. 4. *Torguirhynchia inconstans* (Sowerby); экз. № 6/11324. Поперечный срез

фибр удается получить только в тех случаях, когда плоскости их сечения по отношению к оси роста составляет 90° . Ложные представления о форме и размерах фибр складываются при меньших углах сечения. В целом для изученных видов характерны небольшие по ширине фибры. Наименьшая их ширина отмечена у *Mosquella oхуортуша* (5—7 мк); несколько шире фибры — у *Russirhynchia fischeri fischeri* — 10—15 мк и *Ivanoviella alemanica* — 15—20 мк, большинство же представителей родов *Globirhynchia*, *Rhactorhynchia*, *Praecyclothyris*, *Septaliphoria* и других прециклотирид имеют фибры шириной 30—35—42 мк. Микротекстура рассматриваемого слоя характеризуется упорядоченным расположением фибр, которые вложены одна в другую и ориентированы на репликах с поверхности естественных сколов радиально от макушки створки и чешуевидно (лат. *squamiformis*) или черепитчато (лат. *imbricatus*) в поперечных срезах раковины (табл. 1, рис. 3). Только у *Mosquella oхуортуша* фибры близки к изометричной ромбовидной форме, но также вложены одна в другую.

Третий слой выстилает внутреннюю поверхность раковины и облекает элементы ее внутреннего строения, а также образует у многих ринхонеллидных брахиопод дополнительные морфоструктуры. Рассматриваемые ринхонеллиды характеризуются мелкофиброзным веществом слоя выстилания [9], которое относится к недифференцированному подтипу: мелкофиброзное вещество только выстилает внутреннюю поверхность створок раковины и облекает их внутренние морфоструктуры. Дифференцированный подтип отличается тем, что на первом этапе формирования он образует дополнительные морфоструктуры (например, ложные пластины замочного желобка), а на последующем этапе ведет себя так же, как и первый подтип. Наиболее отчетливо это видно на примере представителей подсемейства *Ivanoviellinae* (табл. 1, рис. 4).

Микроструктура внутренних скелетных элементов. При выяснении микроструктурных особенностей внутренних скелетных элементов раковин установлено, что в их строении участвуют две генерации фиброзного вещества. Ранняя генерация формируется параллельно с образованием вторичного слоя раковины, но всегда характеризуется мелкофиброзной структурой, а глав-

брошной створки ($\times 110$). Перекрещенно-радиальная текстура слоя выстилания в области дельтириального кия. Харьковская обл., Изюмский р-н, с. Малая Камышеваха; верхняя юра, верхний оксфорд. Рис. 5. *Russirhynchia fischeri fischeri* (Rouillier); экз. № 196/10558. Поперечный срез спинной створки ($\times 110$). Перекрещенно-радиальная текстура слоя выстилания в области мускульного поля. Москва, Ленинские горы, Мневники; верхняя юра, нижеволжский подъярус. Рис. 6. *Septaliphoria sobolevi Makridin*; экз. № 6/11253. Поперечный срез спинной створки ($\times 110$): *a* — первичная септа, *b* — вторичный слой с упорядоченным расположением фибр, *в* — слой выстилания. Харьковская обл., г. Изюм, гора Кременец; верхняя юра, верхний оксфорд.

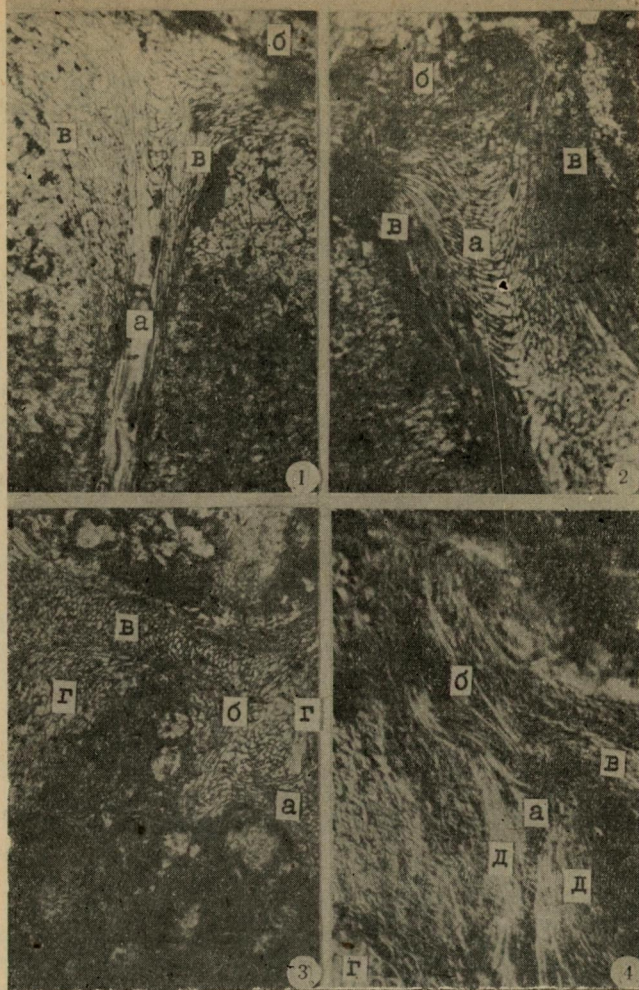


Таблица 2. Рис. 1, 2. *Septaliphoria sobolevi* Makridin; экз. № 6/11253. 1 — поперечный срез брюшной створки ($\times 110$): *a* — админикула, *b* — вторичный слой, *в* — слой выстилания; 2 — поперечный срез спинной створки ($\times 110$): *a* — пластина замочного желобка, *b* — крура на ранних стадиях роста раковины, *в* — слой выстилания. Харьковская обл., г. Изюм, гора Кременец; верхняя юра, верхний оксфорд. Рис. 3. *Septaliphoria? bradfordiana* (Rollier); экз. № 6/8136. Поперечный срез спинной створки ($\times 110$): *a* — пластина замочного желобка, *b* — крура, *в* — наружная замочная пластина *г* — слой выстилания. Северо-Западный Кавказ, р. Кубань; верхняя юра, средний келловей. Рис. 4. *Ivanoviella alemanica* (Rollier); экз. № 6/10752. Поперечный срез спинной створки ($\times 140$): *a* — ложная пластина замочного желобка, образованная фибрами слоя выстилания, облегающими круральные основания; *b* — круральные основания; *в* — внутренний прямочный

ное — иной ориентировкой фибр. Поздняя генерация соответствует слою выстилания.

Среди морфоструктур мы различаем первичные и дополнительные. Первичные образованы мелкофиброзным веществом ранней генерации. Их формирование происходит в определенных зонах роста, образованных узкими локальными складками мантии и могут быть простыми (лат. simplex — простой) и расщепленными (лат. segregatio — расщепление, разделение). В каждой простой зоне возникает одна морфоструктура, как правило, очень тонкая и сложенная несколькими фибрами. Наиболее тонкой морфоструктурой является срединная дорзальная септа (первичная септа), в строении которой участвуют две—три фибры (табл. 1, рис. 6). Она присутствует у представителей родов *Globirhynchia*, *Rhactorhynchia*, *Somalirhynchia* и др., а также некоторых *Praecyclothyris*. Большое количество фибр принимает участие в строении дельтириальных килей и админикул, которые присутствуют в раковинах названных родов. В расщепленной зоне возникает две или три морфоструктуры. К примеру, у представителей этих родов — круры, наружные замочные пластины и пластины замочного желобка или у родов *Ivanoviella*, *Thurmannella*, *Torquirhynchia* и др. круры и наружные замочные пластины. Рост наружных замочных пластин происходит от круп к внутреннему приямочному гребню, а пластин замочного желобка — дорзально, к септе или дну створки (табл. 2, рис. 2, 3).

Зубные пластины могут быть простыми и сложными. Первые образованы только дельтириальными киями, растущими с внутренних концов брюшной створки. В поперечных сечениях раковины слагающие их фибры образуют рисунок в виде насаженных друг на друга усеченных конусов или цилиндров, выпуклости которых направлены вентрально — в сторону разрастания данной морфоструктуры. В строении сложных зубных пластин принимают участие дельтириальные кили и админикулы. Последние разрастаются от дна брюшной створки дорзально (табл. 2, рис. 1). Направления роста этих морфоструктур обуславливают различные виды строения зубных пластин: прямые, параллельные друг другу, изогнутые латерально, изогнутые внутрь створки и т. д. Дополнительные морфоструктуры образуются слоем выстилания на раннем этапе его формирования. Они не имеют отчетливо выраженных зон роста.

Выводы. Изучение микроструктуры раковин брахиопод существенно уточняет наши представления об их морфологии, сложившейся при исследовании на макроскопическом уровне методом поперечных срезов раковины.

гребень; г — септальный валик, сложенный только слоем выстилания; д — слой выстилания позднего этапа формирования (слагающие его фибры облекают ложные пластины замочного желобка, внутренний приямочный гребень и стенку раковины). Междуречье Прута и Днестра, окрестности п. Арциз, скв. 341, глубина 1037—1045 м; верхняя юра, средний келловей.

Установлено, что у раковин изученных ринхонеллид отсутствуют такие первичные морфоструктуры, как внутренние замочные пластины, и поэтому упоминание о них у представителей *Septaliphoria* и др. [10] следует считать ошибочным. Кстати, последние *Rhynchonellida*, обладавшие замочными пластинами, существовали в ранней юре и относятся к семейству *Cirpidae* из базилиолид.

Ранние представители рассматриваемого надсемейства характеризуются хорошо развитыми первичными морфоструктурами и относятся к подсемейству *Tetrarhynchiinae* Ager (сем. *Praescyclothyridae*). Поздние прециклотиры отличаются от тетраринхийн редуцией первичных структур и прежде всего срединной дорзальной септы, пластин замочного желобка и админикул. Явление редуции было растянуто во времени, но ускоренным в ряду *Rhynchonelloidea* → *Rhynchonelloidella* → *Ivanoviella* → *Thurmannella*. Большинство поздних прециклотирид относится к номинативному подсемейству. Мы не исключаем возможности развития их в направлении:

↑ *Torguirhynchia*
Globirhynchia → *Rhactorhynchia* → *Praescyclothyris*
↓ *Septaliphoria* ↓ *Ijsjuminelina*.

Род *Torquirhynchia*, по всей вероятности, возник от ранних представителей рода *Praescyclothyris*, с которыми его сближают почти все морфологические признаки, за исключением отсутствия хорошо развитой септы.

Мы признательны проф. В. П. Макридину за обсуждение результатов наших исследований.

Список литературы: 1. Дагис А. С. Триасовые брахиоподы. Новосибирск, Недра, 1974. 386 с. 2. Иванова Е. А. Введение в изучение спириферид. М., Наука, 1971. 105 с. 3. Brunton H. Some lines of brachiopod research in the last decade. — *Paläont. Z.*, 1975, vol. 49, N 4, p. 512—529. 4. Westbroek P. Morphological observations with systematic implications on some Palaeozoic *Rhynchonellida* from Europe, with special emphasis on the *Uncinulidae*. — *Leidse geol. mede.*, 1967, vol. 44, p. 1—82. 5. Williams A. The *Calcareus* shell of the Brachiopoda and its importance to their classification. — *Biol. Revs.*, 1956, vol. 31, p. 243—287. 6. Williams A. Evolution of the shell structure of articulate brachiopods. — *Palaeontol.*, 1968, N 2, p. 1—55. 7. Williams A. A history of skeletal secretion among articulate brachiopods. *Lethaea*, 1968, vol. 1, N 3, p. 268—287. 8. Кац Ю. И., Попов А. М., Тхоржевский Э. С. Новое в методике изучения внутреннего строения и микроструктуры раковин брахиопод. — *Палеонтол. журн.*, 1973, № 3, с. 108—116. 9. Камышан В. П. Уровни организации раковинного вещества, структуры и текстуры раковин мезозойских и кайнозойских ринхонеллид. — Тезисы докл. III Всесоюз. конф. по мезозойским и кайнозойским брахиоподам, 1977, с. 21—24. 10. Макридин В. П. Брахиоподы юрских отложений Русской платформы и некоторых прилегающих к ней областей. М., Недра, 1964. 395 с. 11. Камышан В. П., Бабанова Л. И. Среднеюрские и позднеюрские брахиоподы Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма. Харьков, Вища школа, 1973. 175 с. 12. Ager D. V. Mesozoic and Cenozoic *Rhynchonellacea*. — In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Pt. H. Brachiopoda, 1965, p. 597—625. 13. Ager D. V., Childs A., Pearson D. A. The evolution of the Mesozoic *Rhynchonellida*. — *Geobios*, 1972, N 5, fasc. 2—3. Lyon. 14. Childs A. Upper Jurassic rhynchonellid brachiopods from northwestern Europe. — *Bull. Br. Mus. nat. hist. (geol.) London, Suppl.*, 1969. 119 p.

Ю. И. КАЦ, канд. геол.-минерал. наук
АБДЭЛЬ ААЛЬ А. А.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАКОВИН МОЛЛЮСКОВ ИЗ СЕНОМАН-КАМПАНСКИХ МЕЛО-МЕРГЕЛЬНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ДОНБАССА

Верхнемеловые отложения Северного Донбасса состоят из двух формаций: трансгрессивной, терригенной и карбонатной. Первая развита преимущественно на северо-западной окраине Донбасса. Рассмотрим биогеохимическую характеристику раковин моллюсков развитых в относительно глубоководных и удаленных от складчатого Донбасса фациях мело-мергельных и известково-детритовых отложений позднемелового бассейна. Материал был собран преимущественно в Изюмском районе Харьковской области.

Снизу вверх в исследуемом разрезе можно выделить пять толщ: Глауконитово-известняковую фосфатоносную (верхний сеноман), кремнисто-меловую (турон-нижний коньяк), грубого и глинистого мела (верхний коньяк — нижний сантон), мергельную (верхний сантон), меловую (кампан). Возраст рассматриваемых толщ отчетливо датируется остатками руководящих видов иноцерамов, белемнитов и брахиопод.

Биогеохимическим исследованиям были подвергнуты 125 собранных послойно раковин *Liostrea*, *Pycnodonta*, *Lopha*, *Inoceramus*, *Spondylus*, *Lima*, *Chlamys*, *Camptonectes* и роствов *Belemnitella*.

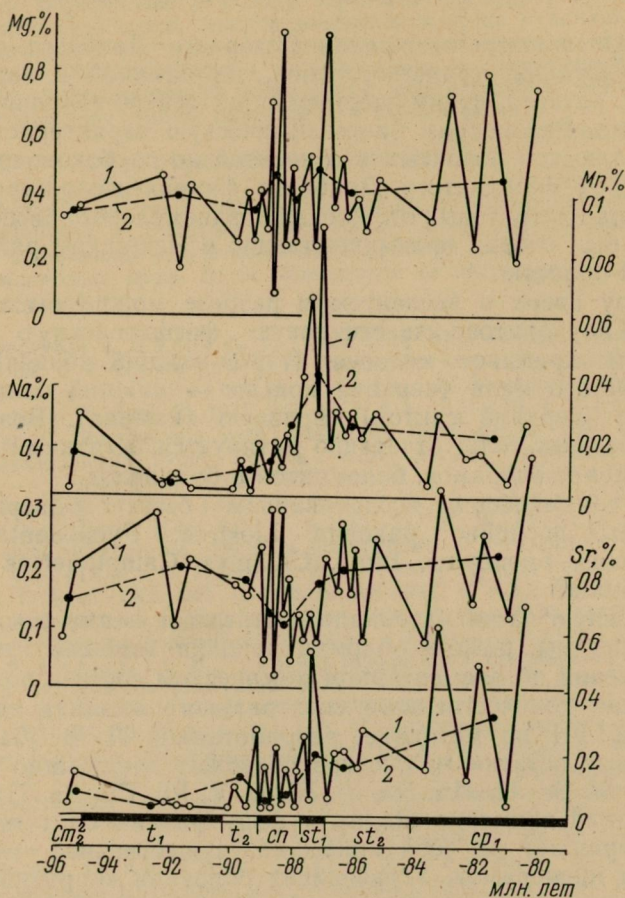
Основную часть материала составляют целые створки раковин и ростры, реже — обломки раковин хорошей сохранности.

Сведения об элементарном химическом составе получены на основании количественного спектрального анализа на спектрографе СТЭ-1 по методике, разработанной Л. В. Лапчинской. Указанные остатки моллюсков содержат следующие элементы: Mg, Fe, Si, Sr, Al, Mn, Na, Ti, Ni, B, V, Pb, Cu, Zn. Пределы их содержаний примерно сходны у форм различных таксонов. Однако обращает на себя внимание существенное окремнение раковин иноцерамов. Установлена обратная корреляция между содержанием кремния и стронция, что совпадает с данными работы [6]. Поскольку таксономические особенности распределения микроэлементов освещены в работе [1], задачей настоящего исследования является выяснение содержания микроэлементов в раковинах их различных частей разреза. Наибольшие колебания в содержании магния, стронция, марганца и натрия рассмотрены в геохронологическом порядке (рисунок).

Сеноман. Единичные анализы раковин *Liostrea* и *Inoceramus* из детритовых известняков зоны *Calycoceras navi-*

culare верхов сеномана горы Кременец свидетельствуют о повышенном (по сравнению с нижнетуронскими формами) содержании Sr и Mn и несколько пониженном содержании Na и Mg.

Турон. Кривые содержания микроэлементов показывают, это по разрезу по мере уменьшения геологического возраста в раковинах понижается количество Na и Mg и повышается количество Sr и Mn.



Изменение в раковинах и рострах моллюсков из мергельно-меловых пород северо-западной окраины Донбасса содержания микроэлементов: 1 — экстремальных; 2 — среднеарифметических.

Коньяк. В целом коньякские формы характеризуются резко пониженным содержанием Na и Sr по сравнению с верхнетуронскими и нижнесантонскими формами, не зависящими от таксономической принадлежности моллюсков и характера процессов. Количество Mn в раковинах испытывает тенденцию

к увеличению от нижнего к верхнему коньяку, а количество Mg при этом уменьшается.

Сантон. По мере перехода от коньяка к нижнему сантону в раковинах моллюсков резко увеличивается содержание Mg, Sr, Mn и Na, причем далее вверх по разрезу происходит резкое падение содержаний Mg, Sr и Mn и увеличение количества Na.

Кампан. При переходе от сантона к кампану зафиксировано некоторое увеличение содержаний Mg, Sr, Na и понижение содержания Mn. В результате анализа перечисленных данных выявлены следующие закономерности: 1 — содержание всех микроэлементов в раковинах резко изменяется в средней части разреза — в коньяк-сантоне; 2 — коньякские формы характеризуются резким падением содержаний и не зависящим от таксономической принадлежности моллюсков и характера развития вторичных процессов фоссилизации; 3 — раннесантонские формы отличаются резко повышенным содержанием Mn, Sr, Mg; 4 — от сеномана к кампану в целом наблюдается незначительный рост средних содержаний Mg, Sr, Na.

Обсуждение результатов. Основными факторами среды, влияющими на прижизненное содержание микроэлементов, являются гидрохимический и температурный режим бассейна. Общее повышение содержаний Mg и Sr в раковинах от сеномана к кампану хорошо согласуется с установленной многими исследователями тенденцией к потеплению климата. К сожалению, на данном этапе исследований биогеохимические данные не позволяют судить хотя бы качественно об изменении донных палеотемператур, так как магнезиальность раковин — обычный палеотемпературный критерий — не совпадает с более надежными литологическими и палеоэкологическими критериями. Если раннесантонский максимум магнезиальности хорошо объясним поскольку совпадает с повышенной карбонатностью вмещающих пород, мелководностью отложений и другими факторами, свидетельствующими от относительно высоких донных температурах, то раннеконьякский максимум магнезиальности отвечает эпохе наибольшей трансгрессии и понижения донных температур. Вероятно, содержание в раковинах Mg, обусловлено не только температурой, но и ионным режимом водной среды. Более определенно полученные нами биогеохимические данные позволяют судить о климатических изменениях на прилегающих массивах суши. В частности, максимумы содержаний Sr в раковинах в конце позднего турона, в раннем сантоне и в раннем кампане достаточно хорошо согласуются с эпохами потепления и аридизации климата в эти времена.

Наибольший интерес вызывают данные о резком уменьшении количества Na в коньякских и резком увеличении Mn в раннесантонских раковинах. Вероятно, это свидетельствует о существенном изменении гидрохимического режима в коньяк-сантонских бассейнах, которое было обусловлено от-

нюдь не местными условиями, так как в седиментологическом, литологическом и палеоэкологическом отношении нижнеконьякские отложения весьма сходны с верхнетуронскими, а нижнесантонские — с верхнеконьякскими. Следовательно, никаких резких перестроек структуры Донбасса в это время не происходило. С другой стороны, нижний и верхний коньяк отличается друг от друга по указанным выше признакам, но имеют, тем не менее, единую биогеохимическую характеристику раковин моллюсков. Поэтому мы приходим к выводу о влиянии глобальных факторов изменения гидрохимического режима, обусловленных, вероятно, чередованием полярных и экваториальных трансгрессий, гумидных и аридных фаз и эпох вулканизма.

Коньякский век отвечает эпохе наиболее интенсивной экваториальной трансгрессии. Это могло отразиться на характеристике солевого режима, так как состав и общая соленость океанической воды на разных широтах различны [5]. С другой стороны, нарушения ионных соотношений в морских бассейнах на рубеже турона и коньяка могло произойти вследствие изменения интенсивности вулканизма. Концу туронского века отвечает эпоха экваториального сжатия, вследствие чего активизировались процессы кислого вулканизма, часто возникали извержения взрывного характера [3]. Коньякскому веку отвечает эпоха экваториального растяжения, вследствие которого усиливается основной вулканизм.

Третьей причиной дефицита Na в коньякских двустворках может являться уменьшение его содержания в океанах после эпохи аридизации в самом конце турона. Позднетуронские эвапориты (гипсы, красноцветные глины) известны на юго-востоке Средней Азии (Таджикская депрессия), в Египте (Синайский полуостров), в Сибири, Ираке, а соленосные глины — в Южной Сахаре [4]. Не исключено, что во многих других районах в конце турона были солеродные лагунные бассейны. В частности, по данным исследования океанического дна в Атлантике намечаются зоны «Среднемелового» галогенеза.

Увеличение количества Mn в раннесантонских двустворках, вероятно, связано с развитием в сантоне бореальной трансгрессии. Таким образом, в относительно глубоководных и удаленных от берега фациях особенности химического состава органических карбонатов, вероятно, не зависели от локальных или региональных условий и отражали преимущественно крупные изменения, происходившие в толще морской воды в целом. Эти данные отличаются от результатов, полученных для мелководных прибрежных фаций [3].

Список литературы: 1. Абдель Ааль А. А. К биохимической характеристике позднемеловых двустворчатых и головоногих моллюсков Левобережной Украины — Вестн. Харьк. ун-та, 1978. Геология и география, вып. 9. 2. Кац Ю. И., Кокунько В. К. Биохимическая характеристика датских и палеогеновых брахиопод Крыма и ее значение для систематики

и палеографических реконструкций. — Вестн. Харьк. ун-та. 1975, № 120. Геология и география, вып. 6, с. 38—45. 3. Кац Ю. И., Шуменко С. И., Фам Ван Ан. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы. — Там же, с. 12—21. 4. Клочко В. П. Основные черты геологии и нефтегазоности центральной части Южной Сахары. Киев, Наукова думка, 1970. 240 с. 5. Хори Р. Морская химия. М., Мир. 1972. 400 с. 6. Turekian K. K., Armstrong R. L. Chemical and mineralogical composition of fossil molluscan shells from Fox Hills Formation, South Dakota. — Bull. Geol. Soc. America, 1961, vol. 72, N 12, p. 126.

УДК 56.116(479.24)

С. И. ШУМЕНКО, А. РАГИМЛИ

КОККОЛИТЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗЕРБАЙДЖАНА

Представление о том, что в зонах аридного климата должно резко преобладать хемогенное карбонатонакопление настолько укоренилось, что даже в работах по литологии микрозернистая («пелитоморфная») структура известняков или мергелей принимается как неопровержимое и однозначное свидетельство их хемогенного происхождения. Именно так трактуется происхождение меловых известняков Северного Кобыстана [1].

В 1974 г. при изучении цеолитизированных туфов и вмещающих известняковых пород месторождения Айдаг (р-н г. Тауза), а также образцов из других районов восточной части Закавказья, любезно предоставленных Х. Алиюллой, одним из авторов (Шуменко С. И.) в породах позднемелового возраста обнаружены остатки планктонных водорослей — кокколитофорид. В связи с этим исследованы известковые нанофоссилии в меловых отложениях некоторых районов Азербайджана в лаборатории микропалеонтологии Института геологии АН АзССР.

При послойном изучении позднемеловых разрезов в районе с. Паиз и Гюлистан при помощи обычной микроскопии установлено неравномерное содержание в них кокколитов: в плотных известняках и мергелях они не выявлены вообще или встречаются лишь единичные экземпляры, а в слабосцементированных прослоях больше. Естественно, что в наиболее тонкодисперсной части этих пород преобладают фрагменты кокколитов.

Использование метода двуступенчатых электронномикроскопических реплик и сканирующего электронного микроскопа несмотря на значительную перекристаллизацию позволяет различить на сколах крепких известняков реликты кокколитов, подобные тем, которые были обнаружены в позднемеловых известняках Дагестана [2].

Наиболее богатыми кокколитами удовлетворительной сохранности оказались мягкие разности мергелей нижнего турона р-на с. Паиз. В составе комплекса нанофоссилий определены

виды: *Watznaueria barnesae* (Black), *Gartnerago obliquum* (Stradner), *G. costatum* (Gartner), *Broinsonia*, sp., *Chiastozygus amphipons* (Bramlette et Martini), *C. anceps* (Gorka), *C. cuneatus* (Luljeva), *Zygodiscus bussoni* (Noel), *Z. diplogrammus* (Deflandre), *Z. variatus* (Caratini), *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), *Podorhabdus dietzmanni* (Reinhardt), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *P. columnata* (Stover), *P. intercisa* (Deflandre), *P. propinqua* (Gorka), *Parhabdolithus splendens* (Deflandre), *Stephanolithion achylosum* Stover), *S. laffittei* Noel, *Lithastrinus* sp., *Corolithion signum* Stradner, *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), *Lithraphidites carniolensis* Deflandre.

В мергелях нижнего коньяка р-на с. Паиз определены: *Watznaueria barnesae* (Black), *Biscutum constans* (Gorka), *Broinsonia* sp., *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), *Prddiscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *P. intercisa* (Deflandre), *Zygodiscus* cf. *diplogrammus*, *Z. bussoni* (Noel), *Chiastozygus anceps* (Stradner), *Discorhabdus ignotus* (Gorka), *Lithraphidites carniolensis* Deflandre.

В позднесантонских отложениях немногочисленные затронутые процессами перекристаллизации кокколиты, обнаружены в р-не с. Гюлистан. Среди них определены: *Watznaueria barnesae* (Black), *Prediscosphaera* sp., *Marthasterites furcatus* Deflandre), *Micula staurophora* (Gardet), *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre.

В кампанских и маастрихтских отложениях кокколиты хотя и обнаружены, однако их плохая сохранность не позволила произвести уверенные определения.

Несколько лучше сохранность кокколитов в мергелях верхнего маастрихта. Здесь удалось определить: *Watznaueria barnesae* (Black) *Gribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), *Prediscosphaera* cf. *cretacea* (Arkhangelsky), *Biscutum constans* (Gorka), *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekschina, *Zygodiscus* cf. *diplogrammus* (Deflandre), *Micula staurophora* (Gardet), *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini, *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Tetralithus* cf. *murus* Martini.

Эти находки не только свидетельствуют об органогенной природе карбонатных пород позднего мела Закавказья, но и показывают принципиальную возможность использования известковых нанофоссилий для целей биостратиграфии.

Список литературы: 1. Сафарова О. Б. К вопросу аутигенного минералообразования в карбонатных породах отложений сантона и нижнего кампана Северного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1969, № 2, с. 24—30. 2. Шуменко С. И., Васин Б. Г. Кокколитофориды верхнемеловых отложений Дагестана. — Докл. АН СССР, т. 198, № 4, с. 244—245.

И. И. ЛИТВИН, канд. геол.-минерал. наук,
Е. А. РЯЗАНОВ, М. Ф. ХИЖНЯК

ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ

Под строительными песками понимаются такие пески, которые применяются главным образом в качестве заполнителя бетонов и строительных растворов, а также как сырье для изготовления силикатных стеновых материалов (силикатного кирпича, ячеистых и тяжелых силикатных бетонов). Технологическая оценка строительных песков является решающим фактором при разведке их месторождений.

Оценка песков, как известно, производится по ГОСТ 8736-67. В некоторых методических руководствах указывается, что для окончательной оценки песков необходимы технологические испытания. Технологи, однако, полагают, что для песков, отвечающих стандарту, такие испытания не являются обязательными, если только техническим заданием не было предусмотрено установление пригодности песков для изготовления бетона специальных марок и ответственных строительных работ.

Технологические испытания песков, не отвечающих требованиям ГОСТ 8736-67, но приближающихся по ряду показателей к требованиям стандарта, являются обязательными и должны проводиться на пробах массой 50—100 кг в стадии предварительной и детальной разведки. Одновременно с испытанием проб песков изучаемого месторождения испытаниям подвергается проба-эталон песка, отвечающего по всем показателям стандарту.

Отобранные для технологических испытаний пробы должны быть представительными и правильно характеризовать средний гранулометрический, минеральный и химический состав выделенных литологических разновидностей песков. Это требование должно соблюдаться при отборе всех без исключения лабораторных и полузаводских технологических проб. Количество лабораторных проб из каждой разновидности песков определяется степенью ее изменчивости на площади и может колебаться от одной до пяти с учетом масштаба месторождения.

Лабораторные технологические испытания по общепринятой методике песков, предназначенных для изготовления силикатного кирпича, считаются необходимыми на стадии предварительной и детальной разведки, а полузаводские испытания рекомендуется производить на стадии детальной разведки.

Анализ многочисленных данных показывает, что силикатный кирпич при соответствующей технологической обработке и применении качественной извести может быть получен практически из любых кварцевых песков с содержанием глинистой состав-

ляющей до 15%. Возможно также получение силикатного кирпича из песков и с большим содержанием глинистых частиц, однако в этом случае значительно усложняется технология производства. В связи с этим для оценки песков как сырья для производства силикатного кирпича следует признать необходимыми и обязательными только полузаводские (или заводские) испытания. Марка кирпича устанавливается надежно только на основании этих испытаний, поэтому их проведение необходимо на стадии предварительной разведки.

Силикатный кирпич разных марок имеет неодинаковые рыночные цены, учитываемые при технико-экономической оценке объекта. Выбор места отбора полузаводской пробы и ее представительность по гранулометрическому и химическому составу в связи с этим имеет важное значение. Представительность пробы должна быть подтверждена анализами химического, гранулометрического и петрографического состава, полученными по нескольким выработкам, равномерно освещающих опробуемую литологическую разновидность песка на площади разведки. В случае оценки сухих и обводненных песков полузаводские испытания проводятся отдельно для тех и других. Лабораторные испытания проб песков целесообразны в тех случаях, когда установлены резкие колебания вещественного состава в пределах каждой их разновидности.

Особое внимание при испытаниях песков для изготовления силикатного кирпича (и силикатных изделий в целом) уделяется карбонатному компоненту. Применяемая при испытании известь должна быть аналогичной извести, получаемой из карбонатных пород месторождения, предусмотренного в качестве сырьевой базы данного компонента. Оценка силикатного кирпича производится по ГОСТ 379-69.

Для получения ячеистых бетонов используются кварцевые мелко- и среднезернистые пески с минимальной (3—5%) примесью глинистых частиц и содержанием кремнекислоты не менее 85—90%. Применяемая при этом известь должна иметь активность не менее 75%. Оценка ячеистых бетонов производится в соответствии с технологическими требованиями 11118-73 (панели из автоклавных ячеистых бетонов для наружных стен зданий).

Ячеистые бетоны — относительно новый вид строительных материалов. Поскольку опыт разведки сырьевых баз для изготовления этих бетонов недостаточный, считаем целесообразным проведение как лабораторных, так и полузаводских испытаний песков. Масса проб для лабораторных испытаний — 100 кг. Отбираются 2—3 пробы из каждой литологической разновидности песков, не считая полузаводской пробы, в точке отбора которой отбирается также и лабораторная проба.

И. И. ЛИТВИН, канд. геол.-минерал. наук,
Е. А. РЯЗАНОВ, М. Ф. ХИЖНЯК

ОБОСНОВАНИЕ ПЛОТНОСТИ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕТИ МЕТОДОМ ВАРИАЦИОННОЙ СТАТИСТИКИ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСКОВ ДЛЯ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Одним из существенных недостатков методики геологоразведочных работ по строительным пескам является отсутствие обоснования плотности разведочной сети, что в последнее время отмечается и ГКЗ. Повышение требований к качеству геологоразведочных работ обязывает геологов уделять больше внимания обоснованию плотности разведочной сети и достоверности данных разведки, для чего применяются различные методы, в том числе и вариационной статистики.

Сущность этих методов, применяемых главным образом для обоснования правильности отнесения месторождения к той или иной группе по классификации ГКЗ, заключается в установлении степени изменчивости основных параметров месторождения (мощности и качества). Они могут быть определены графически по интервалам изменчивости или путем вычисления коэффициентов вариации, являющихся отношением среднеквадратичного отклонения к средней мощности, выраженным в процентах: $\gamma = \sigma \cdot 100/C$.

Среднеквадратичное отклонение вычисляется как корень квадратный из отношения суммы квадратов разностей мощностей по данному разрезу к числу выработок в разрезе без одной:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n-1}}$$

Для обоснования плотности разведочной сети при изучении месторождений строительных песков можно применить, пользуясь вычисленным коэффициентом вариации, формулу $n = \gamma / P^2$, где n — количество требуемых пересечений; γ — коэффициент вариации; P — допустимая ошибка определения, принимаемая равной 10—20% от средней мощности песков по разрезу (10% при определении сети для запасов категории А, 20% — для запасов категории В).

Найдя требуемое количество пересечений, определяют в дальнейшем расстояния между выработками путем несложных расчетов.

Все методы математической статистики исходят из перспективности подсчетного параметра (в данном случае — по мощности), поэтому при линзовидном характере залегания песков внутри подсчетного контура применять эти методы не рекомендуется.

При разведке месторождений строительных песков расчетный метод определения плотности разведочной сети, по крайней

мере на территории УССР, не применялся. Однако это не является аргументом для отказа от его применения в будущем.

Список литературы: 1. Поиски и разведка месторождений минерального сырья для промышленности строительных материалов. М., Недра, 1968. 216 с. Авт.: В. М. Борзунов, М. Б. Григорович, Л. М. Гроховский и др. 2. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 2. М., Недра, 1961. 390 с.

УДК 528.9:553 3/4

Ю. С. БЕЛЕЦКИЙ

К МЕТОДИКЕ ПРОВЕДЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт, разработанная Е. Т. Шаталовым и др., нашла широкое применение, уточняясь лишь в деталях в зависимости от конкретной геологической обстановки (Шаталов Е. Т., 1964; Яковлев Г. Ф., 1973 и др.).

Нередки случаи, когда комплексные геолого-съёмочные и геофизические работы опережают этап составления металлогенических и прогнозных карт отдельных рудных районов. Более того, металлогенический анализ проводят на основании разномасштабных данных, полученных в разные годы, различными исполнителями с применением различных методов.

В настоящем сообщении обращается внимание на некоторые рациональные приемы, примененные автором при металлогенических исследованиях в колчеданоносных районах Южного Урала и Кубы.

В обоих случаях металлогенические карты составлялись для определенных структурно-фациальных (металлогенических) зон, которые охватывали территорию нескольких планшетов масштаба 1:50000 и крупнее с различной степенью изученности, противоречивой геологической и геофизической информацией. Потребовались дополнительные полевые работы по ревизии и координации данных для составления единой геологической карты с соблюдением основного принципа — одномасштабности.

Интерпретация материалов предшествующих геофизических исследований на многих участках оказалась затрудненной либо они вообще вызвали недоверие. Потребовались дополнительные геолого-геофизические исследования, которые проводились по опорным профилям вкрест простирания металлогенических зон. Эти исследования заключались в непрерывном геологическом картировании, сопровождаемым точечными наблюдениями с определенным шагом. В каждой точке брались пробы на петрографические определения, петрофизический анализ, спектральный анализ, определялись характеристики физических полей (магнитного, электрического, гравитационного и др.). Обработ-

ка полученных материалов позволила объективно уточнить результаты прежних исследований, внести коррективы в их интерпретацию.

Метод аналогий предусматривает наличие хорошо изученного эталонного участка, полигона (как правило, рудного поля), с которым можно сопоставлять весь комплекс геологических минерало-петрографических геохимических и геофизических данных по всей металлогенической зоне. Этот метод требует также одномасштабности, однопорядковости сравниваемых материалов, иначе «эталон» окажется в заведомо аномальных условиях. Контрастность проявления эталонного участка в геохимическом и геофизических полях в одном из случаев решающим образом повлияла и на выбор масштаба металлогенической карты.

Таким образом, кроме соблюдения обязательного принципа одномасштабности наблюдений, применение комплексного изучения по опорным профилям и правильный выбор эталонного полигона может существенно сократить сроки выполнения работы и ее стоимость, обеспечив высокое качество металлогенической карты.

Список литературы: 1. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., Недра, 1964. 194 с. Авт.: Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, К. В. Яблоков и др. 2. Основные принципы составления прогнозов-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., Недра, 1973. 256 с. Авт.: Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова и др.

УДК 550.83; 553.3

Д. П. ШАПОШНИКОВ,
Т. А. СЕРГЕЕВА, канд. геол.-минерал. наук

О КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Прогнозирование, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых тесно связаны с их генетическими типами, устанавливаемыми в зависимости от геологических и физико-химических условий образования. Все чаще геологическое изучение и промышленная оценка месторождений обосновываются геофизическими методами, эффективность и надежность применения которых зависят от рационального их комплексирования.

Генетический тип месторождения до серии и группы может быть определен по материалам геологической съемки и поисков, до класса и подкласса — по данным поисков и разведки и даже в ходе разработки. Использование геофизических методов позволяет с привлечением геолого-поисковых предпосылок (маг-

матических, литолого-фациальных, структурных и др.) прослеживать границы залежей и распространение различных комплексов пород. При этом важны физические свойства — магнитные, электрические, плотностные, радиоактивные и др., коррелируемость и множественность связей между ними и составом пород и руд, а также геологическая дифференцированность. Выбор методов и модификаций должен удовлетворять комплексной интерпретации и сопоставимости результатов, а также учитывать экономичность и надежность решения задачи.

Рациональное комплексирование геофизических исследований ограничивает многозначность решения обратной задачи геофизики, повышает достоверность данных для геолого-промышленных выводов. Выбор и последовательность ввода отдельных методов требует знания их возможностей, представлений о физических свойствах объектов, геологических особенностях и закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.

При изучении различных генетических типов месторождений полезных ископаемых с учетом их вещественного состава необходимо применять геофизические методы и их модификации в определенном сочетании, при этом аэрогеофизические исследования должны опережать наземные работы.

Магматические месторождения (хромитовые, титано-магнетитовые, медно-никелевые, алмазонасные, апатитовые и др.) изучаются грави-, магниторазведкой, дополнительно электроразведкой и радиометрией.

При изучении пегматитовых месторождений, характеризующихся высоким сопротивлением, низким магнитным показателем и нередко повышенными радиоактивными данными, эффективны электро-, магниторазведочные и радиометрические работы.

Карбонатитовые месторождения (apatит-магнетитовые, флогопитовые и др.) изучаются магнито-, грави- и электроразведкой, а также радиометрией.

Постмагматические месторождения отличаются разнообразием форм тел и состава руд, широким развитием сульфидных руд, поэтому применимы многие модификации электроразведки с магнито- и гравиразведкой. Для скарновых зон характерны магнитные аномалии и снижение электрического сопротивления. С щелочными метасоматитами связаны руды повышенной γ -активности. Наиболее разнообразны свойства и формы рудных тел гидротермальных месторождений, что обуславливает применение ряда модификаций электроразведки, дополнительно грави- и магниторазведки.

Экзогенно-осадочные месторождения в основном отличаются четко выраженными литолого-фациальными и стратиграфическими предпосылками, а залежи нефти и газа — структурными. Поэтому при их изучении широко применимы электрораз-

ведка (ВЭЗ, ЭП, ВП), сейсморазведка (КМПВ, МОВ) и разнообразные виды каротажа. При исследовании инфильтрационных месторождений весьма результативны радиометрические методы.

Метаморфогенные месторождения характеризуются повышенной плотностью пород, магнитной восприимчивостью руд, часто аномальным сопротивлением и радиоактивностью. Наиболее часто применяются магнито- и гравиразведка, радиометрические и электроразведочные исследования.

Комплексная интерпретация, а также отбраковка и трансформация геофизических данных тесно увязываются с геолого-геохимическими данными.

УДК 631.423.3

Б. Б. АНДРИЕНКО

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ И ОКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ ФОРМЫ ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА В НЕКОТОРЫХ СОЛОНЦАХ ЮГА УКРАИНЫ

Изучение распределения железо-марганцевых конкреций и окристаллизованных форм гидроокислов железа (гетита) имеет важное значение при оценке генезиса солонцового, подзолистого и болотного типов почвообразования.

Образованию железо-марганцевых конкреций посвящена обширная литература как геохимическая, так и почвенно-географическая. Несмотря на различные направления в изучении миграции железа, алюминия, кремнезема, марганца и формирования конкреций в почвах для исследователей представляет интерес динамика элементов и накопление железо-марганцевых конкреций в почвенном профиле, влияние глеевого процесса, гранулометрический состав, увлажнение, окислительно-восстановительные условия на миграцию и накопление железа, алюминия, кремнезема, марганца.

Процесс сегрегации элементов в конкреции широко распространен в природе, а в почвогрунтах Причерноморской низменности, Степного Крыма и Керченского полуострова железо-марганцевые конкреции довольно часто присутствуют в минералах тяжелой фракции (удельный вес 2,85). Чтобы выяснить причины концентрации конкреций в определенных горизонтах солонцов, нами привлекались данные минералогических исследований крупных и высокодисперсных фракций почв [1, 2], химический и гранулометрический состав последних. Железо-марганцевые конкреции в солонцовых почвах представлены в виде натечных, почковидных форм, корочек, рыхлых стяжений и в составе минералов тяжелой фракции наряду с ильменитом и эпидотом преобладают во фракции 0,25—0,1 мм. Во фракции 0,1—

0,01 мм содержание конкреций уменьшается по сравнению с другими минералами.

С помощью рентген-дифрактометра УРС-50ИМ обнаружены в небольшом количестве окристаллизованные формы гидроокислов железа (гетит). Препараты для съемки готовили из порошка с клеящим веществом, образец наносили на предметное стекло 18×18 и снимали при следующем режиме: 25 кВ; 10 мА; Си_{к α} -излучение, щели 1—0,5—0,5—0,25. На дифрактограмме гетит диагностировали по характерным отражениям в области 4,18; 2,69; 2,45 Å.

Анализ данных о минералогическом, химическом и гранулометрическом составе почв [1, 2] позволяет сделать следующие выводы: железо-марганцевые конкреции сосредоточены, как правило, во фракциях 0,25—0,1 и 0,1—0,01 мм; наибольшая концентрация конкреций наблюдается в иллювиальных горизонтах солонцов; наряду с железо-марганцевыми конкрециями в исследуемых солонцах обнаружены окристаллизованные гидроокислы железа — гетиты.

Список литературы: 1. Ковалев П. В., Андриенко Б. Б. Минералогический состав высокодисперсной части степных солонцов, сформировавшихся на разных породах. — Вестн. Харьк. ун-та, 1976, № 136. Геология и география, вып. 7, с. 34—37. 2. Андриенко Б. Б. Резервы калия в солонцах юга Украины по минералогическим данным. — Вестн. Харьк. ун-та, 1974, № 162. Геология и география Левобережной Украины, вып. 8, с. 47—50.

УДК 553.7(477.54)

Г. Г. МАЛЕВАНЫИ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В МЕХАНИЗМЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Участие подземных вод в сейсмических процессах (как естественных, так и вызванных) привлекает все возрастающее внимание специалистов в связи с землетрясениями. Очаги землетрясений располагаются на различных глубинах — от первых километров до 700—800 км и более. Однако наибольшее количество очагов находится в пределах земной коры на сравнительно малой глубине. Так, в Италии около 90% всех землетрясений зарождается на таких глубинах, где вода в горных породах находится в жидком виде. Таким образом, вода является составной частью среды, в которой образуются очаги землетрясений.

По современным представлениям в очагах землетрясений развиваются преимущественно скальвающие деформации. Под влиянием тектонических сил образуется разрыв и смещение блоков породы друг относительно друга. Участие воды в таких деформациях проявляется различным образом. При высоком давлении поровотрещинных вод снижается трение на плоскости стока, уменьшаются деформации горных пород, снижается их прочность, что способствует развитию трещин. Этот процесс подобен гидравлическому разрыву пласта, который широко применяется в нефтепромысловой практике. Например, чтобы произвести гидроразрыв, в скважину закачивают жидкость с песком под высоким давлением, близким к геостатическому, в результате чего расширяются естественные трещины и образуются новые. После того как давление сбрасывается, песок не дает сомкнуться трещинам и проницаемость их резко возрастает. Таким путем достигается увеличение притока нефти в скважину. С другой стороны, на прочность пород в очагах землетрясений могут влиять адсорбционные силы с последующими деформациями.

Исследованиями установлено, что тонкие пленки, образованные молекулами поверхностно-активных веществ и ионами электролитов, проникая в микротрещины, создают в них огромное расклинивающее давление, способствуют развитию этих микротрещин и уменьшают трение при подвижках. Влияние жидкости на деформационные процессы в очаге землетрясения возрастает с увеличением давления воды.

Механизм вызванных землетрясений с участием поровотрещинных вод представляется в следующем виде. В зоне будущего очага существуют тектонические напряжения, однако величина их в естественных условиях недостаточна, чтобы вызвать разрыв. По мере того как в результате инженерной деятельности возрастает давление поровотрещинных вод, в этой зоне уменьшается фрикционное сопротивление скальвающим деформациям. Когда давление достигает определенного предела, начинается гидравлический разрыв трещин. Распространение трещин способствует влиянию адсорбционных слоев породы жидкости. Под воздействием возрастающего давления жидкости происходят индивидуальные разрывы и сколы — в результате предварительных толчков. Наибольшую опасность представляют землетрясения, вызванные заполнением крупных водохранилищ с большой высотой напора. Приведем несколько показательных примеров.

В декабре 1967 г. в Индии в районе плотины на р. Кайна произошло крупное землетрясение, в результате которого погибло 192 человека и свыше двух тысяч было ранено. Толчок ощущался в радиусе 700 км.

Водохранилище на р. Кайна вмещает 2780 млн. м³ воды, высота плотины 103 м. Заполнение водой водохранилища было начато в 1961 г., а с 1962 г., когда объем воды был меньше половины проектного, начались слабые сейсмические толчки. По данным индийских сейсмологов, количество и сила толчков увеличивалась в последующие годы.

Землетрясение в районе р. Кайна вызвало сенсацию в научных кругах, так как произошло в районе, который не считался опасным в сейсмическом отношении. Кроме того, землетрясение это было самым сильным из ряда землетрясений, сопутствовавших заполнению крупных водохранилищ.

В 1959—1963 гг. в Африке, на реке Замбези, было создано крупнейшее в мире водохранилище площадью 6,5 тыс. км² и объемом 170 млрд. м³. Сейсмические толчки здесь начались при заполнении водохранилища и резко усилились с марта 1962 г., когда уровень воды в нем поднялся до 110 м. В 1963 г., когда водохранилище было заполнено, последовала серия сильных толчков. Эпицентр землетрясения располагался в самой глубокой части водохранилища.

Еще более мощное землетрясение разразилось на водохранилище Кремаста в Греции. Здесь сейсмическая активность резко усилилась, когда уровень воды приблизился к максимальному. Греческие сейсмологи установили строгую корреляцию между логарифмом частоты толчков и уровнем воды в водохранилище. В феврале 1966 г. произошло сильное землетрясение с эпицентром близ северного берега водохранилища. В нашей стране это явление наблюдалось при создании Братского и Красноярского водохранилищ. Проявления вызванных земле-

трясений уже наблюдаются в районе водохранилищ Нурекской ГЭС. Плотина ГЭС расположена в Пулисанчинском ущелье на р. Вахш, имеет высоту 300 м. Район этот характеризуется высокой сейсмичностью и относится к 8—9 балльной зоне. По данным наблюдения в 1977 г., при заполнении водохранилища первой очереди отмечено значительное повышение сейсмической активности. Число слабых землетрясений в радиусе 5 км от водохранилища увеличилось в 10 раз. Эпицентр землетрясений располагался под водохранилищем. Прогибание тем больше, чем больше объем накопленной воды или, точнее, чем выше удельное давление ее столба.

Возникает вопрос: какое значение может иметь прогибание земной поверхности на сантиметры. Во многих случаях нагрузка водохранилища действительно может пройти незамеченной, не оказывая серьезного влияния ни на окружающую природу, ни на инженерные сооружения. Но легко представить себе, что произошло бы на обширных пространствах севера Западно-Сибирской низменности, если бы была построена Нижне-Обская ГЭС. Грунтовые воды залегают здесь на глубине всего 0,3—0,5 м, поэтому даже незначительное погружение земной коры вызвало бы затопление и заболачивание огромного района. В результате был бы затруднен или закрыт и без того нелегкий доступ к подземным запасам нефти и газа.

Вызванные землетрясения являются следствием не только заполнения водохранилищ, но и закачки воды в глубокие скважины. В 1962 г. было завершено оборудование глубокой скважины (3671 м) для сброса сточных вод арсенала г. Денвера (штат Колорадо, США). В марте в скважину начали закачивать сточные воды, а с конца апреля сейсмические станции в районе Денвера стали регистрировать слабые подземные толчки. Затем произошло несколько землетрясений, которые ощущались жителями Денвера. Американский геолог Эвонс сопоставил уровень сейсмической активности в районе Денвера с расходом воды, подаваемой в скважину. Выяснилось, что после увеличения расхода воды в период апрель—июнь 1962 г. и февраль—март 1963 г. частота землетрясений возросла. В июне—сентябре 1965 г. закачка производилась под высоким давлением, при этом частота землетрясений резко увеличилась. Эпицентры землетрясений располагались в небольшой зоне вокруг скважины. Подобные землетрясения наблюдались также при искусственном заводнении нефтяных скважин (в 1971 в районе Старогрозненских нефтяных промыслов). Сила подземных толчков здесь достигала 7 баллов. В эпицентре были разрушены жилые и административные здания.

В настоящее время известно около тридцати случаев, когда заполнение водохранилищ и заводнение глубоких скважин сопровождалось землетрясением.

Гидрогеологические условия оказывают влияние не только на процессы в очаге землетрясения, но и на сотрясаемость земной поверхности. Давно замечено, что разрушения в населенных пунктах, пострадавших от землетрясения, неодинаковы и зависят от грунтов, на которых расположены постройки, и от уровня грунтовых вод. Наименьшие сотрясения испытывают скальные грунты, наибольшие — рыхлые водонасыщенные породы. При близком залегании грунтовых вод сейсмическая балльность возрастает. При этом пористость сокращается и возрастает давление воды. Кроме этого, мощная сейсмическая волна вызывает резкое кратковременное увеличение скорости движения подземных вод, которые при этом увлекают за собой мелкие частицы породы.

В очаге землетрясений имеются случаи изменения химического и газового состава воды, изменяется температура, исчезают источники или возникают новые. Аналогичные явления в период землетрясения наблюдались в Восточной Сибири и на севере Монголии, в районе Кавказских минеральных вод (боржоми и др.). Так, в Японии в районе Хоккайдо в результате землетрясений увеличилась разгрузка подземных вод в реку Моцуширо. Землетрясение на Аляске в 1964 г. вызвало колебания уровней и напоров на значительной территории. Во время Ашхабадского землетрясения 1948 г. в окрестностях города вода с грязью извергалась из небольших сопков, а также из трещин горных пород.

Поиски предвестников землетрясений ведутся в разных направлениях: исследуются деформации земной поверхности, слабые сейсмические толчки, изменение электрических и магнитных полей, а также скоростей распространения сейсмических волн, составляются карты сейсмического районирования, которые показывают, на какой территории возможно землетрясение определенной силы.

Остановимся подробнее на гидрогеологических предвестниках землетрясений. Некоторые изменения режима подземных вод перед землетрясением были замечены уже давно. Например, за 10 дней до сильного землетрясения в 1883 г. в г. Иския (Италия) уменьшился дебит источника, снабжавшего население прекрасной питьевой водой, появился запах сероводорода. Качество воды восстановилось через несколько дней после землетрясения. После землетрясения в 1966 г. в районе Ташкента резко снизилась концентрация родона (в термо-минеральных скважинах). Когда заинтересовались этим явлением, выяснилось, что начиная с 1957 г. содержание родона в воде заметно увеличивалось. Особенно быстрый его рост происходил в 1965 г., а с октября 1965 г. до апреля 1966 г. изменение родона было небольшое. После основного толчка землетрясения концентрация родона вновь увеличилась. Аналогичные явления были отмечены в Японии, где содержание родона в источнике Хаконе

возросло после основного толчка. Конечно, механизм обогащения подземных вод родоном в связи с сейсмической деятельностью пока еще мало изучен, однако известные факты представляют большой интерес для поисков предвестников землетрясений.

Изменение напора подземных вод перед землетрясением представляет определенный интерес. Так, в июне 1970 г. в районе о. Иссык-Куль произошло землетрясение силой 8—9 баллов. Этому землетрясению предшествовало повышение напора термо-минеральной воды в скважине, расположенной на расстоянии 35 км от эпицентра. Повышение напора в скважине, глубина которой 163 м, началось в конце апреля и составило к моменту землетрясения около 15 см, а после землетрясения прекратилось. В Австралии перед землетрясением в 1968 г. отмечалось повышение уровня воды в группе скважин, расположенных в 160 км от эпицентра, а через 2—3 ч после землетрясения уровень воды начал плавно снижаться. Аналогичные случаи колебания напора воды в скважинах наблюдались в Карпатах, в Крыму, предгорьях Тянь-Шаня, в Японии и др.

Отсюда следует, что прогноз времени землетрясения хотя и весьма сложен, но вполне реален. Надо полагать, что такой прогноз будет осуществляться посредством комплекса методов, в числе которых наряду с изучением различных физических полей важная роль будет принадлежать наблюдениям за режимом подземных вод.

Список литературы: 1. Киссин И. Г. Вода под землей. М., Наука, 1976, с. 21. 2. Николаев Н. И. Искусственные землетрясения. — Природа, 1973, № 7, с. 10. 3. Ребиндер П. А. Физико-химическая механика как новая область знания. — Вестн. АН СССР, 1957, № 10, с. 9. 4. Уломов В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, АН УзССР, 1971, с. 6.

УДК 551.495(477.51)

Г. Г. ВЕЛИКИЙ, канд. геол.-минерал. наук,
И. Г. СУХНО, канд. геол.-минерал. наук

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД БАССЕЙНА р. ОРЕЛИ

Бассейн р. Орели находится в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, в пределах степной зоны. Он имеет четко выраженную асимметричную форму за счет преимущественного развития правых притоков, вытянутых в субмеридиональном направлении. Наиболее крупными притоками являются реки Орчик, Берестовая, Богатая, Орелька. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод водоносных горизонтов в описываемом районе неодинакова. На грунтовые воды, а также подземные воды полтавских и харьковских отложений сильнее

вливают атмосферные факторы, чем на более глубокие воды (каневско-бучакский и другие водоносные горизонты). Это объясняется регионально выдержанным водоупором, представленным киевскими глинами (мергелями).

Гидродинамическая связь подземных и поверхностных вод влияет на химический состав последних, что проявляется в межженный период.

Чтобы выяснить условия формирования гидрохимического режима грунтовых вод, охарактеризуем водоносные горизонты, наиболее тесно взаимосвязанные с грунтовыми и поверхностными водами.

Водоносный горизонт, приуроченный к харьковской свите, имеет в бассейне р. Орели почти повсеместное развитие. Водообильность колеблется в очень широких пределах в соответствии с пестротой литологического состава пород харьковской свиты. Прослойки и линзы глин расслаивают водоносный горизонт, а при отсутствии верхнего слоя глин харьковский и полтавский водоносные горизонты образуют единую гидродинамическую систему. На участках, где развиты глины низов полтавской серии или верхов харьковской свиты, они разделяют водоносные горизонты.

Полтавская серия, сохранившаяся только на водораздельных пространствах, не имеет выдержанного в плане водоносного горизонта. На подземные воды, приуроченные к полтавским пескам, большое дренирующее влияние оказывают речные долины и овражно-балочная сеть. Литологический состав полтавской серии не отличается постоянством, что сказывается на водообильности водоносного горизонта.

Питание харьковского и полтавского водоносных горизонтов, в основном, инфильтрационное. Однако расположение описываемого района в области разгрузки глубоких напорных водоносных горизонтов и комплексов Днепровского артезианского бассейна благоприятствует подпитыванию кайнозойских водоносных горизонтов более глубокими подземными водами и рассолами. Это подтверждается резкими изменениями минерализации и химического состава подземных вод, приуроченных к палеогеновым, неогеновым и даже четвертичным отложениям.

Грунтовые воды четвертичных отложений широко развиты и тесно взаимосвязаны с поверхностными водами и более глубокими водоносными горизонтами. В зависимости от геоморфологии, условий залегания, характера питания и движения грунтовых вод их можно разделить на воды аллювиальных отложений пойменной и бортовой террас; аллювия древнечетвертичных лессовых террас; лессов, песчаных суглинков неогеновых террас и водораздельных пространств.

Для четвертичных террас характерно двухслойное строение: средне- и крупнозернистые пески нижней части разреза пере-

кряваются мелко- и среднезернистыми песками верхней. Наиболее водообильны отложения пойменной и боровой террас. Водообильность не сохраняется постоянной вследствие большой пестроты литологического состава. На формирование режима грунтовых вод этой группы большое влияние оказывают атмосферные факторы при непосредственной гидравлической связи с речными водами древнего аллювия более высоких террас. Питание преимущественно инфильтрационное.

Грунтовые воды древнечетвертичных лессовых террас характеризуются большей глубиной залегания и худшими условиями инфильтрации поверхностных вод.

Общим признаком залегания грунтовых вод всех четвертичных террас является отсутствие выдержанного водоупорного основания. На участках залегания аллювия на коренных песках создаются благоприятные условия связи грунтовых вод с более глубокими водоносными горизонтами. В зависимости от глубины эрозионного вреза и местоположения в структуре осуществляется питание более глубоких водоносных горизонтов или их разгрузка в аллювий.

Воды неогеновых террас и водораздельных пространств приурочены к лессам и лессовидным суглинкам. Водообильность их очень низкая и весьма неравномерная. Пестрые красно-бурые глины, являющиеся выдержанным нижним водоупором, препятствуют вертикальной динамической взаимосвязи подземных вод. В горизонтальном направлении взаимосвязь их с водами более молодых террас значительно активнее.

На формирование солевого состава грунтовых вод влияют климатические условия, геологическое строение и литологический состав водовмещающих пород, динамика грунтовых вод. Гидрокарбонатные воды развиты в верховьях рек Орелька, Берестовая, Орчик, в средней части долины р. Орельки, на междуречье р. Орельки и б. Богатой, в средней части долины р. Орельки, в низовьях р. Орчик, в бассейнах рек Липянка и Чаплинка, в нижней части бассейна р. Орели. Сульфатные воды приурочены к средней части бассейнов рек Орчик и Орель, а также р. Берестовой и верховьям р. Орельки. Хлоридные воды развиты и встречаются локально на водоразделе рек Орель и Самара, в верховьях р. Чаплинки и в долине р. Орели в районе впадения р. Липянки.

Различное соотношение анионов обуславливает разнообразие химических типов грунтовых вод, характерных для описываемой территории, однако преобладают гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды.

Среди катионов преобладает натрий. Кальциевые воды распространены в верховьях рек Орелька, Орель и Берестовая, в низовьях р. Орели, местами встречаются в долине р. Берестовой и в средней части долины р. Орели.

Грунтовые воды с минерализацией до 1 г/л приурочены к северной части бассейна (верховья рек Орель, Берестовая и Орчик), к средней (в районе г. Краснограда, низовья р. Орчик и бассейна р. Липянки) и к юго-западной (к зоне развития террас долины р. Днепр). Здесь зафиксирована наименьшая минерализация грунтовых вод — от 118,9 мг/л до 343 мг/л. На общем фоне развития вод с минерализацией 1—2 г/л выделяются участки с аномально повышенной минерализацией, достигающей 11,68 г/л. Максимум отмечен на водоразделе рек Орель и Самара.

Наличие других участков с аномально повышенной минерализацией (до 5—6 г/л) в пределах всей долины р. Орели, в верховьях р. Орельки и б. Богатой, в верховьях р. Чаплинки и приуроченность этих участков к пойме и боровой террасе, где уровни грунтовых вод находятся близко к дневной поверхности, позволяет предполагать, что здесь имеет место процесс континентального засоления, т. е. в результате интенсивного испарения грунтовых вод происходит накопление солей на поверхности земли, в почве. При дальнейшем растворении этих солей в результате инфильтрации атмосферных осадков поверхностных вод и подъема уровня грунтовых вод минерализация последних увеличивается.

Количество иона Cl^- в грунтовых водах бассейна р. Орели колеблется в широких пределах. В северной и юго-западной части бассейна содержание иона Cl^- не превышает 100 мг/л, тогда как в верховьях б. Богатой наблюдается увеличение содержания хлоридов до 400, в устье — до 800, восточнее г. Царичанки — до 400, в верховьях р. Чаплинки — до 2000 мг/л. Повышенная концентрация хлоридов в этих случаях совпадает в плане с повышенной минерализацией грунтовых вод, что объясняется засолением почв. Максимальная концентрация иона Cl^- была отмечена на водоразделе рек Орель и Самара — 5,3 г/л. Это соответствует общей закономерности увеличения минерализации и содержания отдельных ионов в грунтовых водах по мере приближения к водоразделу. Однако такое повышение хлоридов в грунтовых водах может свидетельствовать о влиянии разгрузки более глубоких минерализованных подземных вод палеозоя.

Концентрация иона HCO_3^- в грунтовых водах также изменяется, но не в таких пределах, как концентрация иона Cl^- . В основном преобладают воды с фоновым содержанием иона HCO_3^- до 500 мг/л. Однако наблюдаются участки с меньшей концентрацией (юго-западная часть бассейна — до 100, севернее г. Царичанки — до 200, в верховьях р. Чаплинки и верхней части бассейна р. Орели — до 300 мг/л) и повышенной концентрацией (южнее г. Царичанки — до 800, в устье р. Чаплинки — 600, в ее верхнем течении — до 900, в нижнем течении р. Бере-

стовой и р. Богатой — до 800 мг/л, на водоразделе рек Орель и Самара — до 800 мг/л и в верховьях р. Орели — до 700).

Северная часть бассейна характеризуется увеличением концентрации иона HCO_3^- в грунтовых водах до 600 мг/л.

Концентрация иона SO_4^{2-} в грунтовых водах бассейна р. Орели высокая: на большей части бассейна она достигает 500 мг/л. Повышение содержания иона SO_4^{2-} до 4000 мг/л наблюдается на водоразделе рек Орель и Самара, меньше — до 2000 — в верховьях б. Богатой и в ее устье, до 1500 — в приустьевой части р. Берестовой, в верховьях р. Чаплинки и в междуречье р. Орели и Чаплинки — до 2000 мг/л.

Содержание в грунтовых водах иона Ca^{++} , в основном, находится в пределах 100—120 мг/л. По линии Красноград—Сахновщина отмечается содержание иона Ca^{++} ниже 100 мг/л, как и в нижней части бассейна. В верховьях р. Чаплинки концентрация иона Ca^{++} в грунтовых водах достигает 881,7 мг/л. Еще выше она на водоразделе рек Орель и Самара — 1231,2 мг/л.

Концентрация иона $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{K}^+)$ в грунтовых водах изменяется больше, чем иона Ca^{++} . На общем фоне развития грунтовых вод с содержанием иона Na до 200 мг/л выделяется несколько участков с более высокой концентрацией, например, южнее г. Царичанки — до 400, в верховьях р. Чаплинки — 1000, в среднем течении р. Орели — до 1400, в верховьях б. Богатой — до 600, а в ее устье — до 1000 мг/л. Максимальных значений содержание в грунтовых водах иона Na^+ достигает на водоразделе рек Орель и Самара — 2181,3 мг/л. Характерно, что изменения концентрации иона Na^+ и Cl^- -иона соответствуют друг другу. Это подтверждает выводы ряда исследователей о наличии разгрузки палеозойских солоноватых вод и рассолов в кайнозойские водоносные горизонты.

Содержание иона Mg^{++} в грунтовых водах, в основном, около 100 мг/л. Лишь восточнее г. Царичанки, в устье р. Берестовой, в верховьях б. Богатой и на водоразделе рек Орель и Самара наблюдается повышение содержания иона Mg^{++} до 300—400 мг/л. Ниже концентрация иона Mg^{++} в юго-западной (приустьевой), западной, северной и северо-западной частях бассейна — 50—100 мг/л.

Грунтовые воды бассейна р. Орели разнообразны по минеральному и химическому составу, что обусловлено неоднородностью литологического состава водовмещающих толщ, условиями залегания грунтовых вод и физико-географическими факторами.

Преимущественное развитие имеют воды гидрокарбонатно-сульфатного, натриевого и сульфатно-гидрокарбонатного, натриевого состава. В грунтовых водах преобладают ионы SO_4^{2-} , HCO_3^- , $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{K}^+)$ и местами Ca^{++} . Ионы Cl^- и Mg^{++} характеризуются невысоким фоновым содержанием и лишь в отдельных случаях значительно превышают его.

Формирование солевого состава грунтовых вод бассейна р. Орели происходит под влиянием процессов выщелачивания и испарения, т. е. преобладающим является процесс континентального засоления. На формирование гидрохимического режима грунтовых вод оказывает влияние также частичная разгрузка палеозойских высоконапорных солоноватых вод и расолов.

УДК 551.495. (477.54)

В. Д. БАБЕНКО, Г. Г. СТРИЖЕЛЬЧИК,
Н. В. ТКАЧЕНКО

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ ПО ПРОГНОЗУ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ г. ХАРЬКОВА

Опыт застройки г. Харькова, как и других городов, показывает, что инженерно-хозяйственная деятельность человека нарушает уравновешенные сложными связями природные системы и в них происходят трудно контролируемые или неконтролируемые изменения. Чрезвычайно чувствительна в этом отношении подземная гидросфера крупных городов, динамическое состояние которой носит ярко выраженный антропогенный характер.

Многочисленные, но разрозненные и трудно сопоставимые данные о гидрогеологических условиях отдельных участков городской территории, отсутствие специальных гидрогеологических карт водопроводимости и граничных условий водоносных горизонтов позволяют нам составить в основном качественное, а не количественное представление об особенностях подземной гидросферы города в целом.

Так, сопоставление наблюдений за уровнем режимом грунтовых вод аллювия пойм рек Лопань и Харьков и лежащих ниже водоносных горизонтов свидетельствует о связи между ними, особенно на участках глубоких эрозионных промыслов в породах палеогена. Поверхность грунтовых вод на этих участках многие годы носила явно выраженный депрессионный характер (максимальная депрессия составила около 10—12 м). По мере снижения водоотбора из верхнемеловых отложений уровни восстанавливаются, однако практически полное отсутствие постоянной сети наблюдательных скважин не позволяет дать количественные характеристики этого чрезвычайно важного для города процесса.

Сведения об основных расчетных гидрогеологических параметрах (коэффициентах фильтрации, водопроводимости, уровнепроводности, водоотдачи или недостатка насыщения, параметре перетекания и др.) водоносных горизонтов четвертичных и плиоценовых террас системы рек Харьков, Лопань, Уды, Немышль; плато и грунтовых вод локального распространения, слабая изученность граничных условий в плане и разрезе не позволяют в настоящее время прогнозировать процессы подтопления.

Несмотря на указанные трудности в институте «Укрвосток-интиз» была осуществлена попытка обобщить информацию о глубинах залегания, режиме и химическом составе грунтовых вод.

Установлено, что амплитуда сезонных колебаний уровней грунтовых вод составляет от 0,8—1,05 м (на окраинах города) до 1,45—1,75 м (в центральной части), а повышение грунтовых вод на участках с нарушенным естественным стоком достигает 12—15 м (микрорайон 656 Салтовского жилмассива, Пятихатки, Померки).

По особенностям питания, режима и гидрохимического состава на территории города нами различаются пять основных типов грунтовых вод: 1 — пойм рек и днищ балок; 2 — первой надпойменной террасы; 3 — четвертичных и плиоценовых лесовых террас; 4 — плато; 5 — локального распространения. Для первого типа характерно близкое залегание к поверхности (0—4 м), наибольшая амплитуда колебаний (до 1,75 м), увеличение степени минерализации от периферии к центру города (от 300—700 до 5000 мг/л). Второй тип отличается большими глубинами залегания (2—7 м) и значительно меньшей степенью минерализации (600—700 мг/л). Грунтовые воды четвертичных и плиоценовых террас объединены в один тип условно — по способу питания, а с повышением степени изученности должны быть обоснованно разделены. Для этого типа характерно закономерное увеличение глубин залегания по мере удаления от реки (от 4 до 30 м), снижение амплитуды сезонных колебаний (от 1,5 до 0,3 м) и степени минерализации (от 1700 до 900 мг/л) в том же направлении.

Грунтовые воды четвертого типа имеют незначительное распространение на территории города и почти не изучены.

Грунтовые воды локального распространения, называемые верховодкой, довольно широко распространены на территории города. В настоящее время выделено и картировано 15 участков площадью от 5—6 до 70—80 га (общая площадь свыше 650 га), где воды этого типа носят постоянный характер и границы отдельных участков постепенно расширяются. По нашему мнению, естественные факторы в образовании грунтовых вод этого типа являются только способствующими, а главные факторы связаны с инженерно-хозяйственной деятельностью человека. Такими важными факторами являются: ухудшение поверхностного и подземного стока при засыпке балок; выполаживание крутых склонов; намыв и подсыпки; уплотнение грунтов; подземное строительство и пр.; нарушение естественного режима влажности в зоне аэрации за счет застройки, асфальтовых покрытий, частых поливов и пр.; потери из водопроводных и канализационных сетей.

С подтоплением связано обводнение и снижение структурной прочности лессовидных суглинков, что ведет к удорожанию

строительства (в 521, 656 и других микрорайонах Салтовского жилмассива) или ухудшению условий эксплуатации построенных зданий и сооружений.

К фактически подтопленным и прогнозируемым относятся значительные участки Павлового Поля, Салтовского жилого массива, Селекционной станции, долины р. Немышьль, Пятихаток, Померок, центральной части города и участки, примыкающие к проспекту Гагарина в районе мясокомбината и другие.

Краткая характеристика грунтовых вод на территории г. Харькова показывает, что для успешного решения прогнозных задач необходимо определить количественные параметры, характеризующие верхнюю часть подземной гидросферы города с учетом связи подземных и поверхностных вод.

Расчет гидрогеологических параметров водоносных горизонтов и определение граничных условий проводят при помощи двух основных видов гидрогеологических работ — опытно-фильтрационных исследования (опытные откачки, наливывы, нагнетания и др.), а также режимно-балансовые наблюдения. Параметры водоносных горизонтов находят традиционно — обрабатывают результаты полевых исследований стационарного или неустановившегося режима фильтрации при обоснованно выбранной расчетной схеме.

Считаем целесообразным остановиться на некоторых новых научных разработках по данному вопросу. Большой практический интерес для решения инженерно-гидрогеологических задач, связанных с прогнозированием изменений гидрогеологических условий в районах речных долин, представляет рекомендованная В. М. Шестаковым [2, 3] гидродинамическая съемка.

Сочетание данных опорных гидрогеологических скважин стационарной сети и гидродинамической съемки позволит получать такой важный расчетный параметр, как гидравлическое несовершенство рек, сведения о котором имеются по отдельным участкам города.

Опыт производства режимных наблюдений на территории г. Харькова с помощью открытых пьезометров показывает, что практически невозможно сохранить режимную сеть, тем более, что в одной точке необходимо иметь 3—4 скважины на основных водоносных горизонтах.

Чтобы повысить информативность режимно-балансовых наблюдений и сократить их стоимость, следует применять малоинерционные датчики различных конструкций, устанавливаемые в одной скважине в интервалах залегания водоносных горизонтов. Кроме того, использовать датчики при опытных откачках, особенно при определении параметров слабопроницаемых водонасыщенных грунтов, где применение открытых пьезометров не целесообразно [1].

Для успешного решения прогнозных задач, связанных с изменением гидрогеологической обстановки в результате инже-

нерно-хозяйственной деятельности человека и разработкой эффективных мероприятий по борьбе с подтоплением городской территории, необходимо:

Произвести районирование территории г. Харькова (масштаб 1:10 000) по условиям подтопления и дренажа с учетом возможных потерь из водонесущих коммуникаций, нарушения поверхностного и подземного стока в процессе строительства и эксплуатации, «барражного» воздействия на подземный сток подземных коммуникаций, заложенных в водонасыщенных грунтах. С этой целью следует выполнить специальную гидрогеологическую съемку.

Создать опорную специальную стационарную сеть режимных точек, оборудованных датчиками для замеров уровней подземных вод всех водоносных горизонтов, представляющих интерес для целей подземного и наземного строительства.

При высоком залегании уровней грунтовых вод, что характерно для подтопленных территорий, и выполнении инженерно-технических изысканий в долинах рек шире применять гидродинамическую съемку.

Определять расчетные гидрогеологические параметры на опорнотипичных участках с последующей корреляцией данных полевых работ по всей территории развития данной литологической разности.

Список литературы: 1. Мироненко В. А. Пути повышения информативности опытно-фильтрационных исследований. — В сб. науч. тр. Всесоюз. объедин. «Союзводпроект», 1977, № 7, с. 29—34. 2. Шестаков В. М., Бондарев В. Л. Определение уровня грунтовых вод после бурения необсаженной наблюдательной скважины. — Разведка и охрана недр, 1977, № 3, с. 60—61. 3. Шестаков В. М. Постановка опытно-фильтрационных работ вблизи водотоков. — Разведка и охрана недр, 1977, № 9, с. 38—44.

УДК 556.3.06:519(477.54+470.325)

К. А. НЕМЕЦ

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ТРЕЩИНОВАТЫХ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД

При инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях оценивают фильтрационные свойства всего массива горных пород по результатам дискретного опробования его отдельных частей. Возникающая при этом ошибка аналогии пропорциональна степени фильтрационной неоднородности массива. Уменьшить ее позволяют структурные модели, описывающие изменчивость свойств горных пород. Большое распространение получили кусочно-однородные и непрерывные (градиентные) детерминированные модели, представляющие исследуемое свойство массива как функцию координат пространства. Их точность и надежность определяются густотой и равномерностью

сети опробования. Для построения моделей необходимо наличие начального уровня информации, ниже которого моделирование теряет смысл. При изысканиях возможна такая ситуация, когда конкретная информация недостаточна, что органичивает применение метода моделирования в целом. Структурные модели обладают также специфическим недостатком: имея большое описательно-прикладное значение, они не отражают генезиса неоднородности горных пород, что в ряде случаев ограничивает их возможности.

Учитывая изложенное, представляется целесообразным построение структурных, в частности, непрерывных моделей на принципиально иной основе — путем учета причинно-следственных связей фильтрационных свойств массива с факторами, обуславливающими их формирование и развитие. Недостаток конкретной информации по массиву может быть восполнен при помощи данных опробования аналогичных (в статистическом смысле) массивов. Большое количество информации об инженерно геологических районах и даже регионах позволяет повысить точность и надежность структурных моделей. Формально такой подход сводится к задаче тренд-анализа, но не в обычном геометрическом трехмерном пространстве, а в многомерном признаковом пространстве.

Предлагаемый метод построения градиентных структурных моделей был реализован при исследованиях изменчивости поля водопроводимости верхнемелового водоносного горизонта в верхней части бассейна Северского Донца. Фильтрационные свойства трещиноватой зоны коры выветривания мело-мергельной толщи, к которой приурочен водоносный горизонт, определяются сложным взаимодействием большого количества факторов — геологических, геоморфологических, гидрогеологических и других. При построении модели коэффициент водопроводимости оценивали по удельному дебиту совершенных скважин, опробованных одиночными откачками. Действующие факторы количественно оценены с помощью следующих признаков: а) геологические — мощность перекрывающих кайнозойских отложений; мощность сравнительно водоупорных кайнозойских отложений; удаленность от южной границы района (для учета наклонного моноклиналиного залегания мело-мергельной толщи); б) геоморфологические — удаленность от ближайшего постоянного поверхностного водотока, удаленность от водораздела, превышение устья скважины над ближайшим дренирующим элементом; в) гидрогеологические — глубина залегания установившегося уровня верхнемелового водоносного горизонта; понижение динамического уровня.

Кроме этого учтены качественные признаки — геолого-литологические комплексы пород, характерные для геоморфологических элементов речных долин; наличие регионального водоупора

(нижнекиевские глины и мергели); гидродинамический режим водоносного горизонта.

Для построения модели поля водопроводимости применялся многомерный регрессионный анализ. Учитывая, что распределение удельного дебита опробованных скважин не противоречит логарифмически нормальному закону, линейаризация исследуемой зависимости производилась с помощью логарифмической функции. Расчеты выполнены на ЭВМ М-222 и ЕС-1020.

В результате анализа пяти выборочных совокупностей объемом 140—160 элементов получены уравнения множественной регрессии, позволяющие прогнозировать удельный дебит скважин по описанному выше набору (комплексу) действующих факторов с доверительной вероятностью до 0,8 при относительной погрешности 1. Множественный коэффициент корреляции достигает 0,9.

Построенные градиентные модели поля водопроводимости мело-мергельных отложений имеют достаточную для практических целей точность и надежность. Они могут использоваться для предварительной оценки фильтрационных свойств мело-мергельной толщи при решении различных народнохозяйственных задач. При этом может быть достигнуто повышение эффективности геолого-разведочных работ за счет уменьшения объема буровых и опытных работ.

Предлагаемая методика построения структурных моделей применима также для изучения других литологических типов трещиноватых пород. Однако при этом необходима оценка значимости влияния действующих факторов и возможности качественного и количественного изменения их комплекса.

УДК 551.491.56

К. А. НЕМЕЦ, Ф. В. ЧОМКО

К ВОПРОСУ О ПОСТРОЕНИИ НА СЕТОЧНОЙ МОДЕЛИ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВОГО ПОТОКА В ФИЛЬТРАЦИОННО НЕОДНОРОДНЫХ ПОРОДАХ

При моделировании профильной фильтрации грунтовых вод очень большое значение имеет правильность построения депрессионной кривой потока. Последняя определяется из следующих условий: а) депрессионная кривая представляет граничную линию тока, т. е. вдоль нее выполняется условие $dh/dn=0$ ($h = P/\rho g + Z$ — пьезометрический напор; P — давление; ρ — плотность воды; g — ускорение силы тяжести); б) на кривой депрессии выполняется условие $P = const$, т. е. можно принять $P=0$.

Практически задача построения свободной поверхности грунтового потока решается методом последовательных приближений. На сплошной модели этот метод реализуется путем корректи-

ровки электрического поля модели с помощью, например, обреза с запасом электропроводной бумаги вдоль линии, соответствующей положению депрессионной кривой на данном шаге приближения [1].

На дискретных (сеточных) моделях реализация метода последовательных приближений более сложна и трудоемка. Это связано, в частности, с более мелкой разбивкой верхней части области фильтрации, где предполагается перемещение депрессионной кривой, на элементарные блоки. Шаг сетки по оси Z выбирают в зависимости от точности построения депрессионной кривой. Электрические сопротивления между узлами сетки рассчитывают по методике [2, 3]:

$$R_z = Z/K_z X' \alpha_{\phi} \quad (1); \quad R_x = X/K_x Z' \alpha_{\phi}, \quad (1a)$$

где R_z и R_x — определяемые сопротивления по осям Z и X ; K_z и K_x — коэффициенты фильтрации в направлениях Z и X ; Z и X — расстояния между узловыми точками; Z' и X' — размеры элементарных блоков; α_{ϕ} — масштаб сопротивлений.

На i -м шаге приближения при равномерной разбивке по оси Z электрические сопротивления R_z и R_x корректируются в соответствии с полученными потенциалами на модели по следующим зависимостям:

$$R_{z,i} = R_{z,i-1} Z_i / Z_{i-1}; \quad (2) \quad R_{x,i} = R_{x,i-1} Z_i / Z_{i-1}, \quad (2a)$$

где Z_{i-1} и Z_i — мощность потока в рассматриваемом блоке соответственно на $i-1$ и i -м шагах приближения. Корректировку сопротивлений продолжают до выполнения условия:

$$|Z_i - Z_{i-1}| < \epsilon, \quad (3)$$

где ϵ — заданная точность приближения.

Из изложенного видно, что процесс построения депрессионной кривой методом последовательных приближений трудоемкий и длительный, особенно при мелком шаге сетки. Он существенно усложняется при моделировании фильтрационно-неоднородной среды, когда необходимо учитывать нелинейные зависимости водопроводимости от мощности потока в рассматриваемом блоке. Поэтому зависимость (2) приобретает следующий вид:

$$R_{z,i} = R_{z,i-1} Z_i K_{z,i-1} / Z_{i-1} K_{z,i}, \quad (4)$$

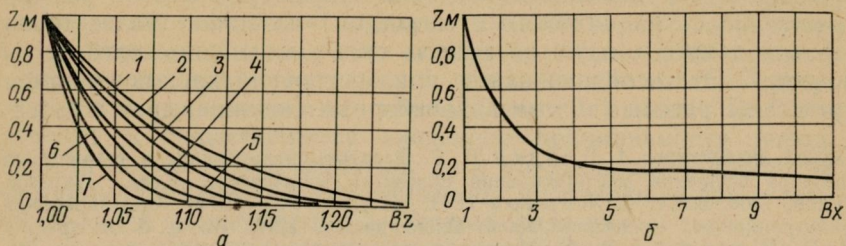
где $K_{z,i-1}$ и $K_{z,i}$ — средневзвешенный по мощности коэффициент фильтрации по оси Z на $i-1$ и i -м шагах приближения.

Сопротивления $R_{x,i}$ рассчитываются, как и в предыдущем случае, по зависимости (2a), которая справедлива также при условии неоднородности области фильтрации по оси X .

В связи со сложностью и трудоемкостью расчетов при корректировке электрических сопротивлений целесообразно при-

менять ЭВМ. По нашему мнению, это можно сделать следующим образом.

Уравнение (4) отражает зависимость электрического сопротивления на i -м шаге приближения ($R_{z,i}$) от сопротивления на предыдущем шаге ($R_{z,i-1}$). Следовательно, можно записать зависимость $R_{z,i}$ от начального электрического сопротивления



Графики функции: а) $B_z=f(z)$; б) $B_x=\varphi(z)$.

$R_{z,0}$, соответствующего положению депрессионной кривой на верхней поверхности рассматриваемого элементарного блока:

$$R_{z,i} = B_z R_{z,0}, \quad (5)$$

где B_z — в общем виде нелинейный оператор, учитывающий изменения водопроницаемости при перемещении депрессионной кривой в пределах рассматриваемого блока,

$$B_z = f(Z) = Z_i K_{z,0} / Z_0 K_{z,i}. \quad (6)$$

Зная закон изменения коэффициента фильтрации в направлении Z , функцию $B_z=f(Z)$ легко рассчитать и табулировать на ЭЦВМ. Для этого необходимо вычислить значения B_z при фиксированных Z_i , задаваемых с помощью приращения ΔZ . Точность аппроксимации функции $B_z=f(z)$ зависит от величины Δz . Аналогично вычисляется функция $B_x=\varphi(Z)$ для корректировки сопротивлений по оси X (из уравнения (2а)).

Функции $B_z=f(Z)$ и $B_x=\varphi(Z)$ вычисляются для каждого этажа сопротивлений и представляются в виде, удобном для практического применения (графики или таблицы). При этом функция $B_x=\varphi(Z)$ в случае однородности среды в направлении X зависит только от разбивки по оси Z . Следовательно, при постоянном шаге сетки по Z эта функция не меняется при переходе от одного этажа сопротивлений к другому и ее достаточно рассчитать один раз.

На рисунке приведены кривые $B_z=f(Z)$ и $B_x=\varphi(Z)$, рассчитанные для фильтрационной среды с уменьшением коэффициента фильтрации с глубиной по экспоненциальному закону.

Практическое применение полученных зависимостей сводится к следующему. На модели в рассматриваемом узле сетки определяют потенциал, соответствующий значению Z_i . С по-

мощью графиков или таблиц функций $B_z=f(Z)$ и $B_x=\varphi(Z)$ находят значения параметров B_z и B_x при Z_i . Затем по зависимости (5) рассчитывают скорректированное на i -м шаге приближения электрическое сопротивление $R_{z,i}$. Аналогично этому корректируют сопротивления $R_{x,i}$.

Описанный прием благодаря значительному сокращению времени и трудоемкости расчетов (примерно в 5—7 раз по сравнению с традиционными методами) позволяет более точно строить депрессионную кривую за счет уменьшения шага сетки по оси Z . Это особенно важно при построении крутых участков кривой депрессии (вблизи водозаборных скважин, дрен и т. д.).

Список литературы: 1. Булдей В. Р. Электромоделирование и технические средства осушения месторождений полезных ископаемых. Киев, Наукова думка, 1968. 306 с. 2. Жернов И. Е., Павловец И. Н. Моделирование фильтрационных процессов. Киев, Вища школа, 1976. 191 с. 3. Жернов И. Е., Шестаков В. М. Моделирование фильтрации подземных вод. М., Недра, 1971. 223 с.

УДК 551.491

О. И. БУБЛАЙ, В. М. ПУЦ

ОПЫТНО-ПРОМЫШЛЕННОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ПАВ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ НАГНЕТАТЕЛЬНЫХ СКВАЖИН

До недавнего времени в промысловой практике основными методами увеличения или восстановления производительности нагнетательных скважин являлись различные варианты кислотной обработки призабойных зон — экспресс-метод, однократный и многократный кислотные разрывы, методы локальной кислотной и многократной гидрокислотной обработки и т. д. [1].

Как известно, обработка призабойной зоны скважины при помощи соляной кислоты ведет к растворению карбонатно-глинистых частиц породы и продуктов коррозии металла, выносу их из ствола скважины и в конечном итоге к увеличению фильтрующей поверхности пласта. Практика показывает, что расход солянокислого ингибированного раствора для однократной обработки призабойной зоны скважины составляет 1,0—1,5 м³ на 1 м обрабатываемой эффективной мощности пласта-коллектора. При последующих обработках этот объем раствора будет воздействовать на одни и те же участки пласта, что неизбежно приведет к полному растворению карбонатного цемента породы, нарушению структуры пласта, пескованию скважины и образованию песчаных пробок. В результате положительный эффект от повторных обработок будет постепенно снижаться до нулевых значений. Поэтому в дальнейшем необходимо или увеличивать объем кислотного раствора с целью воздействия на более удаленные от оси скважины участки пласта, или же применять другие