

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**

**EARTH SCIENCES**



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год  
на русском и армянском языках

#### ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),  
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-  
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.  
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ.  
թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-  
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆա-  
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),  
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-  
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН Арм. ССР А. А.  
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, канд. геол.-мин. наук  
Р. Т. Мириджаниян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд.  
геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора),  
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրութեան հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24 ա.  
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

---

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Мартиросян. Биостратиграфическое расчленение поздне-меловых и ранне-палеогеновых отложений центральной и юго-западной частей Армянской ССР (по данным мелких фораминифер) . . . . . 3

С. А. Бубикян. Современные остракоды донных отложений юго-западной части озера Севан . . . . . 10

Р. Г. Бабабев, А. С. Папоян. Юрские агерматипные кораллы Малого Кавказа . . . . . 25

К. А. Карамян, А. А. Авсян, Т. А. Арешатян, М. А. Арутюнян, В. Е. Вартанесов, С. П. Сиркисян, О. Г. Маданян, Р. Н. Таян. Перспективы рудоносности Каджаранского рудного поля . . . . . 31

А. И. Савченко. О времени появления космогенных структур на Земле и планетах. . . . . 37

В. Б. Гамоян, Ф. С. Унусян. Результаты исследований методом блуждающих токов на Зодском кварц-сульфидном месторождении . . . . . 50

Краткие сообщения

Р. А. Митоян. Геохимические особенности отложений октемберянской свиты в связи с условиями их осадконакопления . . . . . 56

К. С. Вартамян. Фоновый тепловой поток на территории Армянской ССР . . . . . 61

Д. Р. Назаретян. Кавказский отдел Русского географического общества и его роль в изучении природы Армении . . . . . 65

Ш. Д. Сабелашвили, М. С. Мерабишвили, Ц. Г. Доленджишвили, К. К. Хачатурян. Влияние кислотного модифицирования на хроматографические свойства клиноптилолита . . . . . 70

Г. М. Гульянц, А. Х. Авакян. Влияние углекислого газа минеральных вод на цементный камень . . . . . 73

С. Г. Гамбарян, А. О. Сиркисян, С. Г. Бабаян, С. М. Ованесян. Новообразования при превращении природного клиноптилолита в условиях щелочного раствора КОН . . . . . 78

Рефераты

Н. Е. Сарафян. К имитационному моделированию геологических явлений . . . . . 83

Н. Е. Сарафян. Движение возмущений в неоднородных по релаксации средах . . . . . 84



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն**

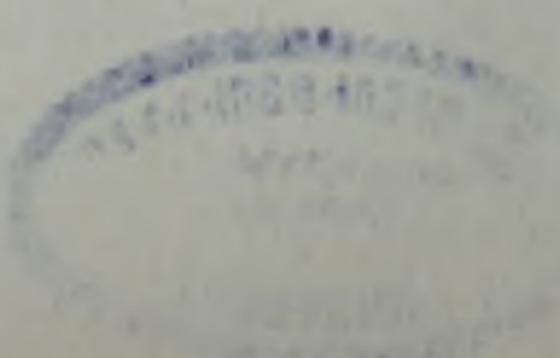
Յու. Ա. Մաւաիրոսյան. Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական և հարավ-արևմտյան մասերի ուղ սենոնյան և վաղ պալեոգենյան նստվածքների կենդանաշերտադրական ստորաբաժանումը (ըստ մանր ֆորամինիֆերների տվյալների)	3
Ս. Ա. Բսլիկյան. Սևանա լճի հարավ-արևմտյան մասի հատակային նստվածքների ժամանակակից օստրակոզները	10
Ի. Գ. Բարսե, Ա. Ս. Պապոյան. Փոքր կովկասի յուրայի ահերմասիպ կորալները	25
Կ. Ա. Քարամյան, Ա. Ա. Ավալյան, Թ. Հ. Արեշատյան, Մ. Ա. Հաբուրյունյան, Վ. Ն. Վարբանենով, Ս. Պ. Սարգսյան, Հ. Գ. Մաղանյան, Թ. Ն. Տայան. Քաջարանի հանրային պաշտի հանքաքերոթյան հեռանկարները	31
Ա. Ի. Սալչենկո. Երկրի և մոլորակների վրա տիեզերածին սարուկտուրաների առաջացման ժամանակի վերաբերյալ	37
Վ. Բ. Գամոյան, Զ. Ա. Ունույան. Զոդի րվարց-սուլֆիդային հանքավայրում թափառող հոսանքների մեթոդով կատարված հետազոտությունների արդյունքները	59

**Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ Ո Ւ Մ Ն Ե Ր**

Թ. Ա. Միտոյան. Հոկտեմբերյանի շերտախմբի առաջացումների դեոքիմիական յուրահատկությունները կապված նրանց նստվածքադոյացման պայմանների հետ	56
Կ. Ս. Վարդանյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ջերմային հոսքը	61
Գ. Թ. Լազարեթյան. Ռուսական աշխարհագրական ընկերության կովկասյան բաժինը և նրա դերը Հայաստանի բնության ուսումնասիրման գործում	65
Ն. Գ. Սարելաշվիլի, Մ. Ս. Մերաբիշվիլի, Յ. Գ. Գոլենշիշվիլի, Կ. Կ. Խաչատրյան. Թթվային փոխակերպման ազդեցությունը կլինոպտիլոլիտի բրոմատոգրաֆիկ հատկությունների վրա	70
Գ. Մ. Ղուլյանց, Ա. Խ. Ավաղյան. Հանքային ջրերի ածխաթթու գազի ազդեցությունը ցեմենտարարի վրա	73
Ս. Գ. Ղամբարյան, Ա. Հ. Սարգսյան, Ս. Գ. Ռաբսյան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան. Բնական կլինոպտիլոլիտի KOH ալկալային լուծույթի պայմաններում վերափոխման նորառաջացումները	78

**Ի Ե Ց Ե Ր Ա Տ Ն Ե Ր**

Ն. Ն. Սարափյան. Երկրաբանական երևույթների իմիտացիոն մոդելացման վերաբերյալ	83
Ն. Ն. Սարափյան. Խոտորումների շարժումը սելաբոսապես սահմանափակ միջավայրերում	84



УДК: 552.582 : 551.763 (479.25)

Ю. А. МАРТИРОСЯН

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ АРМЯНСКОЙ ССР (ПО ДАННЫМ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР)

В настоящей работе приведена схема биостратиграфического расчленения поздне-меловых и раннепалеогеновых отложений центральной и юго-западной частей Армянской ССР. Дано краткое обоснование выделенных 12 зон по мелким фораминиферам.

Позднемеловые и раннепалеогеновые отложения имеют широкое распространение в Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоне. Они представлены морскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Исследования в течение ряда лет мелких фораминифер из пограничных отложений верхнего сенона и раннего палеогена центральной и юго-западной частей Армянской ССР дали возможность проследить за вертикальным распределением мелких фораминифер и установить закономерную смену комплексов и их развитие во времени в ряде восходящих разрезов, составленных у с. Байбурт в верховьях р. Аргичи, у развалин с. Джанатлу, окрестности с. Барцрашен (Битлицжа), в ущелье р. Боротахпюр (Котур-Булах), на юго-западном склоне г. Котуц, в окрестности с.с. Шагаллу, Ланджар (Биралу), Гандзак, Таратумб, Гюлистан, в скважинах: 1, 2, 3к, 8, 11—Мхчян, 1—Чатма, 1, 2, 3—Двин, 1—Арташат, 1—Карабахляр.

Выявленные комплексы мелких фораминифер, закономерно сменяющиеся в указанных вертикальных разрезах, дали возможность стратифицировать комплексы корреляционного значения и дать схему микробиостратиграфического расчленения.

В основе схемы лежат материалы многолетних исследований из вышеуказанных разрезов и буровых скважин, пробуренных Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР.

Микропалеонтологические исследования в силу своей специфики, частой и массовой встречаемости мелких фораминифер в образцах позволили выделить более дробные подразделения.

Биостратиграфическое расчленение вышеуказанных отложений центральной и юго-западной частей Армянской ССР основано на планктонных фораминиферах, но одновременно большое внимание уделялось и бентосу.

В процессе работы схема микробиостратиграфического расчленения по мелким фораминиферам увязывалась со схемами по нуммулитам А. А. Габриеляна, С. М. Григорян и по кохлилофауне В. Т. Акопяна, С. М. Асланяна.

Зоны, выделенные нами в отложениях кампанского и маастрихтского ярусов, на территории Армянской ССР приведены согласно схеме, данной Н. И. Маслаковой по югу СССР [7]. Для раннепалеогеновых отложений приведены зоны, утвержденные Межведомственной стратиграфической комиссией МСК по палеогену СССР.

Предлагаемая нами схема зонального расчленения представлена в таблицах 1, 2.

Ниже приводится краткое обоснование выделенных зон в схеме био-стратиграфического расчленения.

### Верхний мел

Кампанский ярус литологически представлен известковистыми песчаниками и известняками. Обнажается на юго-западном склоне г. Котуц, в верховье р. Аргичи и вскрыт в скважине № 1—Карабахляр. Представлен верхней зоной.

#### Зона *Globotruncana morozovae*

Характеризуется следующим комплексом: *Globotruncana morozovae* Vassilenco, *G. calcarata* Cushman, *G. joricata* Plummer, *G. elevata* (Brotzen), *G. arca* (Cushman). Из макрофауны (определения В. Т. Акопяна) *Inoceramus antalyaensis* Sorn., *I. subquadratus* Schluk., *Radiolites angeiodes* Pic. de Lap.

Маастрихтский ярус представлен известняками, песчаниками известковистыми, известняками песчанистыми и конгломератами.

По вертикальной смене комплексов фораминифер маастрихтский ярус подразделяется на две зоны: нижняя—зона *Globotruncanita stuarti*, верхняя—*Abathomphalus mayorensis*.

Нижняя зона *Globotruncanita stuarti* выделяется по распространению в ней *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana contusa* White, *G. rosetta* (Carsey), *G. arca* (Cushman), *G. erevanensis* Martirosjan, *G. armenica* Martirosjan, *G. linneiana* (Orbigny). Эта зона выделяется в разрезах: юго-западного склона г. Котуц, окрестности с. Байбурт, в скважине 1—Карабахляр.

Верхняя зона *Abathomphalus mayorensis* устанавливается появлением в ней *Abathomphalus mayorensis* (Bolli); *Globotruncana gagnebini* Tilev, *G. arca* (Cushman). В этой зоне обильно представлены *Globotruncana rosetta* (Carsey), *G. conica* White, *G. contusa* (Cushman). Из морских ежей *Guettaria rocardi* Cott. (определения М. М. Москвина).

Характерные виды зонального комплекса отмечаются в разрезах: ЮЗ склона г. Котуц, окрестностей сс. Гандзак, Таратумб, Гюлистан, Байбурт, в ущелье Боротахпюр (Котур-Булах).

### Палеоцен

Нижний палеоцен представлен датским ярусом, зоной *Globotalia angulata* и зоной *Acarinina conicotruncata*.

Датский ярус. Отложения датского яруса без видимого несогласия местами трансгрессивно залегают на маастрихтский ярус, представлены

## СХЕМА

биостратиграфического расчленения и сопоставления позднемеловых (кампан—маастрихт) отложений Центральной и ЮЗ частей Армянской ССР по мелким фораминиферам и по конхилиофауне

Система		Ярус	Подъярус	Мощность, м	Литология	Микрофаунистические зоны	Характерный комплекс мелких фораминифер	Схема расчленения позднемеловых отложений (В. Т. Акопян)	Район сбора
Отдел	Ярус								
Меловая	Верхний	Маастрихт		60—400	Известняки, известняки песчаные, мергели, конгломераты	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> , <i>Globotruncana</i> <i>gagnebini</i> , <i>G. conica</i> , <i>G. samurensis</i> , <i>Rugoglobigerina hexamerata</i>	Слои с <i>Guettaria rocardi</i>	г. Котуц, г. Ерах, Гюлистан, у с. Байбурт
		Верхний							
		Нижний							
	Кампан	Верхний	15—200	Известняки песчаные с прослоями мергелей	<i>Globotruncana morozovae</i>	<i>Globotruncana calcarata</i> , <i>G. morozovae</i> , <i>G. fornicata</i> , <i>G. elevata</i> , <i>G. arca</i>	<i>Inoceramus antalyaensis</i> , <i>I. subquadratus</i> , <i>Radlollites angelodes</i>	г. Котуц, г. Ерах, верховья р. Аргичи	

флишовой свитой серых и темно-серых алевролитов, песчаников известковистых, известняков песчанистых с редкими слоями конгломератов.

По вертикальной смене комплексов фораминифер датский ярус подразделяется на три зоны: нижнюю—*Globigerina taurica*, среднюю—*Globoconusa daubjergensis* и верхнюю—*Acarinina inconstans*.

Нижняя зона *Globigerina taurica* имеет ограниченное распространение. Характеризуется следующим комплексом форминифер: *Globigerina taurica* Morozova, *G. eubulloides* Morozova, *G. microcellulosa* Morozova, *G. varianta* Subbotina (мелкие), *Chilogambelina taurica* (Morozova). Отличительной чертой этой зоны являются мелкие глобигерины с гладкой и тонкой стенкой. Эта зона выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц и в окрестности с. Гюлистан.

Средняя зона *Globoconusa daubjergensis*. В ранних работах автора эта зона была наименована по трем видам (*Globigerina trivialis*-*Globorotalia compressa*-*Globoconusa daubjergensis* по Шуцкой Е. М., 1970). Характеризуется следующим комплексом: *Globigerina varianta* Subbotina, *G. triloculinoides* Plummer, *G. trivialis* Subbotina, *G. edita* Subbotina, *Globorotalia compressa* Plummer, *G. pseudobulloides* (Plummer), *Globoconusa daubjergensis* Bronnimann. Из радиолярий (определения А. М. Максяковой) *Dictyomitra striata* Lipman и примитивные сфероиды. Эта зона хорошо выделяется в разрезах: юго-западного склона г. Котуц, окрестности с. Гюлистан, в скважинах 2,3-Двин.

Верхняя зона *Acarinina inconstans* характеризуется появлением *Acarinina inconstans* Subbotina, *A. spirialis* (Bolli), *A. uncinata* (Bolli), *A. praecurzorica* Morozova, *A. schachdagica* Chalilov, *Globigerina moskvini* Schutzkaia, *G. triangularis* White. Из ранее известных видов встречаются: *Globigerina varianta* Subbotina, *G. triloculinoides* Plummer, *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer). Из радиолярий (определения А. М. Максяковой) *Dictyomitra clebanus* Maksjakova, *D. brevis* Maksjakova. Из макрофауны (определения С. М. Асланяна) *Niscula proava* Wood, *N. triangula* Archangelski. Эта зона выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц, окрестности с. с. Таратумб, Гюлистан, в скважинах 1-Арташат, 1, 2, 3-Двин, 2, 11-Мхчан.

Зона *Globorotalia angulata* литологически представлена алевролитами, песчаниками глинистыми, глинами песчанистыми, известняками песчанистыми и конгломератами. Эта зона хорошо устанавливается по значительному обновлению комплекса фораминифер, здесь впервые получают свое развитие килеватые глобороталии как *Globorotalia ehrenbergi* (Bolli), *G. angulata* White, *G. conicotruncata* Subb. (единичные) *G. pusilla* Bolli. Из ранее известных видов *Globigerina varianta* Subbotina, *G. triloculinoides* Plummer, *G. quadrata* (White), *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer). Из радиолярий (определения А. М. Максяковой) *Spongodiscus modestus* Krascheninnikov. Из морских ежей (определения С. М. Асланяна) *Isaster abchasicus*

(Schwetzov). Эта зона выделяется в разрезе юго-западного склона г. Котуц, в скважинах 1-Арташат, 2-Мхчян, 1, 2, 3-Двин.

Зона *Acarinina conicotruncata*. Нами в представленной схеме 1981 г. эта зона была выделена как зона *Acarinina praepentacamerata*. Литологически представлена алевролитами, песчаниками глинистыми, глинами песчанистыми с тонкими прослоями известняков песчанистых и конгломератов. Содержит следующий комплекс мелких фораминифер: *Globigerina nana Chalilov*, *G. varianta Subbotina*, *Globorotalia pseudomenardii Bolli*, *G. elongata Glaessner* (единичные) *G. pseudobulloides (Plummer)*, *Acarinina conicotruncata Subbotina*, *A. praepentacamerata Schutzkaja*. Из радиолярий (определения А. М. Максяковой) *Podocampe spectatus Maksjakova*. Эта зона выделяется в разрезе юго-западного склона г. Котуц и в скважинах 11-Мхчян, 1, 2-Двин.

Верхний палеоцен представлен двумя зонами—нижняя зона *Acarinina tadjikistanensis djanensis* и верхняя *Acarinina subsphaerica—A. acarinata* (которая соответствует двум зонам *Acarinina subsphaerica* и *A. acarinata*, принятым МСК).

Литологически представлена алевролитами, песчаниками известковистыми, известняками песчанистыми, песчаниками глинистыми и конгломератом в основании.

Зона *Acarinina tadjikistanensis djanensis* характеризуется следующим комплексом: *Globigerina pileata Chalilov*, *G. nana Chalilov*, *Globorotalia pseudomenardii Bolli*, *G. elongata Glaessner*, *G. velascoensis Cushman*, *Acarinina tadjikistanensis danensis Schutzkaja*, *A. tadjikistanensis N. Bykova*, *A. trichotrocha Loeblich et Tappan*. Из радиолярий (определения А. М. Максяковой)—мелкие сфероиды. Эта зона выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц и левого борта р. Алмалых.

Зона *Acarinina subsphaerica—A. acarinata*. Зональный комплекс составляют виды, в основном впервые появившиеся в этой зоне как *Globorotalia wilcoxensis Cushman*, *G. gabrielliani Martirosjan*, *G. velascoensis Cushman*, *G. apanthesma Loeblich et Tappan*, *Acarinina subsphaerica Subbotina*, *A. acarinata (Subbotina)*, *G. convexa Subb.* Из ранее известных видов встречаются *Globigerina nana Chalilov*, *Globorotalia pseudomenardii Bolli*, *G. elongata Glaessner*. Эта зона выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц, левого борта р. Алмалых, в скважинах 1, 2, 3-Мхчян, 1, 2, 3-Двин.

В районе Айюцзорского перевала С. М. Григорян в отложениях верхнего палеоцена из фауны нуммулитид установлен следующий характерный комплекс *Nummulites frassi de la Harpe*, *N. frassi densispira de la Harpe*, *N. exilis Douville*.

Нижний эоцен. По вертикальной смене комплексов фораминифер нижний эоцен подразделяется на две зоны: нижнюю зону *Globorotalia subbotina*, которая в свою очередь делится на две подзоны (нижнюю подзону *Globorotalia subbotinae*, верхнюю—*Globorotalia marginodentata*) и верхнюю зону *Globorotalia aragonensis*. Литологиче-

ски представлен алевролитами, песчаниками глинистыми, глинами песчанистыми, известняками песчанистыми, известняками и мелкогалечным конгломератом.

Нижняя подзона *Globorotalia subbotinae* характеризуется следующим комплексом фораминифер: *Globigerina incisa Hellebrandt*, *G. compressaeformis Chalilov*, *G. ex gr. eocaena Gümbel*, *Globorotalia pseudoscitula Glaessner*, *G. marginodentata Subbotina* (единичные), *G. subbotinae Morozova*, *G. convexa Subbotina*, *G. aequa Cushman*, *G. hispidicidaris Loeblich et Tappan*, *G. cotucensis Martirosjan*. Из микрофауны (определения С. М. Асланяна) *Valates schmidellianus Chemnitz*, *Ostrea gigantea Sol.*

Эта подзона выделяется в разрезах: юго-западного склона г. Котуц, ущелье р. Боротахпур, развалин с. Джанатлу, с. Байбург, в скважинах 1-Двин, 1, 8-Мхчян.

Верхняя подзона *Globorotalia marginodentata* хорошо устанавливается по массовому распространению *Globorotalia marginodentata Subbotina*, *G. formosa gracilis Bolli*, *G. formosa Bolli*, *G. subbotinae Morozova*, *G. nartanensis Schutzkaja*, *Acarinina esnaensis (Le Boy)*.

Эта подзона выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц, левого борта р. Алмалых.

Верхняя зона — *Globorotalia aragonensis* характеризуется следующим комплексом мелких фораминифер: *Globorotalia aragonensis Nuttall*, *G. lensiformis Subbotina*, *Acarinina pentacamerata Subbotina*, *A. pentacamerata erevanensis Martirosjan*, *Globigerina eocaenica Terquem*. Кроме мелких фораминифер в разрезе г. Котуц из крупных фораминифер С. М. Григорян определены: *Nummulites planulatus Lamarck*, *N. nitidus de la Harpe*, *N. globulus Leymerie*, *Discocyclina douvillei (Schlumberger)*. А в разрезе окрестности с. Шагап, в ущелье Кармир-Банк С. М. Григорян определены *Nummulites planulatus Lamarck*, *N. burdigalensis de la Harpe* (много), *Discocyclina douvillei (Schlumberger)*. Зона *Globorotalia aragonensis* выделяется в разрезах юго-западного склона г. Котуц, окрестностей с. с. Енгиджа, Шагап, Биралу.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 25. XI. 1982.

#### ՅՈՒ. Ա. ՄԱՐՏԻՐՈՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՋ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ԵՎ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԵՐԻ ՌԻՇ  
ՍԵՆՏՆԱՆ ԵՎ ՎԱՂ ՊԱՒԵՌԳԵՆՅԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿԵՆԻԱՆՇՆԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ  
ՍՏՈՐԱԲԱՆՈՒՄԸ (ԸՍՏ ՄԱՆԸ ՖՈՐԱՄԻՆԻՖԵՐՆԵՐԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ)

#### Ամփոփում

Հոդվածում բերված է ուշ սենոնյան և վաղ պալեոգենյան նստվածքների կենդանաշերտագրական ստորաբաժանման սխեման: Տրվում է առանձնաբերված 12 դոնաների համառոտ հիմնավորումն ըստ մանր ֆորամինիֆերների ուսումնասիրման ավյալների:

## СХЕМА

биостратиграфического расчленения палеоценовых и нижнеэоценовых отложений центральной и юго-западной частей Армянской ССР по мелким фораминиферам и их сопоставление с радиоляриями, нуммулитами и конхилиофауной

Система	Отдел	Подотдел	Литология	Мощность, м	Микрофаунистические зоны	Подзоны	Характерный комплекс мелких фораминифер	Крупные фораминиферы по А. А. Габриеляну, С. М. Григорян	Остракоды	Радиолярия по А. М. Моксяковой	Конхилиофауна по А. А. Габриеляну и С. М. Асланяну	Район сборов (обнажение скважины)				
П а л е о ц е н	Э о ц е н	Н и ж н и й	Алевриты, глины песчаные, песчанки глинистые, известняки песчаные, микроконгломераты	12—247	Globorotalia aragonensis	Верхняя	<i>Globorotalia aragonensis</i> , <i>G. inequilspra</i> , <i>Acarinina pentacamerata</i> <i>A. triplex</i>	<i>Nummulites planulatus</i> , <i>N. globulus</i> , <i>N. burdigalensis</i>					ЮЗ склон г. Котуц, окрестности с. с. Би-ралу, Шагал (уш. Кармир-Банк), уш. Боротахпюр, лев. борт р. Алмалых, ЮЗ часть разв. с. Гандзак, скв. №№ 1, 2, 8, 11, 3к-Мхчянской площади, 1-Чатма, 1, 2, 3-Двинской площади			
						Н и ж н я я	<i>Globorotalia subbotinae</i>	<i>Globorotalia subbotinae</i> , <i>G. marginodentata</i> , <i>G. formosa gracilis</i> , <i>G. formosa</i> , <i>G. wilcoxensis</i> , <i>G. apanthesma</i>		Мелкие сфероиды	<i>Velates schmidellanus</i> , <i>Ostrea gigantea</i> , <i>O. plicata</i>					
							<i>Globorotalia saebrotin</i>	<i>Globorotalia subbotinae</i> , <i>G. aequa</i> , <i>G. convexa</i> , <i>G. velascoensis</i> , <i>Globigerina compressaeformis</i> , <i>G. nana</i>								
		В е р х н и й			Алевриты, песчанки глинистые, глины песчаные, конгломераты	20—120	Верхняя	<i>Acarinina acarinata</i> , <i>A. subsphaerica</i>	<i>Acarinina acarinata</i> , <i>A. subsphaerica</i> <i>Globorotalia velascoensis</i> , <i>Globorotalia gabriellian</i> , <i>G. convexa</i> , <i>Globigerina nana</i>	<i>Nummulites frassi</i>	<i>Ostracoda</i> плох. сохр. единичные					ЮЗ склон г. Котуц, уш. Боротахпюр и сел. Байбурт, у разв. с. Джанатлу. В скв. №№ 1, 2, 3к, 8, 11-Мхчянской площади, лев. борт. р. Алмалых
							Н и ж н я я	<i>Acarinina tadjikistanensis danensis</i>	<i>Acarinina tadjikistanensis danensis</i> , <i>Globorotalia pseudomenardii</i> , <i>G. elongata</i> , <i>Globigerina nana</i>		<i>Ostracoda</i> плох. сохр.	Мелкие сфероиды				
							Верхняя	<i>Acarinina conicotruncata</i>	<i>Acarinina praepentacamerata</i> , <i>A. conicotruncata</i> , <i>G. pseudomenardii</i> , <i>Globigerina varianta</i>			<i>Podocampe spectatus</i>				
	П а л е о ц е н	Н и ж н и й	Алевриты, песчанки глинистые, известняки песчаные, конгломераты	70—430	Средняя	<i>Globorotalia angulata</i>	<i>Globorotalia angulata</i> <i>G. ehrenbergi</i> , <i>G. pusilla</i> <i>G. pseudobulloides</i> , <i>Globigerina varianta</i>	<i>Discocyclina seunesi</i>		<i>Spongodiscus modestus</i> <i>Cenodiscus ex gr. intectus</i>	<i>Isaster abchasicus</i>	ЮЗ склон, г. Котуц, уш. Боротахпюр у развалин с. Джанатлу, в скв. №№ 1-Карабахлар, 1-Аргашат, 1, 2, 11-Мхчянской пл., 1-Чатма, 1, 2, 3-Двинской площади, Ю-ЮВ склон г. Еранос				
					Верхняя	<i>Acarinina inconstans</i>	<i>Acarinina inconstans</i> , <i>A. trinidadiansis</i> , <i>A. praecurzorla</i> , <i>Globigerina moskvini</i> , <i>G. varianta</i> , <i>Globorotalia pseudobulloides</i>			<i>Dictyomitrea clebanus</i> <i>D. brevis</i> <i>D. ovata</i>						
					Средняя	<i>Globoconusa daubjergensis</i>	<i>Globigerina trivialis</i> , <i>G. varianta</i> , <i>G. triloculinoides</i> , <i>G. edita</i> , <i>Globorotalia pseudobulloides</i> , <i>G. compressa</i> , <i>Globoconusa daubjergensis</i>		<i>Ostracoda</i> плох. сохр.	<i>Dictyomitrea striata</i>	<i>Nucula proava</i> , <i>N. triangula</i> , <i>Cytherea laevigata</i>					
	П а л е о ц е н	Д а т с к и й я р у с	Алевриты, песчанки глинистые, известняки песчаные, конгломераты	18—900	Н и ж н я я	<i>Globigerina taurica</i>	<i>Globigerina taurica</i> , <i>G. microcelulosa</i> , <i>G. eubulloides</i> , <i>G. fringa</i> , <i>G. eugubina</i>									

BIOSTRATIGRAPHICAL DISMEMBERMENT OF LATE SENONIAN  
AND EARLY PALEOGENE DEPOSITS OF THE ARMENIAN SSR  
CENTRAL AND SOUTHWESTERN PARTS (ON THE DATA  
OF SMALL FORAMINIFERA)

Abstract

The scheme of late Senonian and Early Paleogene deposits biostratigraphical dismemberment is brought. The brief basis of 12 zones is given which are distinguished by small foraminifera.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1978.
2. Габриелян А. А. Григорян С. М. Новые данные о возрасте слоев с *Nummulites gizehensis* и нуммулитовые зоны Армении. Доклады АН Арм.ССР, т. XXII, № 1, 1981.
3. Крашенинников В. А., Зональная стратиграфия палеогена восточного Средиземноморья. Изд. Наука, М., 1965.
4. Крашенинников В. А., Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической области. Наука, М., 1969.
5. Крашенинников В. А., Птухьян А. Е. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении. Вопр. микропалеонтологии, вып. 16, М., 1973.
6. Мартиросян Ю. А. Фораминиферы верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
7. Маслакова Н. И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. Наука, М., 1978.
8. Шуцкая Е. К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. Наука, М., 1970.

УДК: 595.33

С. А. БУБИКЯН

## СОВРЕМЕННЫЕ ОСТРАКОДЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРА СЕВАН

В работе изложены результаты изучения современных остракод донных отложений озера Севан и дано описание некоторых характерных видов.

Институтом водных проблем АН Армянской ССР в 1959 г. на оз. Севан проводилось подводное бурение при помощи вибропоршневой установки с целью изучения грунтов. Получали керн со дна Большого Севана высотой 4,5 м с глубины 150—200 м. В ЮЗ части озера установлено значительное распространение современных отложений (скв. №№ 902—943). Грунты на дне озера представлены в основном в нижней части песчанистыми илами и глинами темно-серого, почти черного цвета, илистыми песками с содержанием глин и песка серого цвета.

В многочисленных образцах керна, подвергшихся микрофаунистическому исследованию в лаборатории микрофауны ИГН АН Армянской ССР, установлен богатый комплекс остракод и частично мелкомерных пресноводных гастропод.

Комплекс фауны во всех разрезах скважины почти тот же, в редких случаях в связи с изменением фации и мощности отложений количество видового состава меняется.

Остракоды, в основном, относятся к семействам: *Cyprididae*, *Cytheridae*, *Darwinulidae* и представлены видами: *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson), *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramdohr), *Cyclocypris serena* (Koch), *Candona caucasica* Bronstein, *C. neglecta* Sars, *C. compressaformis* Mandelstam, *C. angulata* Müller, *C. rostrata* Br. et Norman, *C. kirgizica* Mandelstam, *C. caudata* Kaufmann, *C. sp.*, *Candoniella albicans* (Brady), *Eucypris* cf. *zenkeri* (Chyzer), *Herpetocypris chevreuxi* Bronstein, *Zonocypris?* sp., *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere* (*Limnocythere*) *postconcaeva* Negadaev, *L. inopinata* (Baird), *L. fontinalis* Schneider, *Limnocythere sevanensis* sp. nov., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones) (см. табл. 1).

Из всех перечисленных видов: *Cyclocypris serena*, *Candona caucasica*, *C. caudata*, *Herpetocypris chevreuxi*, *Cytherissa lacustris* *Zonocypris?* sp., *Limnocythere sevanensis* обитатели современных крупных водоемов, озер и рек встречаются в басс. р. Камы ниже Више-ры, Енисея, в окрестностях Москвы, Харькова, в Средней Азии, Армении, на Украине. Вне СССР встречаются в Западной Европе, Швейцарии, Германии, Британских островах.

Наряду с этими формами в комплексе присутствуют *Darwinula stevensoni*, *Ilyocypris bradyi*, *I. gibba*, *Cyprideis littoralis*, *C. torosa*, *Candona neglecta*, *Candoniella albicans*, которые пользуются

Таблица 1

Остракоды донных отложений оз. Севан и их распределение

Геологический возраст	Неоген		Плейстоцен	Голоцен
	миоцен	плиоцен		
Наименование видов				
<i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.)	+	+	+	+
<i>Ilyocypris bradyi</i> Sars	+	+	+	+
<i>Ilyocypris gibba</i> (Ramdohr)	+	+	+	+
<i>Cyclocypris serena</i> (Koch)				×
<i>Candona caucasica</i> Bronstein				×
<i>Candona neglecta</i> Sars	+	+	+	+
<i>Candona angulata</i> Müller		○	○	○
<i>Candona rostrata</i> Br. et Norman				×
<i>Candona compressaformis</i> Mandelstam		○		○
<i>Candona kirgizica</i> Mandelstam		○	○	○
<i>Candona caudata</i> Kaufmann				×
<i>Candoniella albicans</i> (Brady)	+	+	+	+
<i>Eucypris</i> cf. <i>zenkeri</i> (Chyzer)			○	○
<i>Herpetocypris chevreuxi</i> Bronstein				×
<i>Zonocypris?</i> sp.				×
<i>Cytherissa lacustris</i> Sars				×
<i>Limnocythere</i> ( <i>Limnocythere</i> ) <i>postconcaua</i> Neg.			○	○
<i>Limnocythere inopinata</i> (Baird)		○		○
<i>Limnocythere fontinalis</i> Schnelder			○	○
<i>Limnocythere sevanensis</i> sp. nov.				×
<i>Cyprideis littoralis</i> (Brady)	+	+	+	+
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	+	+	+	+

Условные обозначения: ×—современные формы; +—формы, имеющие широкое распространение; ○—переотложенные формы.

более широким вертикальным распространением, известны еще с миоцена, верхнего сармата и продолжают свое существование ныне, встречаются в разнообразных крупных и мелких водоемах, реках, озерах, прудах, канавах Молдавии, Сев. Кавказа, Нижнего Поволжья, Азербайджана, Армении, Туркменистана. Характерны для Зап. Европы, Германии, Франции, Северной Америки. Остальные виды: *Candona angulata*, *C. compressaformis*, *C. kirgizica*, *Eucypris* cf. *Zenkeri*, *Limnocythere inopinata*, *L. (l.) postconcaua* и *L. fontinalis* в донных отложениях можно считать переотложенными (плиоцен-четвертичный), имея в виду то обстоятельство, что южные и западные склоны бассейна оз. Севан, кроме эффузивных пород, сложены плиоцен—чет-

вертичными осадочными образованиями, которые могли послужить областью размыва и сноса матернала.

Ниже приводится описание некоторых характерных видов современных остракод.

Класс Crustacea *Brongniart et Desmarest*, 1828

Подкласс Ostracoda *Latrèille*, 1805

Отряд Podocopida *Müller*, 1894

Подотряд Podocopa *Sars*, 1869

Семейство Darwinulidae *Brady et Norman*, 1889

Род Darwinula *Brady et Norman*, 1889

*Darwinula stevensoni* (*Brady et Robertson*)

Табл. 1, рис. 1

1939. *Darwinula stevensoni*. Шнейдер, стр. 183, табл. IV, рис. XI, XII.
1947. *Darwinula stevensoni*. Бронштейн, стр. 267, табл. 12, фиг. 10.
1974. *Darwinula stevensoni*. Негадаев-Никонов, стр. 62, табл. 1, рис. 1, 2.

Оригинал—ИГН, № 378, изображен на табл. 1, рис. 1, левая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 938/3.

Материал. Имеются 3 раковины хорошей сохранности. 2 раковины из донных отложений оз. Севан, скв. № 938, одна раковина из глин прибрежных отложений западного побережья озера Севан (обр. № 1).

Диагноз. Раковина среднего размера, удлинённая, миндалевидной формы. Задний конец широко округлен. Передний конец вытянутый, также округленный. Спинной и брюшной края прямые, длинные. Створки гладкие.

Описание. Раковина удлинённо овальная, тонкостворчатая. Длина почти в 2,5 раза превышает ширину. Передний конец ниже заднего, вытянутый, округленный. Задний конец высокий, равномерно закругленный. Спинной край прямой, длинный, со слабым изгибом наклонен к переднему концу и плавно переходит в полукруглый задний конец. Брюшной край прямой, слабо вогнутый, в передней трети незаметно переходит в передний и задний концы. Правая створка больше левой и охватывает ее со спинной и брюшной стороны. Створки сильно вздутые, особенно на заднем конце. Поверхность гладкая.

Размеры: длина—0,76 мм; высота—0,39 мм.

Сравнение. Данный вид по очертанию раковины обнаруживает сходство с *Darwinula schneiderae* *Suzin* (Сузин, 1936) из акчагыльских отложений Грозненского района, отличается от него обратным перекрытием створок, более вздутым задним концом.

Распространение. Нижнеплейстоценовые отложения Тираспольского разреза, миоценовые (караган, верхний сармат, мэотис), плиоценовые (акчагыль) отложения Азербайджана, Туркменистана, Северного Кавказа, донные отложения оз. Севан Армении. Современные отложения Европы, Малой Азии.

Подсемейство *Ilyocypridinae* Kaufmann, 1900

Род *Ilyocypris* Brady et Norman, 1889,

*Ilyocypris bradyi* Sars

Табл. 1, рис. 2

1891. *Ilyocypris bradyi*. Сарс, стр. 109, табл. 4, фиг. 2.  
1947. *Ilyocypris bradyi*. Бронштейн, стр. 94—95, табл. 3,  
рис. 3—4.  
1956. *Ilyocypris bradyi*. Сузин, стр. 40, табл. IV, фиг. 1.  
1963. *Ilyocypris bradyi*. Мандельштам, Шнейдер, стр. 125—  
126, табл. XVIII, фиг. 8.

Оригинал—ИГН, № 379. Изображен на табл. 1, рис. 2, правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 914/1.

Материал. Имеются 20 раковин и 13 створок зрелых особей хорошей сохранности, собранных из глин и песков донных отложений оз. Севан, скв. №№ 903—911, 913—933, 937—940.

Диагноз. Удлиненно-овальная раковина с округленными концами. Спинной край прямой, длинный. Брюшной край вогнутый. Створки покрыты ячейками.

Описание. Раковина удлиненно-овальная, крупная, слабо выпуклая. Передний конец незначительно выше заднего. Спинной край выгнутый ближе к передней части, переход от него к переднему закругленному концу плавный, к заднему—более резкий. Брюшной край в средней части вогнутый, переход к концам постепенный. Створки покрыты мелкими 4—5-гранными ячейками, снабжены двумя поперечными депрессиями, которые протягиваются со спинного края, достигая середины створки. У переднего и заднего концов имеются мелкие шипики. Поровоканальная зона узкая.

Размеры: длина—1,1 мм; высота—0,52 мм.

Сравнение. Описанный вид по форме раковины обнаруживает наибольшее сходство с *Ilyocypris gibba* (Ramdohr) из Бакинских отложений Азербайджана. Отличается от него отсутствием бугорков на поверхности створок.

Распространение. Миоценовые и плиоценовые, а также четвертичные солоноватоводные и пресноводные отложения СССР, Европы и Северной Америки. Нижнеплейстоценовые отложения Тирасполя и Крыма. Донные отложения оз. Севан Армении. Современные пресноводные и опресненные морские бассейны.

Подсемейство *Cyclocypridinae* Kaufmann, 1900

Род *Cyclocypris* Brady et Norman, 1889

*Cyclocypris serena* (Koch)

Табл. 1, рис. 3

1947. *Cyclocypris serena*. Бронштейн, стр. 177, табл. X, рис. 9, 10.

*Оригинал*—ИГН, № 391, изображен на табл. 1, рис. 3, левая створка с внешней стороны, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан.

*Материал*. Имеется 5 отдельных створок этого вида хорошей сохранности, встреченных в пеоках прибрежных отложений западного побережья озера (обр. № 11).

*Диагноз*. Раковина небольшая, округленная, наибольшая высота находится посередине раковины. Оба конца книзу равномерно округлены. Брюшной край прямой.

*Описание*. Овально—округленная раковина, выпуклая. Спинной край дугообразно выгнут посередине и постепенно переходит к незначительно заостренному переднему и широко округленному заднему концу, оба конца к брюшному краю равномерно закруглены. Поверхность створок гладкая.

*Размеры*: длина—0,60 мм, высота—0,42 мм.

*Сравнение*. Форма раковины этого вида близка к *Cyclocypris globosa* (Sars) (Бронштейн, 1947) из современных отложений окрестностей Москвы, но отличается от него более высоким спинным краем и сравнительно заостренным передним концом.

*Распространение*. Водоемы между реками Онегой и Свирью, донные отложения оз. Севан Армении. Современные пресноводные водоемы Зап. Европы, Швейцарии.

Подсемейство *Candoninae Kaufmann, 1900*

Род *Candona Baird, 1845*

*Candona caucasica Bronstein*

Табл. 1, рис. 4

1947. *Candona caucasica*. Бронштейн, стр. 255, фиг. 161.

*Оригинал*—ИГН, № 381, изображен на табл. 1, рис. 4, правая створка с внешней стороны, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан, обр. № 1.

*Материал*. Имеются 10 раковин и 3 створки хорошей сохранности, встречены в песках и глинах донных отложений оз. Севан (скв. №№ 902—911, 913—924, 930—934, 939—943).

*Диагноз*. Крупная раковина. Наибольшая высота проходит немного позади середины раковины. Передний и задний концы почти одинаковой высоты. Брюшной край вогнутый в передней трети. Створки гладкие.

*Описание*. Раковина удлиненная, почти прямоугольная, длина вдвое больше высоты, наибольшая высота проходит немного позади середины раковины. Передний конец округленный, сильно скошен к брюшному краю, закруглен и образует заметный угол к спинному краю. Спинной край от места наибольшей высоты спускается к переднему концу, прямой или заметно выпуклой линией, к заднему—резко вогнутой линией.

Брюшной край вогнут в передней трети и по очертанию S—образный. Поверхность створок гладкая.

*Размеры:* длина—1,58 мм, высота—0,76 мм.

*Сравнение.* Описанный вид по очертанию близок к *Candona acuminata* (Fisch.) (Бронштейн, 1947) из современных отложений окрестностей Ленинграда, устья реки Енисея, но отличается от него высоким задним концом и вогнутостью заднеспинного края. От *Candona leninacanica* sp. nov. (Бубикян, 1962) из плиоценовых отложений Армении отличается спинным краем.

*Распространение.* Современные отложения окрестностей Карадага (Крым). Донные отложения оз. Севан Армении.

### *Candona caudata* Kaufmann

Табл. 1. рис. 5

1947. *Candona caudata*. Бронштейн, стр. 243, табл. XIII, фиг. 4.

1967. *Candona caudata*. Рихард Г. Бенсон, стр. 231, табл. 12, фиг. 5.

*Оригинал*—ИГН, № 384, изображен на табл. 1, рис. 5, левая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 924/2.

*Материал.* Имеются 10 раковин и 3 отдельные створки этого вида хорошей сохранности, отобранные из глин и песков донных отложений оз. Севан (скв. №№ 907, 914, 920, 924, 933).

*Диагноз.* Раковина крупная, удлинено-овальная с наибольшей высотой в задней трети. Передний и задний концы закруглены. Спинной край дугообразно выгнутый. Брюшной край вогнутый. Створки гладкие.

*Описание.* Раковина удлинено овальная, почковидная, с наибольшей высотой в задней трети. Передний конец дугообразно закруглен, несколько ниже заднего. Задний конец слабо вытянутый, к спинному краю дугообразно скошен, в нижней части резко закруглен. Спинной край длинный, вытянутый и плавно переходит к переднему концу, под слабым округленным углом—к заднему.

Брюшной край незначительно вогнут больше с внутренней стороны, ближе к заднему концу сильно скошен, раковина равномерно выпуклая. Бесструктурная пластинка узкая у переднего конца и широкая у заднего. Поровоканальная зона узкая. Створки покрыты выходами поровых каналов.

*Размеры:* длина—1,11 мм, высота—0,50 мм.

*Сравнение.* Раковина описанного вида по очертаниям близка к *Candona? sulakensis* Mandelstam (Мандельштам, 1963) из акчагыльских отложений бассейна р. Сулак (Кавказ). Отличается от него более удлиненным, дугообразным спинным краем, вытянутым задним концом и скошенным брюшным краем.

*Распространение.* СССР, р. Кама, ниже Вишеры, бассейн р. Енисея, донные отложения оз. Севан Армении. Верхнеплейстоценовые отложения Канзаса.

Род *Candoniella* Schneider, 1956

*Candoniella albicans* (Brady)

Табл. 1, рис. 6

1956. *Candoniella albicans*. Сузин, стр. 35, табл. XII, фиг. 5, 6.

1963. *Candoniella albicans*. Мандельштам, стр. 160, табл. XXII, фиг. 7.

*Оригинал*—ИГН, № 389, изображен на табл. 1, рис. 6, левая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 915/2.

*Материал*. Имеется 5 отдельных створок хорошей сохранности, собранных из глин донных отложений оз. Севан (скв. №№ 914—916).

*Диагноз*. Раковина овально-трапециевидная, с параллельными брюшным и спинным краями, с характерной мелкоячеистой поверхностью створок

*Описание*. Овально-трапециевидная раковина. Спинной край прямой, под тупыми закругленными углами он переходит в параболовидный передний и в нижней части сильно округленный задний конец. Брюшной край слабо вогнут посередине, параллельно замочному. Створки слабо выпуклые. Поверхность их падает одинаково по всем краям, кроме переднего, к которому спуск более пологий. Створки покрыты частыми мелкими округлыми ямками.

*Размеры*: длина—0,80 мм, высота—0,40 мм.

*Сравнение*. От близкой по форме раковины *Candoniella suzini* Schneider (Сузин, 1956) отличается более прямым спинным краем и к спинному краю скошенными концами.

*Распространение*. Акчагыльские отложения Грозненского района, постплиоцен Кавказа, Западного Казахстана, Нижнего Поволжья; плейстоцен Молдавии, донные отложения оз. Севан Армении. Современные опресненные водоемы Западной Европы.

Подсемейство Eucypridinae Sars, 1925

Род Eucypris Vavra, 1891

*Eucypris* cf. *zenkeri* (Chyzer)

Табл. 1, рис. 7

1962. *Eucypris* cf. *zenkeri*. H. Jordan, U. Bernstorff and J. Gründel. *Die Ostracoden des Alteren Tertiärs von Mühlhausen. Freiburger Forschungshefte, Paläontologie*. С. 125, стр. 78.

1971. *Eucypris* cf. *zenkeri*. Негадаев - Никонов, стр. 66, Табл. XII, 3.

*Оригинал*—ИГН, № 392, изображен на табл. 1, рис. 7, левая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 939/4.

**Материал.** Имеются 2 раковины и 10 створок этого вида хорошей сохранности, выявленные в песках и глинах донных отложений оз. Севан (скв. №№ 908, 920—925, 930, 931—934, 940).

**Диагноз.** Раковина овально-треугольная, имеет передний высокий и низкий задний округленные концы.

**Описание.** Раковина крупная, удлинённая, тонкостенная, с наибольшей высотой в передне-спинной части. Передний конец равномерно округленный, высокий. Задний конец ниже переднего, округленный, к спинному краю скошенный. На переднем и заднем концах ближе к брюшному краю выступают мелкие шипики.

Спинной край прямой под тупыми, округленными углами переходит в задний конец, к переднему концу приподнятый. Брюшной край вогнутый посередине. Бесструктурная пластинка несколько шире у переднего и заднего концов. Порово-канальная зона неширокая, снабжена тонкими прямыми каналами. Створки покрыты мелкими ячейками.

**Размеры:** длина—1,40 мм, высота—0,78 мм.

**Сравнение.** Раковина описанного вида очертанием близка к *Prionocypris zenkeri* (Chyzer) (Негадаев-Никонов, 1974) из нижнеплейстоценовых отложений Колкотовой балки. Отличается от него меньшей удлинённостью створок, более широким задним концом, и к переднему концу приподнятым спинным краем.

**Распространение.** Нижнеплейстоценовые отложения Колкотовой балки (окрест. г. Тирасполя), донные отложения оз. Севан, Армения. Вне СССР: отложения древнего травертина (плейстоцен, миндель-рисс) Мюльгаузена (ГДР).

Подсемейство *Herpetocypridinae* Kaufmann, 1900

Род *Herpetocypris* Brady et Norman, 1889

*Herpetocypris chevreuxi* (Sars)

Табл. 1, рис. 8.

1947. *Herpetocypris chevreuxi*. Бронштейн, стр. 145, табл. IX, фиг. 1.

**Оригинал**—ИГН, № 393, изображен на табл. 1, рис. 8, правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 924.

**Материал.** Имеются 1 раковина и 3 отдельные створки хорошей сохранности, встречены в песках и глинах донных отложений оз. Севан (скв. №№ 921, 924, 925, 933).

**Диагноз.** Удлиненно-овальная раковина с прямым спинным краем. Брюшной край слабо вогнут в передней трети, оба конца округлены. Створки гладкие.

**Описание.** Удлиненно-овальная, вытянутая раковина. Передний конец округленный и ниже заднего, к спинному краю скошенный. Задний конец равномерно округлен. Спинной край слабо выгнутый, плавно переходит в оба конца. Брюшной край вогнут вблизи передней трети. Порово-канальная зона узкая. Поверхность створок гладкая, блестящая.



Стенки раковины пронизаны тонкими поровыми каналами. Створки равномерно выпуклые. Бесструктурная пластинка значительно шире у переднего конца.

*Размеры:* длина—1,88 мм, высота—0,90 мм.

*Сравнение.* Описанный вид морфологически близок к *Herpetocypris reptans* (Baird) (Бронштейн, 1947), но отличается вогнутым спинным краем, меньшей удлиненностью створок и высоким задним концом.

*Распространение.* Встречается в солоноватоводных и пресноводных водоемах Ирана, расположен по побережью Каспия, донные отложения оз. Севан Армении. Вне СССР известен из Германии, Испании, Англии.

Надсемейство Cytheracea Baird, 1850

Семейство Cytheridae Baird, 1850

Род *Cytherissa* Sars, 1928

*Cytherissa lacustris* Sars

Табл. 1, рис. 9

1947. *Cytherissa lacustris*. Бронштейн, стр. 279, табл. XIV, фиг. 3, 4.

*Оригинал*—ИГН, № 395. Изображен на табл. 1, рис. 9, правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 924.

*Материал.* Имеются 10 раковин и 20 отдельных створок хорошей сохранности, собранных из глин и песчаников донных отложений оз. Севан (скв. №№ 904, 905, 907—913, 915, 916, 918—931, 933, 934, 938—940).

*Диагноз.* Раковина почковидная, с наибольшей высотой в передней части, передний и задний концы округлены. Поверхность створки бугристо-ямчатая.

*Описание.* Раковина почковидная, выпуклая. Передний конец дугообразно закруглен, выше заднего. Задний конец округленный, неохватко скошен в нижней части. Спинной край прямой, под прямыми углами переходит в передний и задний концы. Брюшной край вогнут посередине. Порово-канальная зона широкая, с редкими прямыми каналами, хорошо выражена на переднем и заднем концах, а также на брюшном крае. Поверхность створок покрыта нечетко выраженными мелкими ячейками и буграми, последние на створках значительно варьируют. Более четко выражены 2 бугра—один на заднебрюшной части створки, другой—впереди мускульных отпечатков.

*Размеры:* длина—0,92 мм, высота—0,52 мм.

*Сравнение.* Вид морфологически близок к *Cytherissa bogatschovi Livental var. triformis* (Ливенталь, Агаларова, 1961) из постплиоцена Азербайджана, но отличается от него более продолговатой формой, менее ячеистой скульптурой.

*Распространение.* СССР: встречается на дне крупных озер: Онежского, Телецкого и оз. Севан в Армении. Кроме СССР указан для Швеции, Норвегии, Британских островов, Швейцарии и Японии.

Надсемейство Cytheracea Baird, 1850  
Семейство Cytheridae Baird, 1850  
Подсемейство Limnocytherinae Sars, 1925  
Род *Limnocythere* Brady, 1868  
*Limnocythere sevanensis* sp. nov.

Табл. 1, рис. 10 а, б

*Голотип*—ИГН, № 397, изображен на табл. 1, рис. 10а. Правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 924.

*Материал*. Имеются 5 раковин и 13 отдельных створок хорошей сохранности. Огобраны из песков и глин донных отложений оз. Севан (скв. №№ 906, 908, 910, 918, 921, 924, 927, 933), а также из образцов прибрежных отложений западного побережья оз. Севан.

*Диагноз*. Раковина небольшая, прямоугольно-овальная, поверхность мелкоячеистая, характерным признаком является присутствие крупных бугорков в задней части раковины.

*Описание*. Небольшая, прямоугольно-овальная бобовидная раковина, выпуклая, спинной край слегка выгнутый, полого переходит к округлому, несколько наклонному переднему концу. К заднему концу переход более резкий, угловатый. Брюшной край вогнутый посередине, оба конца почти одинаковой высоты. Порово-канальная зона на переднем конце уплощенная с узкими, прямыми каналами, на заднебрюшной части несколько свисает и расширяется. Створки тонкие, поверхность их ячеистая, с тремя резкими, крупными, четко выделяющимися буграми, расположенными—два вдоль брюшного края, один в заднеспинной части.

*Размеры*: длина—0,58 мм; высота—0,33 мм.

*Сравнение*. Описанный вид по очертанию створок близок к *Limnocythere (Limnocythere) usenensis karmischina* (Негадаев-Никонов, 1974), установленному в нижнеплейстоценовых отложениях Колкотовой балки, но отличается выгнутым спинным краем, количеством и расположением бугорков на поверхности створок.

*Распространение*. Донные отложения оз. Севан Армении.

*Limnocythere fontinalis* Schneider

Табл. 1, рис. 11

1960. *Limnocythere fontinalis*. Шнейдер, стр. 381, рис. 1081.

*Оригинал*—ИГН, № 396, изображен на табл. 1, рис. 11, правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 907/1.

*Материал*. Имеются 3 раковины и 30 отдельных створок этого вида хорошей сохранности, извлечены из песков и глин донных отложений оз. Севан (скв. №№ 902—917, 920—940).

*Диагноз*. Раковина удлиненная, с округленными концами, задний конец выше переднего и сильно вздут. Створки покрыты тончайшей сеткой.

*Описание* Раковина удлиненная, крупная, передний конец значительно ниже заднего и равномерно округлен, уплощен. Задний конец широко закруглен, к спинному и брюшному краям скошенный. Спинной край слегка вогнут посередине. Брюшной край сильно вогнут к передней трети. Поперечная депрессия направлена от спинного края к центру и делит раковину на части—короткую, невысокую переднюю и удлиненную высокую-заднюю. Поперечная депрессия к брюшному краю уплощена, в переднеспинной части депрессии расположен невысокий бугорок.

Порово-канальная зона широкая, с редкими, прямыми поровыми каналами, четко окаймляет всю раковину, кроме спинного края. Поверхность створок прозрачная, покрыта 4—5-гранными ячейками и точками поровых каналов.

*Размеры:* длина—0,92 мм, высота—0,50 мм.

*Сравнение.* От морфологически близкого вида *Limnocythere issikkuliensis* Mench. (Меньшикова, 1966) отличается вогнутым спинным краем, высоким задним концом; от близкого вида *Limnocythere manjischensis* Negadaev (Негадаев-Никонов, 1974) отличается вогнутым спинным краем и широко округленным задним концом.

*Распространение.* Четвертичные отложения Кавказа, нижнеплейстоценовые отложения Туркмении, Прикаспийская низменность, четвертичные отложения Молдавии, донные отложения оз. Севан Армении.

#### Подсемейство Cytherideinae Sars, 1925

Род *Cyprideis* Jones, 1856

*Cyprideis littoralis* (Brady)

Табл. 1, рис. 12

1947. *Cyprideis littoralis*. Бронштейн, стр. 296, табл. XIV, фиг. 6, 7.
1962. *Cyprideis littoralis*. Мандельштам, Маркова, стр. 281, табл. XLVI, фиг. 1а, б; 1, 3, 4.
1974. *Cyprideis littoralis*. Негадаев-Никонов, стр. 173, табл. XX, рис. 2а, б, в.
1961. *Cyprideis littoralis*. Агаларова, Кадырова, Кулиева, стр. 132, табл. LXXVIII, фиг. 1а, в.

*Оригинал*—ИГН, № 403, изображен на табл. 1, рис. 12, правая створка с внешней стороны, оз. Севан, обр. № 938/3.

*Материал.* Имеются 5 раковин и 23 отдельные створки хорошей сохранности, встреченные в песках и глинах донных отложений оз. Севан (скв. №№ 906, 908—910, 914—916, 918, 919 921—927, 929—932, 934—942) и в образцах, собранных из прибрежных отложений западного побережья озера Севан.

*Диагноз.* Раковина удлиненно-овальная с округленными концами. Более выпуклая в задней части. Створки покрыты многоугольными ямками и ячейками.

*Описание.* Раковина удлиненно-овальная, с равномерно закругленным передним концом. Задний несколько более обрублен, чем передний. Спинной край слегка выпуклый, под небольшим загибом переходит в задний конец. К переднему концу он переходит также небольшим изгибом. Брюшной край прямой или слабо выгнут с внутренней стороны, ближе к передней трети. Порово-канальная зона хорошо выражена по всему переднему концу и слабее по заднему. Поверхность покрыта мелкими округленными ямками. В нижней части передний конец снабжен 1—4 зубцами, на заднем конце на границе с брюшным краем замечается один выступающий зуб.

*Размеры:* длина—0,90 мм, высота—0,50 мм.

*Сравнение.* Раковина этого вида отличается от близкого вида *Cyprideis torosa* (Jones) (Бронштейн, 1947) из глинисто-песчаных отложений оз. Чархал отсутствием бугорчатых возвышений на поверхности створок.

*Распространение.* Верхнемиоценовые (средний и верхний сармат), плиоценовые, постплиоценовые отложения Азербайджана, Туркменистана, Северного Кавказа. Средне- и верхнечетвертичные отложения Приднестровья и Припрудья. Современные отложения Каспия. Донные отложения оз. Севан Армении. Неоген-современные.

Институт геологических наук  
Академии наук Армянской ССР

Поступила 7. XII. 1982.

Ս. Ա. ԲՈՒԲԻԿՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՀԱՏԱԿԱՅԻՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ  
ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ՕՍՏՐԱԿՈՂՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հորվածում շարադրված են Սևանա լճի հասակային նստվածքների ժամանակակից օստրակողների ուսումնասիրման արդյունքները և բերված է որոշ բնութագրող տեսակների նկարագրությունը:

S. A. BUBIKIAN

THE SEVAN LAKE SOUTH-WESTERN PART BOTTOMSET BEDS  
CONTEMPORARY OSTRACODA

Abstract

The studying results of the Sevan lake bottomset beds contemporary Ostracoda are brought as well as some characteristic species are described.

Т А Б Л И Ц А 1

Рис. 1. *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson), X 66. стр. 12  
Левая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 938/3). Оригинал № 378, ИГН.

Рис. 2. *Hyocypris bradyi* Sars, X 54. стр. 13  
Правая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 914/1). Оригинал № 379, ИГН.

Рис. 3. *Cyclocypris serena* (Koch) X 66. стр. 13  
Левая створка с внешней стороны, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан (обр. № 11). Оригинал № 391, ИГН.

Рис. 4. *Candona caucasica* Bronstein, X 54. стр. 14  
Правая створка с внешней стороны, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан (обр. № 1). Оригинал № 381, ИГН.

Рис. 5. *Candona caudata* Kaufmann, X 54. стр. 15  
Левая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 924/2). Оригинал № 384, ИГН.

Рис. 6. *Candoniella albicans* (Brady), X 54. стр. 16  
Левая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 915/2). Оригинал № 389, ИГН.

Рис. 7. *Eucypris cf. zenkeri* (Chyzer), X 43. стр. 16  
Левая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 939/4). Оригинал № 392 ИГН.

Рис. 8. *Herpetocypris chevreuxi* (Sars), X 30. стр. 17  
Правая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 924). Оригинал № 393, ИГН.

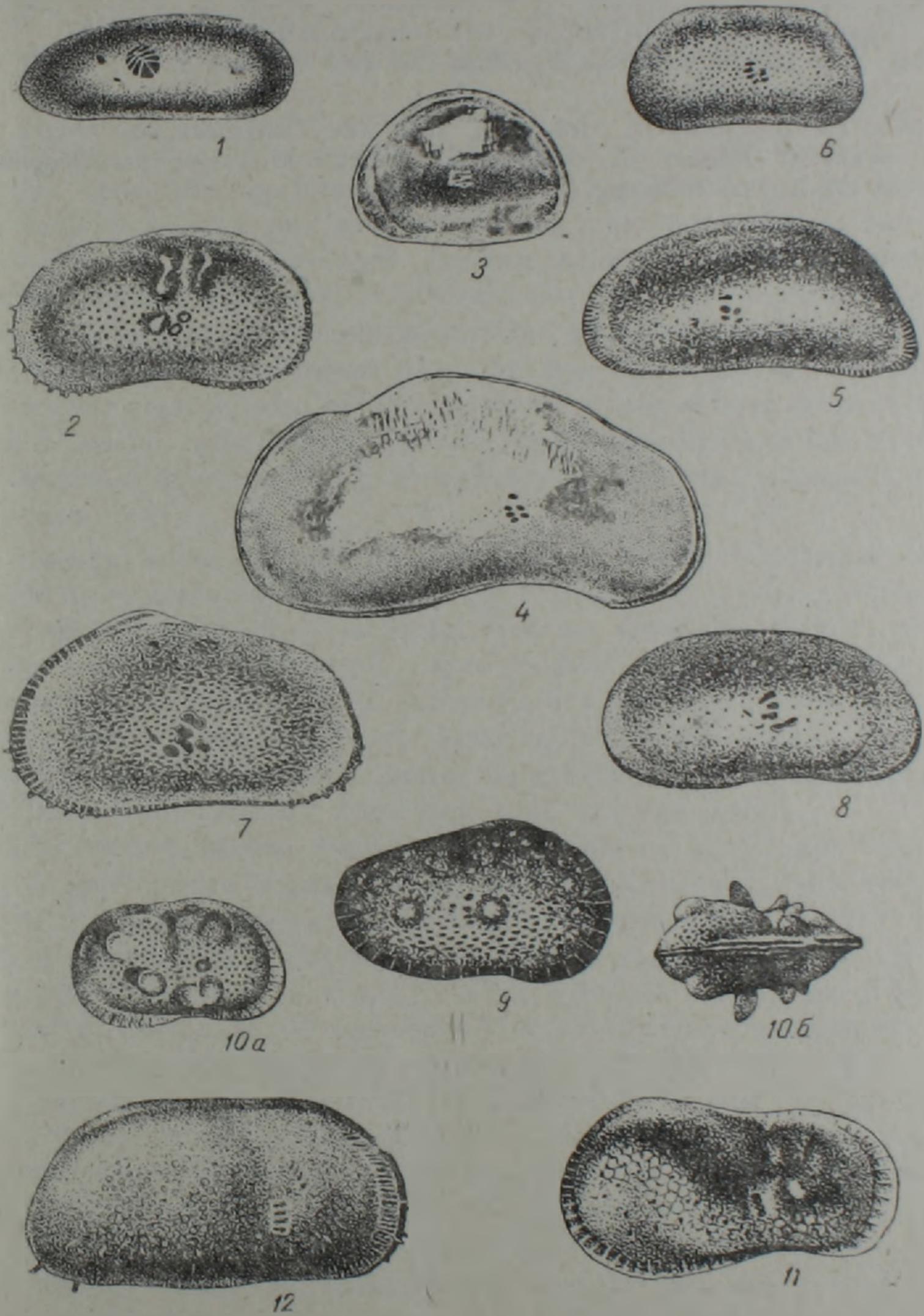
Рис. 9. *Cytherissa lacustris* Sars, X 54. стр. 18  
Правая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 924). Оригинал № 395, ИГН.

Рис. 10 а. б. *Limnocythere sevanensis* sp. nov. X 54. стр. 19  
а—правая створка с внешней стороны; б—та же створка со спинного края, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан (обр. № 924). Оригинал № 397, ИГН.

Рис. 11. *Limnocythere fontinalis* Schneider, X 66. стр. 19  
Правая створка с внешней стороны, донные отложения оз. Севан (обр. № 907). Оригинал № 396, ИГН.

Рис. 12. *Cyprideis littoralis* (Brady), X 66. стр. 20  
Правая створка с внешней стороны, прибрежные отложения западного побережья оз. Севан (обр. № 1). Оригинал № 403, ИГН.

Таблица 1



## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агаларова Д. А., Кадырова Э. К., Кулиева С. А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку, Аз. гос. изд-во, 1961.
2. Бронштейн З. С. Фауна СССР. Ракообразные *Ostracoda* пресных вод. Нов. сер. № 31, т. II, вып. I. 1947.
3. Негадаев-Никонов К. Н. *Crustacea*. Ракушковые ракообразные. В кн.: Плейстоцен Тирасполя. Кишинев, «Штиинца», 1971.
4. Негадаев-Никонов К. Н. Остракоды континентального плейстоцена юга Европейской части СССР. Кишинев, «Штиинца», 1974.
5. Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР, семейство *Cyprididae* Труды ВНИГРИ, вып. 203, Гостоптехиздат, 1963.
6. Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме, т. II, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
7. Jordan H., Bernstorff U., Gründel J., 1962. Die Ostracoden des Alteren Travertins (Pleistozän) von Mühlhausen (Thür.). — Frieberger Forschungshefte, С. 125, Akademie—Verlag, Berlin.

УДК: 563.6 : 551.762

Р. Г. БАБАЕВ, А. С. ПАПОЯН

## ЮРСКИЕ АГЕРМАТИПНЫЕ КОРАЛЛЫ МАЛОГО КАВКАЗА

На основании биометрического анализа авторы устанавливают новый объем видов рода *Chomatoseris* и впервые разрабатывают синонимику вида *Ch. orbulites* (Lam.).

В средне- и позднеюрское время (бат-келловей) на территории Малого Кавказа получили широкое развитие поселения агерматипных одиночных кораллов—представителей родов *Montlivaltia* и *Chomatoseris* (= *Anabacia*). Появление этих кораллов в указанное время на исследованной территории не случайно. Дисконидальной и уплощенно-конической формы одиночные роды *Montlivaltia* и *Chomatoseris* являлись также частыми обитателями бассейнов батского и раннекелловейского времени Горного Крыма и Средней Азии [5]. Вне территории СССР, как известно, эти роды широко распространялись в том же возрастном интервале в Европе, Азии, Африке. Во всех указанных регионах они обитали вне рифовых биоценозов и, как правило, не осваивали широкого круга биотопов.

Формирование средне-позднеюрских вулканогенно-осадочных отложений на территории Малого Кавказа протекало в условиях интенсивного влияния вулканизма; периоды затишья характеризовались накоплением осадочных отложений. Стратиграфия и состав этих отложений рассматривались нами в ряде работ [2, 3, 7, 8 и др.] и поэтому в данной статье не отражены. К условиям неустойчивого режима бассейна седиментации и приурочено развитие одиночных агерматипных кораллов, которыми были заселены лишь отдельные его участки.

Из этих отложений, относящихся к Сомхето-Карабахской тектонической зоне Малого Кавказа, в пределах Дашкесанского (гг. Зинзигал, Кяпаз, сел. Елкуллар) и Мартунинского синклиниориев (окр. сел. Даграв) на территории Азербайджанской ССР и на северных склонах Иджеванского хребта (г. Сангяр), а также в районе междуречья Дебед и Апстев (г. Маралдаг и в верховьях р. Карахан) на территории Армянской ССР была собрана и изучена фауна одиночных кораллов.

Выясняется, что появление представителей родов *Montlivaltia* и *Chomatoseris* на территории Малого Кавказа четко приурочено к началу батского века. Пышного развития поселения этих родов достигают на протяжении всего бата и начала келловейского века.

Видовой состав кораллов представлен весьма неравномерно. Род *Montlivaltia* довольно разнообразен и характерен следующими видами: *Montlivaltia kobyi* Beauv., *M. caryophyllata* Lam., *M. trochoides* Edw. et H., *M. induta* All., *M. cottreai* (Coll.), *M. labechei* Edw. et H., *M. chariensis* Greg., *M. soaravikelyensis* All., *M. acu-*

*tomarginata* Eichw., *M. numismalis* Koby, *M. ducreti* Koby, *M. decipiens* Goldf., *M. waterhousei* Edw. et H. Указанный видовой состав одиночных монтливалтий и их экологические особенности рассматривались нами в ранее опубликованных работах [1, 2, 5]. В этой статье мы сочли нужным довольно подробно остановиться на объеме вида *Chomatoseris orbulites* (Lam.).

Род *Chomatoseris* представлен большим числом особей, принадлежащих лишь виду *Ch. orbulites* (Lam.). Популяции этого вида полностью исчезают по всей территории Кавказа к началу келловейского века. Не исключено, что одновременная гибель особей этой популяции, представленной в нашей коллекции различными возрастными стадиями, была связана с подводной вулканической активностью, с очередным заносом туфогенного материала. В этом комплексе обнаружены лишь редкие экземпляры колониальных кораллов, принадлежащих видам *Dimorpharaea lineata* Eichw., *Dimorphastraea aff. lamellosa* Solomko, *Isastraea explanata* (McCoy). Кораллы повсеместно в разрезах встречены с руководящими видами аммонитов и пелеципод. Из них: *Morphoceras densicostatum* Thalm, *Ebrayiceras fillicosta* Wetz., *Macrocephalites macrocephalum* Schlöth., *Ceratomya calloviensis* Kas., *Aquiptecten fibrosodichotomus* Kas.

Сообщества одиночных кораллов приобщены к двум совершенно аналогичным по составу биотопам, расположенным в одной и той же седиментационно-тектонической зоне Малого Кавказа, в его юго-восточной и северо-западной частях. По всей вероятности, заселение этих биотопов коралловой фауной происходило синхронно, а гидродинамический режим бассейна оказывал наиболее значительное воздействие на морфологию и способы прикрепления кораллов. Об этом ярко свидетельствует уплощенная форма кораллов рода *Chomatoseris*, которые свободно лежали на илистом грунте и были предохранены от погружения; многочисленным рогообразно-согнутым, зачастую цилиндрическим формам монтливалтий характерны частые пережимы, сужения, отражающие паузы в росте коралла, в связи с усилением привноса терригенного материала к краям кораллита. О глубине их обитания, особенно *Ch. orbulites* (Lam.), можно судить по морфологическому их сходству с современными (дискоидальной формы) представителями рода *Discocyathus*, обнаруженными на глубине 510—520 м в центральной части Атлантического океана, у вершины г. Роковой<sup>1</sup>. Поэтому весьма вероятны идентичные условия обитания вида *Ch. orbulites* (Lam.) в среднеюрскую эпоху на территории Малого Кавказа.

Нами наблюдались естественные скопления особей *Ch. orbulites* (Lam.), образующих целые популяции, в которых особи различного возраста соответствуют почти непрерывному онтогенетическому ряду вида. Мы располагаем большим числом *Ch. orbulites* (Lam.) из двух вышеотмеченных биотопов (около 100 хорошо сохранившихся экземпляров).

<sup>1</sup> По материалам 2-го рейса научно-исследовательского судна „Витязь“ АН СССР (Бабаев Р. Г.)

Биометрические характеристики видов рода *Chomatoseris*

Виды	И н д е к с ы    и з м е р е н и я									
	$D$	$D_1$	$D_2$	$h$	$h_1$	$h_2$	$h/D$	$h_1/D_1$	$h_2/D_2$	$K$
I	10,5—38,0	24,3	20,2	3,8—19,5	11,6	9,3	0,33—0,60	0,46	0,45	44
II	11,0—24,0	17,5	17,5	4,5—7,0	5,8	5,8	0,41—0,46	0,44	0,44	2
III	7,0—22,0	14,5	12,7	2,1—9,0	5,5	4,8	0,29—0,46	0,37	0,37	45
IV	15,2—21,5	18,3	18,2	4,5—11,0	7,07	7,6	0,28—0,52	0,40	0,41	3
V	7,0—15,5	11,3	10,9	2,8—7,0	4,9	4,5	0,35—0,47	0,44	0,41	10
VI	5,6—19,0	12,3	11,9	2,3—8,2	5,3	5,8	0,37—0,56	0,47	0,44	15
VII	6,3—18,8	12,6	12,6	2,3—7,5	4,9	4,9	0,26—0,50	0,38	0,40	12
VIII	17,2—20,0	18,6	18,9	6,9—10,0	8,5	8,1	0,35—0,50	0,43	0,43	4
IX	7,0—19,2	13,1	14,2	2,1—5,4	3,8	4,1	0,27—0,30	0,29	0,29	4
X	10,0—17,6	13,8	13,5	3,0—5,5	4,3	4,2	0,30—0,37	0,33	0,32	4
XI	18,0	18,0	18,0	5,0	5,0	5,0	0,28	0,28	0,28	1
XII	7,0—17,8	12,4	12,5	4,0—11,5	7,8	8,5	0,57—0,77	0,67	0,67	6
XIII	4,3—20,6	12,5	11,5	2,0—11,0	6,5	6,9	0,40—0,67	0,54	0,56	17
XIV	13,4	13,4	13,4	6,3	6,3	6,3	0,47	0,47	0,47	1
XV	27,6	27,6	27,6	13,0	13,0	13,0	0,47	0,47	0,47	1
XVI	18,0	18,0	18,0	8,0	8,0	8,0	0,44	0,44	0,44	1
XVII	9,0—27,0	18,0	17,2	3,0—12,0	7,5	8,2	0,25—0,63	0,44	0,45	7
XVIII	23,0	23,0	23,0	5,5	5,5	5,5	0,24	0,24	0,24	1
XIX	20,0—25,0	22,5	22,5	5,0—8,0	6,5	6,8	0,20—0,40	0,30	0,33	3
XX	10,0—29,0	19,5	20,8	6,0—16,0	11,0	11,0	0,38—0,60	0,49	0,53	4

Примечание: 1) *Индексы измерения*:  $K$ —количество экземпляров;  $D$ —диаметр поперечника коралла (малый и большой диаметр) в мм;  $D_1$ —медианное значение поперечника коралла в мм;  $D_2$ —среднеарифметическая величина диаметра поперечника в мм;  $h$ —высота коралла (малая и большая высоты) в мм;  $h_1$ —медианное значение высоты коралла при  $h$  в мм;  $h_2$ —среднеарифметическая величина высоты коралла в мм;  $h/D$ —модуль коралла (малая и большая модуля) ( $M$ );  $h_1/D_1$ —среднеарифметическая величина модуля коралла при  $h/D$ ;  $h_2/D_2$ —среднеарифметическая величина модуля коралла.

2) *Виды*: I—*Ch. orbulites* (Lam.) (колл. Р. Бабаева, А. Насирова, Абдулкасумзаде, Т. Аб. Гасанова), верхний бат-нижний келловей М. Кавказа (Азербайджан); II—*A. orbulites* (Lam.) (колл. Р. Абдуллаева), нижний келловей М. Кавказа (Азербайджан); III—*Ch. orbulites* (Lam.) (колл. Гелецяна Г., Папоян А., Хондкаряна Д.), бат М. Кавказа (Армения); IV—*Ch. orbulites* (Lam.) (колл. Папоян А.), нижний келловей М. Кавказа (Армения); V—*A. orbulites* M. et H. (колл. Saemann), верхний аален-верхний байос Англии; VI—*Ch. orbulites* (Lam.) (колл. Fischer), верхний бат Франции; VII—*A. orbulites* (Lam.) (колл. Thurmann, Kobu), байос-бат Швейцарии; VIII—*Ch. orbulites* (Lam.) (колл. Portes, d'Orbigny, Michelin), бат Франции; IX—*Ch. jacobi* All. (колл. d'Orbigny), бат Франции; X—*Ch. jacobi* All. (колл. Hebert), бат Франции; XI—*Ch. jacobi* All. (колл. Busson), верхний бат Туниса; XII—*Ch. hemispherica* (M. et H.) (колл. Kobu), бат Франции; XIII—*Ch. hemispherica* (M. et H.) (колл. Sorbonne), доггер Мадагаскара; XIV—*Ch. bajociana* (d'Orb.) (колл. d'Orbigny), байос Франции; XV—*Ch. bouchardi* (M. et H.) (колл. Michelin), байос Франции; XVI—*Ch. bouchardi* (M. et H.) (колл. Busson), байос Туниса; XVII—*A. complanata* (Defr.) (колл. Meyer), доггер Франции; XVIII—*Ch. porpites* (W. Smith) (колл. Rosset), верхний бат-нижний келловей Афганистана; XIX—*A. cyclotoides* Yabe et Eg. (колл. Yabe and Eguchi), ленис Японии; XX—*A. acaulis* Gregory (колл. Wynne, Feden and Stoliczka), бат Индии.

Биометрические исследования, с использованием существующих литературных сведений, показали следующее. Из 10 видов рода *Chomatoseris*, подверженных детальному статистическому анализу (не умаляя при этом приоритета авторов), в объеме рода нами оставлены виды: *Ch.*

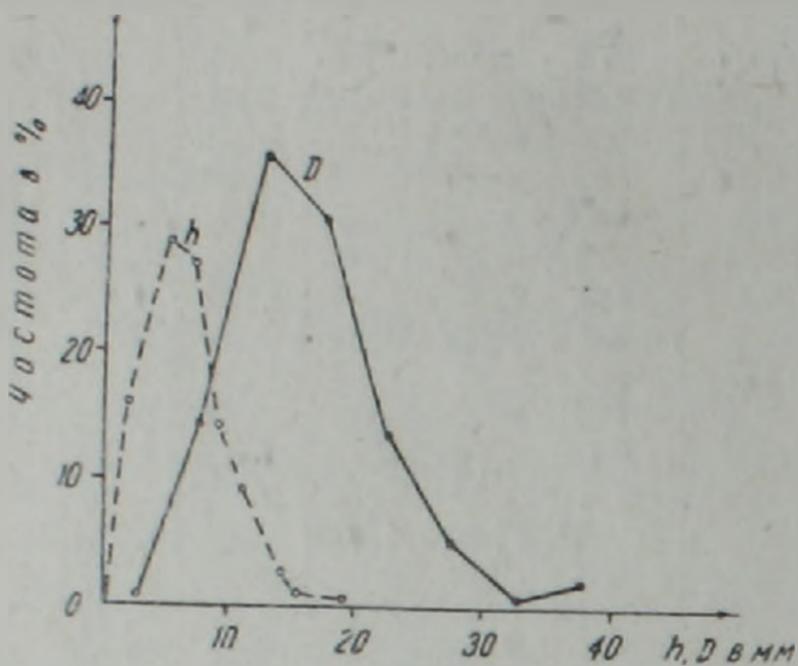


Рис. 1. График частот встречаемости параметров  $h$  и  $D$  *Ch. orbulites* (Lam.)

не выходят за пределы вида *Ch. orbulites* (Lam.) (табл. 1).

Правомерность выводов подтверждается также статистическим анализом большого фактического материала. По 191 экземпляру вычислены частота встречаемости размеров параметров  $h$  и  $D$  и построены гистограммы. Полученные почти симметричные кривые распределения частот этих параметров (рис. 1) подтверждают вывод о принадлежности всех имеющихся экземпляров к одному и тому же виду — к *Ch. orbulites* (Lam.).

На основании этого анализа и проведенной ревизии рода *Chomatoseris* установлен новый объем видов этого рода и впервые разработана синонимика вида *Ch. orbulites* (Lam.).

Подотряд *Fungiina* Verrill, 1865

Надсемейство *Synastraeicae* Alloiteau, 1952

Семейство *Microsolenidae* Koby, 1890

Род *Chomatoseris* Thomas, 1935

Типовой вид. *Madrepora porpites* W. Smith, 1816, стр. 30, табл. „Upper Oolite“, фиг. 4 (non *Madrepora porpita* Foug. in Linnaeus).

Состав рода. *Chomatoseris orbulites* (Lamouroux), *Chomatoseris iranensis* Flügel.

*Chomatoseris orbulites* (Lamouroux, 1821)

*Fungia orbulites*: Lamouroux, 1821, стр. 86, табл. 83, фиг. 1—3; Quenstedt, 1881, стр. 628, табл. 166, фиг. 20—26.

*Fungia laevis*: Goldfuss, 1826, стр. 47, табл. 14, фиг. 2; Quenstedt, 1852, стр. 659, табл. 59, фиг. 18—19; 1881, стр. 630, табл. 166, фиг. 27—33;

*Anabacia orbulites*: d'Orbigny, 1849, стр. 321; Edwards et Haime, 1850—1854, стр. 120, 140, табл. 25, фиг. 3; de Fromentel, 1858—1861, стр. 123; Кобы, 1886, стр. 329, табл. 101, фиг. 3—10; Beauvais, 1971, стр. 2220; Бабаев, 1973, стр. 125, табл. XV, фиг. 2.

*Anabacia complanata*: Meyer, 1888, стр. 39, табл. VI, фиг. 6—10 (част.); Yabe et Eguchi, 1933, стр. 119, табл. XI, фиг. 5—7;

*Anabacia acaulis* Gregory, 1900, стр. 175, табл. XXII, фиг. 5—8;

*Anabacia cyclolitoides*: Yabe et Eguchi, 1933, стр. 123, табл. XI, фиг. 1a—c, 2, 3a—б, 4a—б;

*Chomatoseris orbulites*: Beauvais, 1967, стр. 41, табл. IV, фиг. 1 и 3; 1971, стр. 2220; Бендукидзе, 1982, стр. 93, табл. XXVIII, фиг. 2;

*Chomatoseris porpites*: Rossi et Fantini, 1961, стр. 109, табл. VIII, фиг. 1, 2;

*Chomatoseris jacobii*: Beauvais, 1966, стр. 30, табл. IV, фиг. 4; 1971, стр. 2220, табл. 1, фиг. 3, 4.

*Chomatoseris bouchardii*: Beauvais, 1966, стр. 30; 1967, стр. 43; табл. IV, фиг. 5.

*Chomatoseris bajociana*: Beauvais, 1967, стр. 43.

*Chomatoseris hemispherica*: Beauvais, 1967, стр. 2221, табл. 1, фиг. 1, 2.

*Chomatoseris complanata*: Vaughan et Wells, 1943, стр. 147, табл. 21, фиг. 1.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10. II. 1983.

Ռ. Գ. ԲԱԲԱԵՎ, Ա. Ս. ՊԱՊՅԱՆ

## ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ԱԶԵՐՄԱՏԻՊ ԿՈՐԱԼՆԵՐԸ

### Ամփոփում

Բիոմետրիկ անալիզի հիման վրա հեղինակները հիմնավորում են *Chomatoseris* սեռի տեսակների մի նոր ծավալ և, առաջին անգամը լինելով, մշակել են *Chomatoseris orbulites* (Lam.) տեսակի սինոնիմիկան:

R. G. BABAYEV, A. S. PAPQYAN

## JURASSIC AHERMATYPE CORALS OF THE MINOR CAUCASUS

### Abstract

On the basis of the biometric analysis the authors establish a new group of species of *Chomatoseris* genus and for the first time the synonymics of the species *Ch. orbulites* (Lam.) are worked out.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабаев Р. Г. К экологии шестилучевых кораллов (склерактиний) поздней юры северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Известия АН Аз. ССР, серия Наук о Земле, № 6, с. 10—15, 1968.
2. Бабаев Р. Г. О некоторых экологических особенностях позднеюрских склерактиний Малого Кавказа (Азербайджан). В кн.: «Мезозойские кораллы СССР». Вып. 4, Наука, М., 1970.
3. Бабаев Р. Г. Позднеюрские шестилучевые кораллы (склерактинии) северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) Изд. ЭЛМ, 1973.
4. Бабаев Р. Г. Особенности развития средне- и позднеюрских кишечнополостных Азербайджана. В кн.: «Древние *Cnidaria*», т. 1. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 201, Наука, Новосибирск, 1974.
5. Бабаев Р. Г., Краснов Е. В. О формах роста склерактиний в связи с условиями их обитания в юрских морях юго-восточного Кавказа и Горного Крыма. В кн.: «Среда и жизнь в геологическом прошлом», Наука, Новосибирск, 1977.
6. Бендукидзе Н. С. Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма. Изд. Мецниереба, АН Груз. ССР, вып. 74, 1982.
7. Папоян А. С. Кораллы и рифы фанерозоя СССР, Наука, 1980.
8. Папоян А. С. Пелециподы и кораллы Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1982.
9. Beauvais L. Revision des Madreporaires du Dogger de la „collection Koby. „Ecologiae Geol. Helv.“, v. 59, № 2, 1966, p. 989—1024.
10. Beauvais L. Etude des Madreporaires jurassiques du Sahara Tunisien. Ann. de Paleont., Invertebres, t. LII, f. 2, 1966, Paris, p. 115—152, p. 1—4.
11. Beauvais L. Revision des Madreporaires du Dogger des collection A. d'Orbigny et H. Michelin, conservees au Museum d'histoire naturelle de Paris, „Mem. Soc. geol. France“, 1967, t. XLVI (46), f. I. mem. № 106, p. 7—53.
12. Beauvais L. Madreporaires du Dogger; Etude des types de Milne-Edwards et J. Haime. Ann. de Paleont., Invertebres, t. LVI, f. 1, 1970, p. 3—71, pl. A—E.
13. Beauvais L. Quelques precisions sur le genre *Chomatoseris* Thomas. „C. R. Acad. Sc. Paris“, t. 273, 1971, p. 2219—2222.
14. Douville F. Contribution a l'etude du Jurassique de la bordur occidentale du Bassin de Paris. Jurassique inferieur et moyen du Maine. These non publiee, 1940 (in Beauvais, 1966).
15. Flügel E. Mitteljurassische Korallen von ostrand der Grossen Salzwüste (Shotoriketten, Iran) „Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhande.“, 1966, v. 126, № 1, S. 46—91.
16. Jabe H. and Eguchi M. Supplementary notes on *Oulangia stokesiana* var. *multoni* Jabe and Eguchi, Jap. J. Geol. Geogr., 10, 83—85, 119—124, pl. XI, figs. 1a—c, 2, 3a—b, 4a—b.
17. Koby F. Monographie des polyptiers jurassiques de la Suisse. „Mem. Soc. Pal. Suisse“, v. 10 (1884), 1881—1895, pp. 109—148, tav. XXXI—XLII, Geneve.
18. Meyer G. Die Korallen des Doggers von Elsass-Lotharingen. „Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lotharingen“, Bd. 4, Hft. 5, 1888, ss. 43.
19. Rossi R. C., Fantini S. N. La fauna Giurassica di Karkar (Afganistan). „Riv. Ital. Paleont.“, v. LXVII, № 2, 1961, pp. 103—152.
20. Vaughan T. W. and Wells J. W. Revision of the suborders families, and genera of the Scleractinia. Geol. Soc. Amer., sp. pap., № 44, 1943, p. 1—363.

УДК: 553.31.4(479.25)

К. А. КАРАМЯН, А. А. АВАКЯН, Т. А. АРЕВШАТЯН, М. А. АРУТЮНЯН,  
В. Е. ВАРТАНЕСОВ, С. П. САРКИСЯН, О. Г. МАДАНЯН, Р. Н. ТАЯН

## ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Основываясь на данных крупномасштабного геологического картирования с широким применением геолого-структурных и геохимических исследований, в пределах Каджаранского рудного поля выделены площади, перспективные для выявления скрытых рудных тел медно-молибденового и золото-полиметаллического оруденения.

Геолого-структурные и геохимические комплексные исследования последних лет в пределах Каджаранского рудного поля, основанные на крупномасштабном геологическом картировании, дали основание рекомендовать под поисково-разведочные работы участки, перспективные на оруденение.

В геологическом строении Каджаранского рудного поля участвуют интрузивные и вулканогенно-осадочные образования, развитые на севере Мегринского плутона. Вулканические образования, вмещающие интрузивы, представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами капутджихской свиты средне-эоценового возраста, а также вулканогенно-осадочной толщей туфо-алевролитов и туфобрекчий пирамсарской свиты нижне-эоценового возраста [2]. В контакте с интрузивами эти образования подвержены интенсивным контактово-метасоматическим изменениям с образованием фаций контактовых роговиков. Здесь наблюдаются зоны мигматизации, прослеживающиеся в близширотном направлении.

Магматические породы Каджаранского рудного поля представлены отдельными фазами интрузивных комплексов Зангезурского рудного района [4]. Наибольшую площадь занимают здесь породы монцонитового состава второй фазы габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Слабое развитие на крайнем юго-востоке имеют наиболее древние породы региона—оливиновые габбро, представленные крупными глыбами останцев в поле развития монцонитов. На северо-западе рудного поля отмечаются небольшие штоки пироксеновых габбро, рвущие капутджухскую свиту и являющиеся продуктами первой фазы габбро-монцонит-сиенитового комплекса. С запада Каджаранское рудное поле ограничивают выходы порфировидных гранитов, пород первой фазы комплекса порфировидных гранодиоритов. Контакт между монцонитами и порфировидными гранитами приурочен к крупной тектонической структуре—зоне Дебаклинского разлома. Простираение этой структуры близмеридиональное-северо-западное, с падением на северо-восток под углом 55—70°. В лежащем боку зоны разлома наблюдается интенсивное раз-

витие динамометаморфизированных моицонитов, а также многочисленных систем, оперяющих разлом, разрывных нарушений.

Жильные породы рудного поля представлены аплитами, пегматитами. Значительное развитие в рудном поле имеют дайковые породы, представленные спессартитами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами нескольких генераций. Все эти образования подвержены интен-

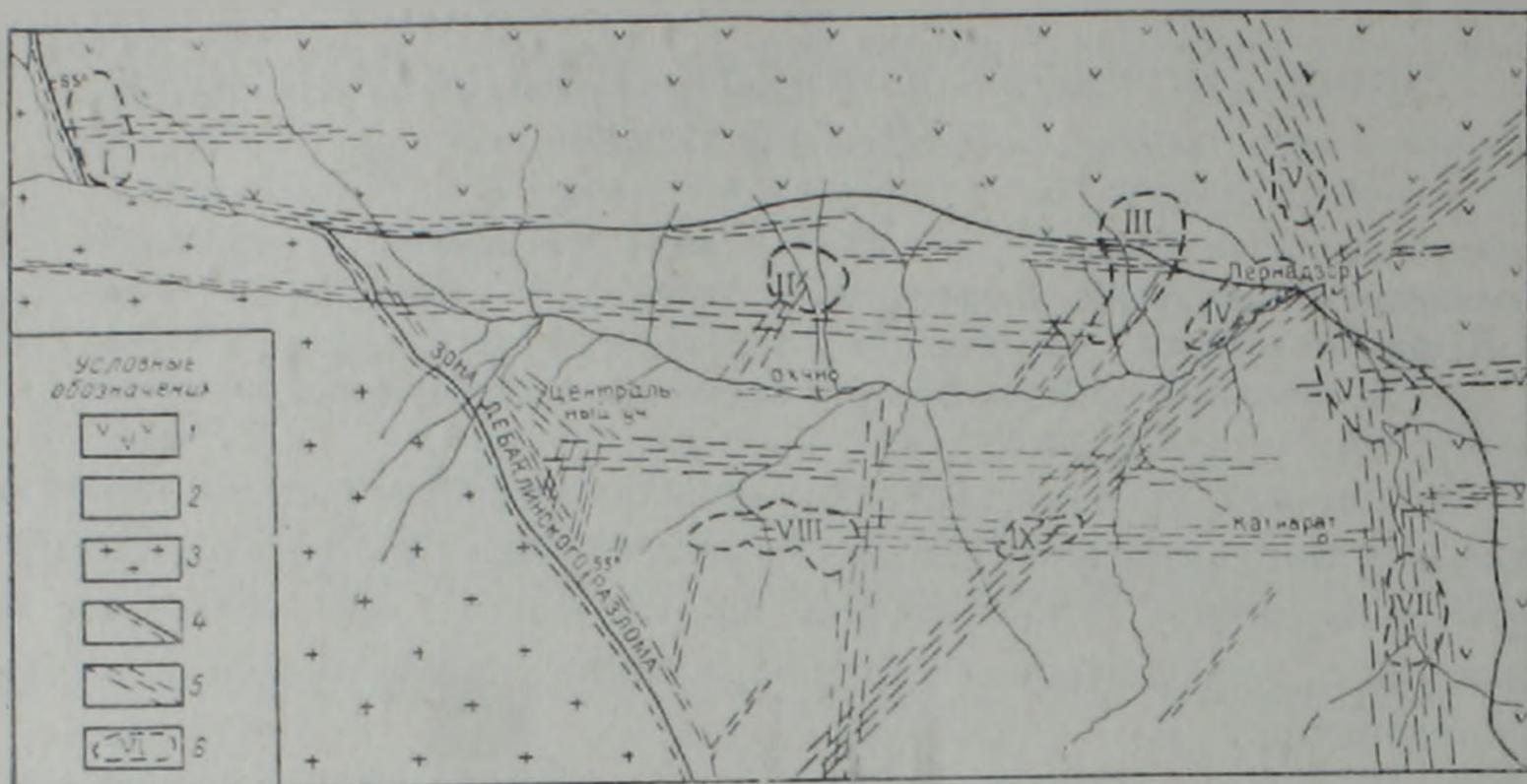


Рис. 1. Схема распределения рудоносных участков Каджаранского рудного поля (по структурно-геохимическим данным). 1 — вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена; 2 — породы моицонитового интрузива; 3 — порфировидные граниты; 4 — зона Дебаклинского разлома; 5 — зоны повышенной трещиноватости; 6 — перспективные рудоносные участки.

сивному гидротермальному изменению, проявленному обычно по линейно-вытянутым структурам, к которым часто приурочено также и оруденение.

Медно-молибденовое оруденение Каджаранского месторождения локализовано преимущественно висячем боку зоны Дебаклинского разлома. В пределах рудного поля известны и другие рудоносные участки, сформированные в схожей геолого-структурной обстановке (висячем боку крупных разрывных нарушений), такие как Шлоркут, Кармир-кар, Мякан-джур. Наряду с этим в пределах Каджаранского рудного поля устанавливаются рудоносные участки, приуроченные к структурам другого типа. Это, обычно, автономно развивающиеся зоны повышенной трещиноватости, контролирующие развитие раннемагматических образований, дайковых пород, а также метасоматических изменений кварцсерицитовых, монокварцитовых фаций. Наблюдаются также участки слабой каолинизации. К таким структурам приурочены рудопроявления Пхрутской группы, Аткиза и Лернадзора.

#### *Рудоносные участки Каджаранского рудного поля*

Рудоносные участки Каджаранского рудного поля по минеральному составу можно подразделить на две основные группы — медно-молибденовые и золото-полиметаллические.

К медно-молибденовому типу относятся следующие участки: Центральный, Северо-Восточный, Мякан-джурский, Шлоркут-Ширинский, Левобережье, Верхне-давачинский.

К золото-полиметаллическому—Аткизский, Пхрутский, Катнаратский. Последняя группа рудопроявлений пространственно несколько разобщена и расположена на восточном фланге рудного поля, на значительном удалении от зоны Дебаклинского разлома.

Основываясь на проведенных нами исследованиях, в пределах рудного поля выделены участки, перспективные для выявления скрытых рудных тел. Они устанавливаются, как уже отмечалось, по комплексу как геолого-структурных, так и геохимических критериев. К первым из вышеуказанных критериев следует отнести: 1) участки развития гидротермальных метасоматитов, приуроченных к линейно-вытянутым протяженным зонам разрывных нарушений, 2) участки пересечения дайковых образований с зонами гидротермального изменения, 3) участки пересечения широтных зон повышенной трещиноватости с близмеридиональными и северо-восточными структурами. Геохимическими критериями [1] являются: 1) многокомпонентность аномалии, 2) высокая контрастность, 3) крупные изометрические формы, 4) ярко выраженная зональность. Контрастность комплексных аномалий характеризуется величиной суммарного коэффициента концентрации, рассчитываемого по известной формуле [3].

Ниже, на основе комплекса имеющихся данных, приводятся перспективные на открытое оруденение площади.

1. Верхнедавачинский участок (I) расположен на крайнем северо-западе рудного поля в верховьях р. Давачи. В геологическом строении этого участка принимают участие вулканогенно-осадочные образования нижне-среднеэоценового возраста, а также порфиридные граниты—породы первой фазы интрузивного комплекса порфиридных гранодиоритов Мегринского плутона. Контакт между этими образованиями повсеместно тектонический. С запада участок рудопроявления ограничен близмеридиональной тектонической структурой, с падением на северо-восток под углом  $65^\circ$ . С юга же серия разрывов прослеживается параллельно контактовой полосе гранитов с вулканитами и принадлежит к близширотной зоне повышенной трещиноватости. К ней, восточнее описываемого участка, приурочены дайковые образования, а также интенсивные метасоматические изменения, развивающиеся обычно кулисообразно. Мощность их колеблется от 5—8 до 40 м. На Верхне-давачинском участке среди вулканитов, помимо линейно вытянутых зон метасоматитов, наблюдаются площадные изменения пород порфириной структуры. В результате изменения последних формируются вторичные кварциты ноздреватой текстуры.

Здесь, на площади 0,36 кв. км была выявлена комплексная (Mo, Cu, Pb, Zn) геохимическая аномалия II степени (3—10 ГФ), в пределах которой, в свою очередь, выделяются несколько участков небольших размеров с более высокими (III—IV) геохимическими степенями.

Участок был рекомендован для проведения поискового бурения и все три пробуренные скважины показали наличие на глубине (в интер-

вале 100—200 м) медно-молибденового оруденения, в виде отдельных перемежающихся рудных зон, мощностью до 10 метров. В керне пробуренных скважин устанавливаются многочисленные кварц-молибденитовые, кварц-халькопиритовые и кварц-пиритовые прожилки. Вмещающие породы интенсивно окварцованы и серицитизированы.

Факт выявления медно-молибденового оруденения на этом участке позволит значительно расширить район поисковых работ.

2. Участок Аткиз (II). В геологическом строении этого участка принимают участие ороговикованные вулканогенные образования, приуроченные к экзоконтакту монзонитовой интрузии. Значительное развитие здесь имеют ориентированные в северо-восточном направлении пояса дайковых пород гранодiorит-порфирового состава (мелкопорфировые), а также протяженные, согласные с дайковым поясом, зоны метасоматитов кварц-карбонатного состава. В пределах участка отмечаются также отдельные швы гидротермально-измененных пород, выполняющих близширотные разрывные нарушения.

Комплексная геохимическая аномалия I степени слагается умеренно-повышенными концентрациями *Cu*, *Pb*, *Zn* и вытягивается в северо-восточном направлении вдоль указанных зон тектонических нарушений. В ее пределах выделяются два участка с более высокими (III) степенями концентраций *Pb* и *Zn*.

О присутствии полиметаллического оруденения на этом участке было известно, однако вновь проведенные исследования подтвердили вероятность обнаружения здесь новых скрытых рудных тел.

3. Лернадзорский участок (III—IV) расположен на крайнем северо-востоке Каджаранского рудного поля, во вмещающих Мегринский плутон терригенно-осадочных породах даний-палеоцена. Здесь, в зоне Лернадзорского разлома, близмеридионального простирания, наблюдаются мощные площадные изменения вмещающих пород с образованием метасоматитов монокварцитовых и кварц-серицитовых фаций. Многочисленные системы разрывов ориентированы близпараллельно и имеют мощность до первых сотен метров.

Комплексные геохимические аномалии на этом участке проявляются на значительной площади (1,6×0,9 км), хотя уровень концентраций в них сравнительно невысок. В указанных аномалиях II степени, как и ранее, отмечаются небольшие площади более высоких (III и IV) геохимических ступеней. Тут же в зонах развития трещинной тектоники обнаруживается еще одна комплексная аномалия (V).

4. Участок устья р. Пхрут (VI) приурочен к восточному эндоконтакту монзонитового массива с вмещающими его вулканогенно-осадочными породами верхнего мела и палеогена (нижний-средний эоцен). В структурно-тектоническом отношении зона является продолжением Лернадзорского разлома за линией его пересечения с северо-восточными структурами.

Эта зона здесь хорошо прослеживается по гидротермальным изменениям вмещающих пород, а также приуроченностью к ней наиболее

древних в рудном поле дайковых образований диорит-порфиритового состава. Здесь же наблюдаются ориентированные в близширотном направлении маломощные системы разрывных нарушений. Последние хорошо прослеживаются далее на восток, проявляясь метасоматическими зонами различной мощности в пределах терригенно-осадочных пород экзоконтакта.

Геохимическая аномалия I степени на этом участке занимает площадь (1,1 × 0,6 кв. км), на которой наиболее контрастно проявляется свинец. Комплексные аномалии более высоких ступеней выделяются в виде четырех разобщенных участков.

5. Пхрутский участок (VII) расположен между сс. Катнарат и Пхрут. В геологическом строении участка принимают участие породы монцитонитового состава, а также дайковые образования диорит-порфиритового состава. Участок в целом расположен в зоне Лернадзорского разлома и известен как золото-полиметаллическое рудопроявление.

Здесь проявляются две небольшие, но довольно контрастные комплексные аномалии (III геохимическая ступень).

6. Шлоркут-Ширинский (VIII) участок, известный как перспективный на медно-молибденовое оруденение, приурочен к широтной зоне правобережья р. Вохчи на южном фланге Каджаранского месторождения, согласно развитым здесь дайковым поясам крупнопорфировых гранодиорит-порфиров. Параллельно этим поздне-магматическим образованиям наблюдаются зоны интенсивных гидротермальных изменений, захватывающих вышеотмеченные дайковые породы. Отмечаются также пересечения даек жилами и прожилками кварца.

К этим зонам развития дайковых поясов и узлам их пересечения со структурами северо-восточного простирания относятся комплексные аномалии (VIII, IX), слагаемые аномально-повышенными концентрациями *Mo*, *Cu* и *Pb* (I и II геохимические ступени). Более контрастные аномалии в пределах этих площадей образуют небольшие участки.

Шлоркут-Ширинский участок нуждается в проведении поисково-разведочных работ, особенно на площадях восточнее так называемого Шлоркутского месторождения, до среднего течения р. Ширин.

Таким образом, на основании результатов проведенного геолого-структурного и геохимического картирования в пределах Каджаранского рудного поля выделяется ряд новых, перспективных на медно-молибденовое и золото-полиметаллическое оруденение, площадей. На них рекомендуется:

1. Детальное изучение Верхне-давачинского участка, для чего необходимо провести детальную геологическую съемку масштаба 1 : 2000 и разбуривание площади окважинами на глубину до 300 метров.

2. Более детальное изучение отдельных рудоносных участков в пределах Каджаранского рудного поля.

3. Поисковое бурение на Лернадзорском и Пхрутском участках, с целью выявления здесь скрытого на глубине медно-молибденового оруденения.

Заслуживают детального исследования и перспективные площади района высоты Саббет-Кечмас (на южном склоне Мегринского хребта).

а также рудоносные зоны на юге, в пределах Джиндаринского, Личкского и Кармир-карского участков.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 5. V. 1983.

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ, Ա. Ա. ԱՎԱԿՅԱՆ, Թ. Հ. ԱՐԵՎՇԱՏՅԱՆ, Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ,  
Վ. Ե. ՎԱՐՏԱՆԵՍՈՎ, Ս. Պ. ՍԱՐԿԻՍՅԱՆ, Թ. Ն. ՏԱՅԱՆ

ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԳԱՇՏԻ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

### Ամփոփում

Հայնորեն կիրառելով երկրաբանա-ստրուկտուրային և գեոքիմիական ուսումնասիրությունները և հիմնվելով խոշոր մասշտաբի երկրաբանական քարտեզահանման տվյալների վրա, Քաջարանի հանքային դաշտի սահմաններում առանձնացվել են պղինձ-մոլիբդենային և ոսկի-բաղամետաղային հանքայնացման հեռանկարային տեղամասեր:

Ստրուկտուրա-երկրաբանական չափանիշներ են հանդիսանում հիդրոթերմալ մետասոմատիտների տարածման տեղամասերը, հիդրոթերմալ փոփոխված զոնաների և դայկային կոմպլեքսի փոխհամատեղման տեղամասերը և լայնակի ճեղքազորված զոնաների ու մերձմիջօրեական-հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող խզման ստրուկտուրաների փոխարաբերության տեղամասերը: Գեոքիմիական չափանիշներն են անոմալիաների բաղամբադադրիչությունը, բարձր հակամետությունը և ցայտուն արտահայտված զոնալականությունը:

C. A. KARAMIAN, A. A. AVAKIAN, T. H. AREVSHATIAN, M. A. HARUTIUNIAN,  
V. E. VARTANESOV, S. P. SARKISIAN, H. G. MADANIAN, R. N. TAYAN

### ORE CONTENT PROSPECTS OF THE KADJARAN ORE FIELD

#### Abstract

On the basis of large-scale geological mapping with the application of geological-structural and geochemical investigations in the Kadjaran ore field some areas are chosen which are prospective for revealing the hidden ore bodies of copper-molybdenum and gold-polymetallic mineralization.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян А. А., Вартанесов В. Е. О связи статистических геохимических параметров с геолого-структурными факторами локализации оруденения в Каджаранском рудном поле. Тез. докл. семинара «Опыт и метод. геохим. поисков скрыт. рудн. тел». Ереван, 1979.
2. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 6, Изд. АН Арм.ССР, 1976.
3. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений (под ред. Е. М. Кватковского и А. А. Ковалевой), Наука, 1965.
4. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.

УДК: 550.2+550.3

А. И. САВЧЕНКО

## О ВРЕМЕНИ ПОЯВЛЕНИЯ КОСМОГЕННЫХ СТРУКТУР НА ЗЕМЛЕ И ПЛАНЕТАХ

Судя по имеющимся данным, образование самых древних космогенных структур на Земле, на месте которых формировались гнейсовые купола и гнейсовые складчатые овалы, происходило 3,7—3,5 млрд. лет назад. Более древний возраст «морских» круговых впадин на Луне объясняется присутствием в лунных базальтах тонкораспыленного материала, кристаллизовавшегося 4,5—4,6 млрд. лет назад. Формирование земных космогенных структур сопровождалось, как и на других планетах земной группы, образованием реголита—выбросов из взрывных кратеров, превращавшихся в результате диагнеза в тиллиты; наиболее древний возраст их датируется в пределах 3—2 млрд. лет.

Предположения о существовании на Земле космогенных структур высказывались еще на рубеже XIX и XX веков, но тогда к ним относились весьма скептически. Ситуация изменилась лишь в 1920-х годах, когда была доказана импактная («метеоритная») природа Аризонского кратера и было обнаружено еще несколько кратеров меньшего размера, образовавшихся в антропогенное время [3, 4]. На первом этапе изучения рассматриваемых структур главное внимание обращалось на морфоструктурные характеристики (наличие кратера, окруженного валом выброшенных пород) и поиск внутри кратера и в окрестности метеоритного вещества. В зависимости от размеров кратеры подразделялись на ударные (диаметром менее 100 м) и взрывные (свыше 100 м).

В середине XX века было установлено, что на Земле имеются и более древние космогенные структуры—астроблемы, в той или иной степени замаскированные эрозионными процессами и местами перекрытые осадочными отложениями различной мощности. Среди них были только взрывные морфоструктуры (ударные кратеры с течением времени полностью подвергались эрозии), при образовании которых создавались ударные волны от десятков и сотен килобар до нескольких мегабар и температуры до 3—4 тыс. градусов [6]. Теоретически, экспериментально и практически (непосредственно в астроблемах) было доказано, что при таких давлениях и температурах падавшие на Землю космические тела подвергались испарению, а в породах мишени возникали «индикаторы взрыва»—катаклазированные породы, конусы разрушения, планарные элементы в кристаллах, диаплектовые стекла, высокобарические минералы и различные импактиты.

Перечисленные диагностические признаки астроблем надежно устанавливались только петрографическими методами, поэтому с 60-х годов поисками космогенных структур на Земле занялись в основном геологи, владевшие минералого-петрографическими методами исследований. В

результате, к концу 70-х годов, по оценке В. Л. Авдеева и др. [1], количество достоверно выявленных на нашей планете импактных структур увеличилось до 82 (табл. 1), а возраст самой древней из них оказался в пределах 1,9—2,0 млрд. лет (табл. 2).

Таблица 1

Размеры известных астроблем

Диаметр, в км	Количество
0,5	15
0,5—1,0	1
1—2	7
2—4	12
4—8	12
8—16	16
16—32	10
32—64	6
64—128	3

Таблица 2

Возраст известных астроблем

Интервал возраста, млрд. лет	Количество
0—100	21
100—200	10
200—300	5
300—400	4
400—500	3
500—600	3
600—700	2
700—800	1
1700—1800	1
1800—2000	1

Сравнивая эти данные с соответствующими характеристиками Луны и других планет земной группы, на которых наблюдается обратная закономерность—резкое уменьшение количества космогенных структур с приближением к современной эпохе, приходилось предполагать, что минералого-петрографическим методом можно обнаружить лишь крайне незначительное количество астроблем, главным образом, таких, которые образовались в сравнительно недалеком прошлом. В связи с этим, примерно с середины 70-х годов стали предприниматься попытки выявить космогенные структуры с помощью дешифрирования топографических, аэрофото- и космических материалов, путем выделения кольцевых и дугообразных структур на опубликованных региональных и обзорных геологических картах, и путем анализа аномальных магнитных полей на мелкомасштабных картах, что казалось наиболее достоверным<sup>1</sup>.

На этом, можно сказать, третьем этапе количество публикаций по рассматриваемой проблеме заметно увеличилось, однако выделение кольцевых структур нередко носило весьма произвольный характер и поэтому не представлялось мотивированным. Так, в 1978 г. с интервалом в один месяц появились две работы монографического типа—Б. С. Зейлика [8] и В. В. Соколова [20], к каждой из которых прилагалась схематическая карта распространения дугообразных и кольцевых структур территории СССР, «выявленных в аномальном магнитном поле». Первый из авторов показал на своей карте 11 космогенных структур, «в пределах которых установлены явления ударного метаморфизма горных по-

<sup>1</sup> По данным А. И. Дабига и В. В. Федынского [19], геофизические исследования показали: «В больших кольцевых структурах наблюдаются пониженные и пестрые магнитные поля с резко выраженными аномалиями в центральной части кратера. Центральные магнитные аномалии, видимо, обусловлены массой породы, переплавленной во время взрыва и намагниченной в процессе ее застывания земным магнитным полем».

род», а все остальные, число которых из-за неудачного изображения трудно подсчитать, квалифицируются как предположительные. На второй карте, составленной В. В. Соловьевым и В. М. Рыжевой, вообще не показано ни одной космогенной структуры—все они рассматриваются как эндогенные. Но, пожалуй, особенно парадоксальным является то, что местоположение и размеры выделенных на картах структурных форм практически не совпадают!

К середине 70-х годов было также установлено, что на Луне за сравнительно редким исключением импактные кратеры имеют весьма древний возраст, и многие ученые восприняли это как подтверждение теории О. Ю. Шмидта о происхождении планет из «облака диффузной материи». Стало даже общепринятым считать, что в процессе эволюции протопланетного облака «...сначала образовались крупные глыбы, из которых в дальнейшем слагались планеты» [19], а из этого делался вывод, что образование космогенных структур на планетных телах происходило в основном на самых ранних этапах их развития—4,4—3,8 млрд. лет назад [1] и что на Земле, вследствие наличия атмосферы и гидросферы, древние астроблемы были уничтожены эрозией.

Между тем, еще в начале нашего века, Леви и Пюизё, тщательно изучавшие видимую сторону Луны, отмечали, что для самых древних лунных эпох образование кратеров не характерно. Аналогичной точки зрения придерживался А. В. Хабаков [21], хотя писал об этом более осторожно: «...на Луне встречаются фрагменты нагорий и склоны кордильер, сильно нарушенные, раздробленные, на которых почти нет кольцевых гор». Правда, это были еще слабо аргументированные высказывания, но в последние 10—15 лет появились по данному вопросу и более убедительные наблюдательные данные.

Исследование планет земной группы и спутников Юпитера и Сатурна с помощью автоматических аппаратов показало, что образование древних космогенных структур началось лишь тогда, когда, например, на Луне уже была сформирована литосфера, состоящая из *кристаллических магматических пород*, позже перекрытых реголитом явно более молодого возраста. По данным Б. Мюррея [10], на телеснимках Меркурия во многих случаях оказалось видно, что «...образование равнин между кратерами предшествовало формированию большинства больших кратеров, образовавшихся в результате столкновений». Удалось доказать давно подмеченную закономерность, что планеты сталкивались сначала с относительно небольшими космическими телами, в результате которых образовались так называемые доморские кратеры, а позже—с крупными астероидами, являющимися виновниками создания круговых впадин и вызвавшими асимметрию планет земной группы<sup>1</sup>. После этого встречи планет с космическими телами происходили все реже.

Как увидим далее, аналогичная закономерность возникновения космогенных структур зафиксирована и в земной коре, поэтому, прежде

---

<sup>1</sup> По Дж. А. Вуду [5], «Очевидно 4 млрд. лет назад в Солнечной системе возник новый свободный рой планетезималей, что привело к мощной волне кратерообразования на Луне и планетах».

всего, попытаемся установить время столкновений планет с наиболее крупными космическими телами, «ответственными» за образование «морских» впадин, по поводу чего имеются данные как на Луне, так и на Земле.

Известно, что такие впадины на Луне заполнены базальтовыми магматическими породами. Числа «абсолютного» возраста их варьируют в основном от 3,9 до 3,5 (реже до 3,0) млрд. лет, причем, по В. В. Шевченко [22], «...в ряде случаев образцы, взятые в одном и том же месте, различаются по времени кристаллизации на 200—300 млн. лет». Он объясняет это «многофазностью излияний» глубинных расплавов, периодическим «выплескиванием» базальтовой лавы в «морские» впадины. Между тем, более или менее явных морфологических признаков «выплескивания» лав на Луне не наблюдается. Наоборот, имеющиеся данные с большой вероятностью свидетельствуют об одноактных или 2—3-актных процессах заполнения базальтами многих круговых впадин [5], что заставляет искать иную причину «разнобоя» в числах «абсолютного» возраста лунных пород, практически взятых в одной точке.

Найти эту причину не представляет большого труда—на Земле геологам часто приходится сталкиваться с случаями, когда образцы магматических пород, отобранные из одного лавового потока или одного интрузива, давали различные значения «абсолютного» возраста. Так, например, возраст многих штуфов плиоценовых базальтов Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья из коллекции автора был определен аргоновым методом от 30 до 40 млн. лет, а возраст интрузивов, прорывающих фаунистически охарактеризованные верхнемеловые отложения, колебался от 90 до 180 млн. лет. Еще более резкие колебания «абсолютного» возраста дают импактные породы Попигайского кратера, образовавшегося, подобно лунным впадинам, в результате огромного космического взрыва. В. Л. Масайтис и др. [9] приводят следующие значения радиологических определений импактитов: по данным М. Н. Васильевой, возраст «андезитовых порфиров» составляет 28,8 млн. лет; Л. В. Фирсов дал 4 определения «базальтоидов» в пределах 40—46 млн. лет; Л. К. Левский сделал 6 определений импактитов в интервале 29—46 млн. лет, а одна проба из псевдотахилитов показала 242 млн. лет! По геологическим же данным, возраст Попигайского кратера заключен в промежутке времени между концом мела-палеогеном и плиоценом, что в абсолютном исчислении не превышает 28 млн. лет. Поэтому В. Л. Масайтис и его сотрудники вынуждены были принять только минимальные числа радиологических определений возраста импактных пород и пишут: «...имеющиеся данные в целом дают возможность отнести время образования кратера к началу неогена». Максимальное значение «абсолютного» возраста они объяснили тем, что в псевдотахилитах имеются включения пыли и обломков кристаллов пород архея, возраст которых составляет 2 млрд. лет.

Подобных примеров «разнобоя» в абсолютном возрасте земных пород можно привести сколько угодно; при внимательном анализе материалов почти всегда удается установить, что завышенный возраст связан с тем, что расплавы, из которых кристаллизовались породы, «загла-

ывали» то или иное количество изотопов аргона, свинца, стронция и других элементов из более древних образований. Это дает веские основания полагать, что и на Луне расхождения в «абсолютном» возрасте базальтов, заполняющих ту или иную круговую впадину, связаны не столько с периодическим «выплескиванием» магматических расплавов, сколько с тем, что они захватывали различное количество чуждых изотопов. Имеющиеся данные позволяют даже сказать каким путем это происходило.

Известно, что базальтовые лавы обладали низкой вязкостью и заполняли «морские» впадины сравнительно быстро, но они изливались как раз тогда, когда Луна подвергалась наиболее сильной бомбардировке метеоритными телами и на ее поверхность оседало в виде реголита огромное количество выбрасывавшегося при взрывах как дезинтегрированного материала пород древней лунной коры, так и распыленного метеоритного вещества. В таких условиях даже при быстрой кристаллизации базальтовой лавы в ее потоки могло попадать и несомненно попадало то или иное количество древнего вещества, возраст которого оценивается в 4,5—4,6 млрд. лет [14]. Присутствие этого «чуждого» вещества в лунных базальтах естественно отражается на их «абсолютном» возрасте, поэтому мы должны рассматривать радиологические определения времени излияния лав в круговых впадинах Луны критически, с учетом данных, имеющихся на Земле.

О том, что наша планета сталкивалась с крупными астероидами и что эти столкновения были гораздо более катастрофическими для литосферы, чем в случае Луны, автор показал в специальной статье «Глобальная тектоника литосферы—индикатор столкновений Земли с крупными астероидами». Из приведенного в данной статье фактического геологического материала, собранного на всех кристаллических щитах и докембрийских платформах многими сотнями геологов, видно, что катастрофической силы космогенные взрывы происходили на Земле в основном в промежутке 3,3—3,0 млрд. лет, а ранее их не было.

Для суждения о возрасте доморских кратеров, образовавшихся, как известно, до излияния базальтовых лав, на Луне вообще никаких данных не найдено. На Земле, со времени появления гидросферы до столкновений планеты с крупными астероидами включительно, происходило формирование вулканогенно-осадочных образований. Известно также [16, 18], что по мере увеличения мощности этих толщ, весьма интенсивные в то время тепловые потоки и дифференциаты мантии все труднее и труднее могли поступать к поверхности. Накапливаясь под мощным плащом вулканогенно-осадочных толщ, они приводили нижние ярусы последних в квазипластичное состояние, вплоть до явлений гранитизации и образования на сравнительно небольших глубинах зоны анатексиса (рис. 2, сверху). Наличие гранитоидов, повсеместно прорывающих и мигматизирующих архейские слонстые толщи, дает основание также полагать, что такое физико-термическое состояние нижних ярусов вулканогенно-осадочных образований наблюдалось в глобальном масштабе. По-видимому, именно это, а не что-либо другое, с одной стороны обуславливало по-

всеместную мобильность формировавшихся слоистых толщ, с другой — исключало обособление в земной коре жестких массивов или платформ и их антиподов — геосинклинальных областей. Наконец, это же привело к тому, что в бесчисленных куполовидных структурах архея в ядрах повсеместно наблюдается сейчас то или иное количество поднятого к поверхности древнего квазипластичного, реоморфизованного и анатектического материала (рис. 1).

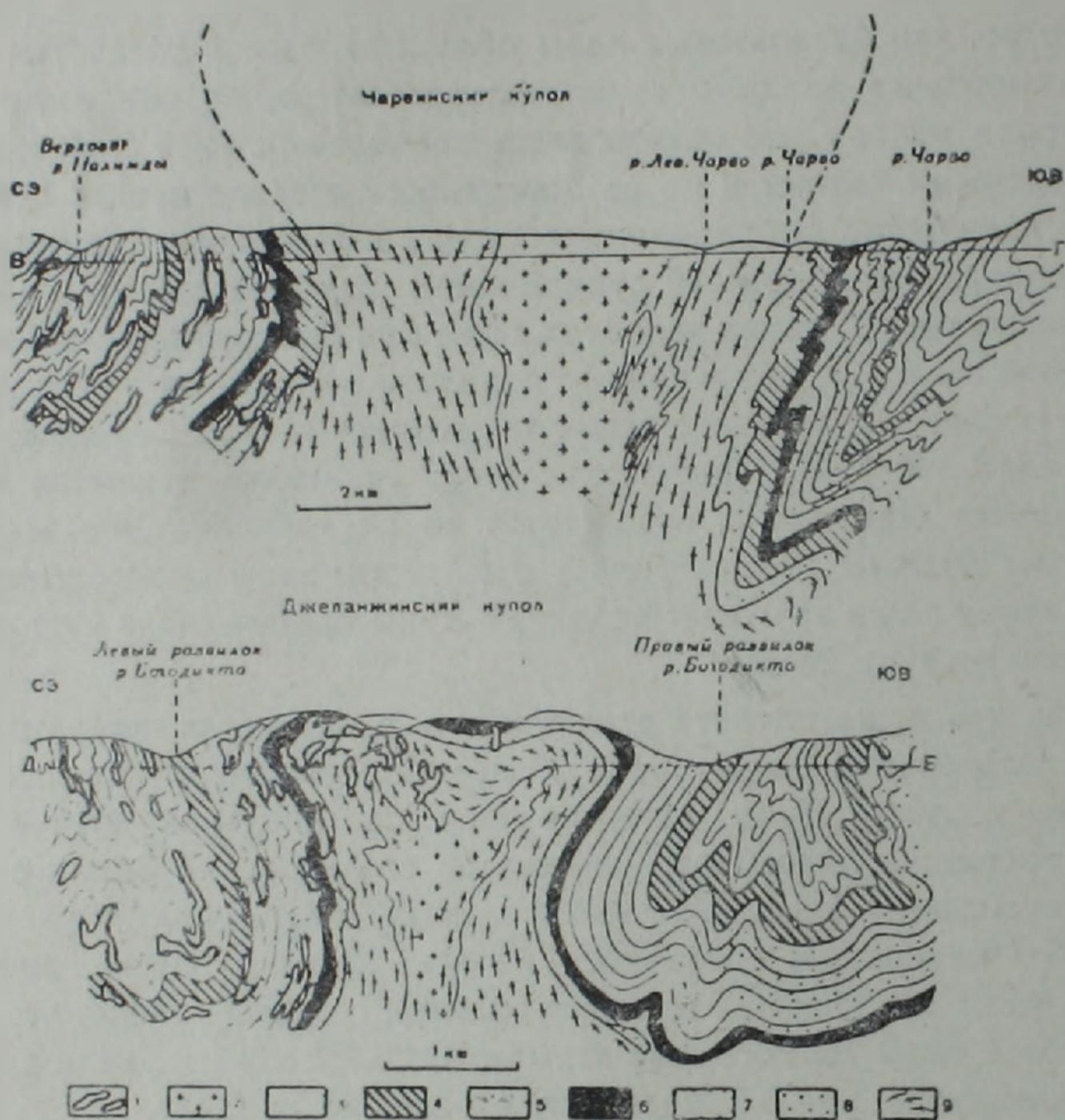


Рис. 1. Гнейсовые окаймленные купола юго-западной части Мамского слюдоносного района (по Л. И. Салопу, 1971): 1—пегматиты; 2—порфиробластические (реоморфические) граниты; 3—5—патомская серия (3—джемкуканская, баракунская и валюхтинская свиты объединенные, 4—марининская свита, 5—баллаганахская свита); 6—8—тепторгинская серия (6—язовская-медвежевская свита, 7—пурпольская свита, 8—когандинская свита); 9—древние (палеопротозойские) гнейсо-граниты, частично мобилизованные в эпипротозое.

Архейские куполовидные структуры, описанные Л. И. Салопом [17] как эндогенные гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола, по общему-диапироподобному строению в принципе ничем не отличаются от известного южноафриканского Вредефортского купола с неинтрузивными гранитоидами в ядре, что дало основание этому исследователю объединить их в группу структур единого типа. Но уже давно доказано, что Вредефортский купол, образовавшийся на месте метеоритного кратера диаметром около 40 км и глубиной почти 12 км, имеет космическое проис-

хождение [4]. Следовательно, есть основания предположить, что «спусковым механизмом» формирования архейских куполов тоже могли быть космогенные факторы. В последнем убеждает и то, что аэрофотоснимки, на которых из-под четвертичного осадочного чехла «просвечивают» гнейсовые куполовидные структуры, во многом напоминают фотографии «материкового» лунного и меркурианского рельефа, космогенная природа которых уже не вызывает сомнений. Аналогичны и округлая форма морфоструктур, и характер наложения их друг на друга, и близкие относительные размеры. Разница лишь в том, что на Луне доморские кольцевые структуры представлены, как иногда пишут, «роями» взрывных кратеров, а на Земле—«стадами» срезанных эрозией гнейсовых куполов. Разница эта тоже легко объяснима. Физико-термическое состояние литосфер нашей планеты и ее спутника в архее было резко отличным, поэтому результаты ударно-взрывных процессов на них проявлялись различным образом.

На Луне, имевшей в то время уже достаточно мощную кору, возникшие кратеры сохранялись в рельефе до тех пор, пока они не разрушались новыми кратерами или не перекрывались выбросами реголита из более молодых кратеров. Лишь при особенно крупных взрывах, в результате которых образовались круговые впадины, сравнительно небольшая часть их была в той или иной степени перекрыта базальтовыми лавами, изливавшимися по космогенным разрывам. На земле, имевшей в архейское время мощный чехол слоистых образований с неглубоко залегающим слоем анатексиса, космогенные кратеры практически не могли сохраняться в неизменном виде. В земных условиях, после выброса из взрывных воронок конуса пород даже в несколько сотен метров, нарушалось равновесие в верхних ярусах вулканогенно-осадочного слоя и создавались благоприятные условия для подъема в кратеры полурасплавленного, мобилизованного в областях ультраметаморфизма и анатексиса более древнего вещества и реометаморфической гранитоидной магмы. В результате, на Земле, на месте космогенных кратеров происходило формирование гнейсовых куполовидных структурных форм (рис. 2).

Изучение последних показало [17, 18], что они служили каналами в земной коре, через которые поступали мощные тепловые потоки и газообразные дифференциаты мантии, что вело к реометаморфизму образующих купол пород. Эти процессы, видимо, полностью уничтожили возникшие в бортах кратеров «индикаторы взрыва», замаскировав космогенную природу гнейсовых куполовидных структур настолько, что у геологов до самого последнего времени не возникало мысли о возможной принадлежности их к астроблемам, «залеченным» эндогенными процессами планеты. В гнейсовых куполах могли сохраниться лишь импактные алмазы, возникавшие при особенно крупных космогенных взрывах, и они уже найдены, но пока только в россыпях, формировавшихся за счет размыва докембрийских кристаллических толщ [7]. Эти находки позволяют выразить уверенность, что в недалеком будущем геологам удастся найти импактные алмазы и непосредственно в породах, слагающих гнейсовые куполовидные структуры.

Как отмечалось, Л. И. Салоп [17] подразделяет последние на две основные группы: гнейсовые купола и гнейсовые складчатые овалы. К первым он относит кольцевые образования диаметром до 80 км, ко вторым—структурные формы высшего порядка, размером от 80 до 400 км и больше. По его данным, овалы в отличие от куполов имеют более сложное строение и, по нашему мнению, их можно охарактеризовать как

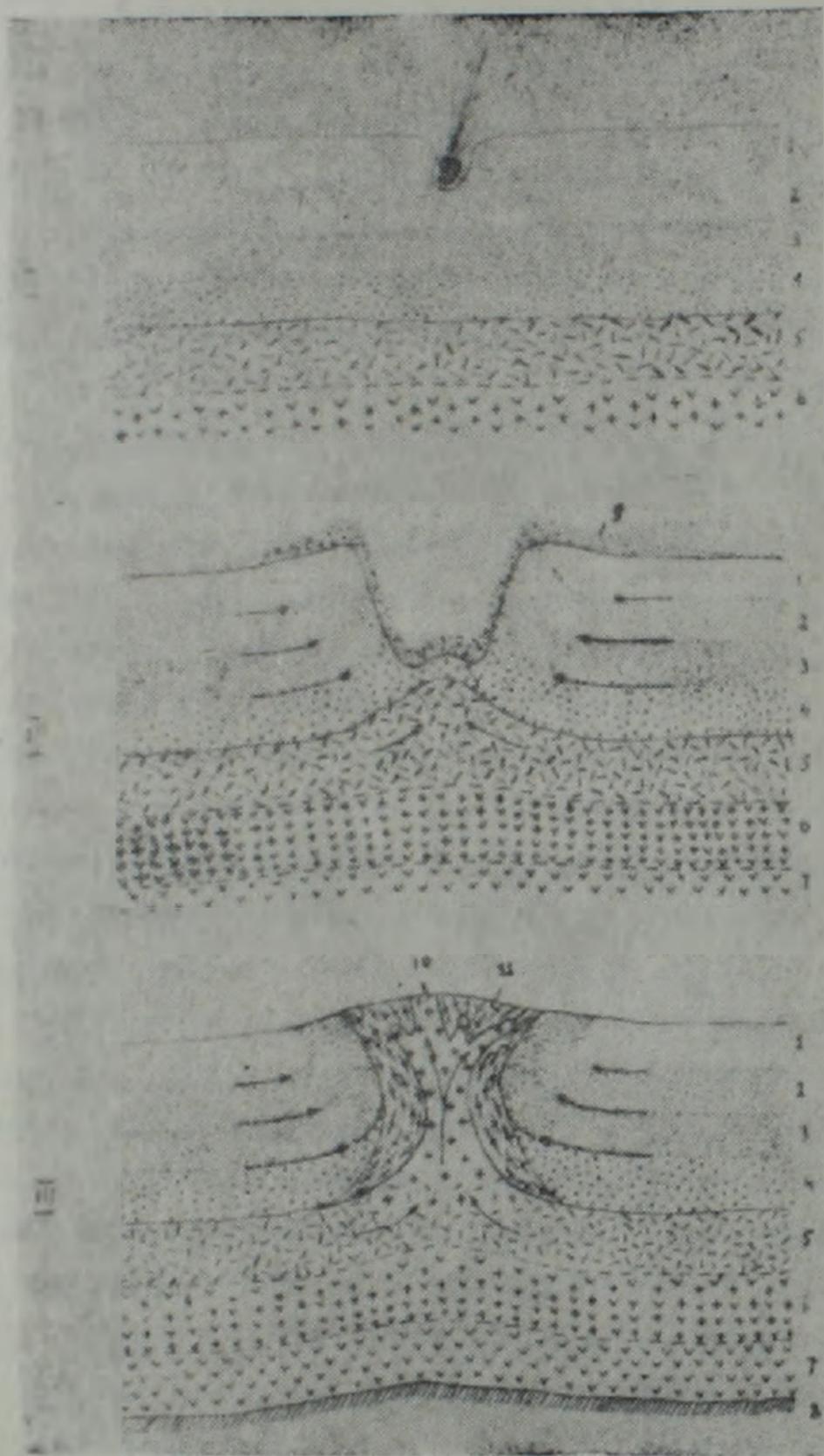


Рис. 2. Схема образования гнейсовых куполов позднеархейского времени, по А. И. Савченко: I—момент удара космического тела, II—возникновение взрывного кратера с центральным поднятием внутри, III—современное состояние гнейсового купола, образовавшегося в результате «залечивания» кратера реоморфическим материалом нижних структурных ярусов «осадочного» слоя и анатектической магмой. 1—приповерхностные слоистые образования (вулканогенно-осадочный покров, подвергавшийся «перепахиванию» на некоторую глубину космическими телами); 2—зона зеленокаменной стадии метаморфизма; 3—зона амфиболитовой стадии метаморфизма; 4—зона ультраметаморфизма; 5—зона анатексиса; 6—7—кристаллический (?) фундамент (6—«базальтовый» и 7—гипербазитовый слой); 8—пластичный слой верхней мантии (архейская астеносфера); 9—аллогенные брекчии космогенных взрывных кратеров (в ископаемом состоянии—тиллиты); 10—реоморфические граниты; 11—реоморфический материал нижних ярусов слоистой оболочки архейской коры.

структуры, состоящие из серии различных по размерам куполов. Это позволяет считать, что «спусковым механизмом» образования складчатых овалов послужило падение на Землю сразу нескольких обломков (глыб), очевидно, распавшегося в атмосфере крупного космического тела. Возникшая подобным путем серия взрывных кратеров, диаметром до нескольких десятков километров, заполнялась квазипластичным материалом и реоморфической магмой почти одновременно (или с небольшими интервалами времени) и теперь, когда геологи наблюдают результаты этих явлений в более или менее эродированном виде, создается впечатление, что овалы образуют уникальные округлые структуры. В последнем убеждает и то, что, например, в структуре, которой Л. И. Салоп приовоил название Верхнеалданского «амебовидного» овала, можно даже установить (по асимметричности отдельных куполов), что обломки космического тела падали на Землю с северо-запада на юго-восток.

Определения радиометрического возраста пород, образующих куполовидные структуры раннего докембрия на Алданском щите, в Южной Африке, Канаде и других архейских геоблоках, свидетельствуют, что они возникли на субстрате, первоначальный региональный метаморфизм и гранитизация которого происходили 3,5—3,7 млрд. лет назад или очень немногим ранее. Установлено также, что гнейсовые купола и овалы раннего докембрия несогласно перекрыты постсаамскими образованиями, а внутри досаамских вулканогенно-осадочных толщ никаких видимых несогласий не наблюдается [16, 18]. Это убедительно свидетельствует, что возникновение куполовидных структур на Земле началось только в самом конце формирования досаамских слоистых образований. В этом убеждает и то, что гнейсовые купола и овалы являются структурами неглубокого заложения; в их строении практически нигде не участвуют породы «базальтового» слоя, который в досаамскую эпоху, по-видимому, нигде не залегал глубже 10—15 км.

И сказанного видно, что малые космические тела, на Земле сыгравшие роль «спусковых механизмов» образования докембрийских купольных структур, а на остальных планетах земной группы, создавших доморские кратеры, появились в Солнечной системе не ранее, чем за 3—4 сотни миллионов лет до саамского катастрофизма на земном шаре, проявлявшегося 3,3—3,0 млрд. лет назад [16]. Следовательно, малые космические тела не могут быть остатком допланетного «роя диффузной материи» — они наверняка являются продуктом нестационарных явлений в Солнечной системе, на что неоднократно указывал В. А. Амбарцумян [2, 13].

Сделанный нами краткий обзор современного состояния проблемы космогенных структур на Земле будет более полным, если мы остановимся еще на одном вопросе. Как известно, формирование импактных кратеров на Луне сопровождалось накоплением реголита — выбросов из этих кратеров. Позже отложения аналогичного типа были установлены на Марсе и его спутниках — Фобосе и Деймосе, а, судя по наличию лучевых кратеров на Меркурии и некоторых спутниках Юпитера, они имеются и на других планетных телах. Это убедительно показывает, что космоген-

ный реголит должен быть и на Земле и, если его до сих пор не находили, то только потому что принимали за какие-либо иные образования, например, за древние «морены»—тиллиты. Дело в том, что ледниковое происхождение многих из них в прошлом уже неоднократно оспаривалось [12, 15], а дю Тойт, характеризуя свиту Двайка, принимавшуюся за «классические древние морены», писал [21, стр. 213]: «В течение длительного времени она была камнем преткновения для геологов, называвших ее то трапповым конгломератом, то глинистым порфиром; одни принимали ее за осадочное, другие—за вулканическое образование». Примерно таким же образом рассматривались геологами и породы Попигайского кратера [9], пока не была доказана их импактная природа.

Гипотеза о космическом генезисе тиллитов впервые была выдвинута автором в научно-популярной статье [15], в которой отмечалось, что на Земле в архее, протерозое и еще на протяжении какого-то более близкого к нам времени климат был настолько теплым, что по крайней мере до начала палеозоя материковых оледенений на земном шаре не могло быть. Сейчас же к сказанному в той статье можно добавить: исследованиями Энштейна и Нота [11] определено изотопным методом (по соотношению изотопов кислорода  $O^{16}$  и  $O^{18}$  в породах различного возраста), что 3,0 млрд. лет назад среднегодовая температура поверхности Земли составляла  $+70^{\circ}C$ , 1,8 млрд. лет  $+35^{\circ}C$ , 230 млн. лет  $+20^{\circ}C$ , затем быстро поднялась (в начале триаса) до  $35-40^{\circ}C$  и снова начала понижаться<sup>1</sup>. В наше время среднегодовая температура на Земле составляет  $14,8^{\circ}C$ , а в период четвертичных оледенений опускалась еще ниже. Это фактические наблюдательные данные и они свидетельствуют, что материковых оледенений на земном шаре не могло быть до конца мезозоя.

Для тиллитов, как известно, характерны обломки «чуждых» пород, «валуны с ледниковой штриховкой» и «утюгообразной» формы, а также наблюдаемое местами налегание тиллитов на так называемые «ледниковые мостовые». Однако все эти признаки могут свидетельствовать и о космогенной природе рассматриваемых пород. В этом случае «чуждые» породы—это не принесенные издалека «валуны морен», а выброшенные из крупных кратеров обломки кристаллического фундамента того места, где произошло падение космического тела. Валуны с ледниковой штриховкой—отнюдь не следы движения ледника, а зеркала скольжения, возникавшие в крепких породах при образовании кратеров. Как показало детальное изучение Попигайского кратера [9], в его ареале—в зоне шириной 10—15 км—наблюдаются многочисленные центробежные надвиги, по которым отдельные пакеты (чешуи) горных пород перемещались в момент взрыва на несколько километров. По поверхностям космогенных надвигов породы могли штриховаться еще более интенсивно, чем при движении четвертичных ледников, что и наблюдается на многих валунах тиллитов. «Ледниковые мостовые», перекрытые тиллитами,—это автохтонные поверхности надвигов с бороздами скольжения (космо-

---

<sup>1</sup> Такой «температурный феномен» на фоне закономерно наблюдающегося остывания земной поверхности можно объяснить лишь огромным взрывом, возникшим при падении на Землю крупного космического тела.

генными шрамами), обнажавшиеся внутри и по бортам кратера в момент взрыва, а затем перекрытые поднятыми в воздух обломками пород различной величины—аллогенными брекчиями. Убедительным подтверждением сказанного могут служить, например, четыре «ледниковых ложа» и четыре тиллитных горизонта в «ледниковых валунных образованиях» мощностью всего 5—5,6 м, которые описаны Кейделем и Харрингтоном в каменноугольных отложениях Западной Аргентины. Академик Д. В. Наливкин [12] эти «наблюдения» охарактеризовал так: «...Денбар совершенно справедливо указал, что подобное четырехкратное повторение никогда не наблюдалось ни при каком оледенении и фактически невозможно». К его словам следует лишь добавить, что аллогенные брекчии в космогенных кратерах могли перекрывать не только четыре поверхности надвигов, покрытых параллельной штриховкой, но и большее их количество. Наконец, весьма вероятно и то, что встречающиеся в тиллитах глыбы конусовидной («утюгообразной») формы при детальном изучении окажутся обломками конусов разрушения в доломитах, кварцитах и других крепких породах; в тиллитах могут быть обнаружены и другие «индикаторы взрыва» до импактных алмазов включительно.

Анализируя стратиграфическое положение тиллитов в докембрийских отложениях Южной Африки, А. дю Тойт [21], принимавший их за «ледниковые» образования, пришел к выводу, что они указывают на продолжительные «ледниковые антракты», особенно в интервале от 3 до 2 млрд. лет. Тиллиты встречаются в том или ином количестве и в более молодых отложениях, до верхнепалеозойских включительно, а в слоистых толщах архея, датируемых более, чем 3,5—3,7 млрд. лет, они никем не описаны.

Учитывая сказанное, приходится прийти к единственному выводу: брекчиевидные породы, за счет которых сформировались тиллиты,—это выбросы из космогенных взрывных кратеров. Анализ стратиграфического положения их в слоистых толщах позволяет судить не о «ледниковых антрактах» в прошлые эпохи, а о времени, месте и относительной частоте падений на Землю более или менее крупных космических тел.

Ленинградский горный институт  
им. Г. В. Плеханова

Поступила 8. IV. 1982.

Ա. Ի. ՍԱՎՋԵՆԿՈ

ԵՐԿՐԻ ԵՎ ՄՈՆՈՐԱԿՆԵՐԻ ՎՐԱ ՏԻԵԶԵՐԱԾԻՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ  
ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ամփոփում

Գոյութիւն ունեցող տվյալներից ելնելով, Երկրագնդի վրա ամենահին տիեզերածին ստրուկտուրաների առաջացումը, որոնց տեղում ձևավորվել են գնեյսային գմբեթներն ու գնեյսային ծալքավոր ձվածիրներ, ս.եղի է ունեցել 3,7—3,5 մլրդ տարի առաջ, իսկ վրա «ծովային» շրջանաձև իջվածքների առաջին հին հասակը բացատրվում է լուսնային բազալտներում մանր փոշիա-

ցած նյութի առկայութեամբ, որը բյուրեղացել է 4,5—4,6 մլրդ տարի առաջ: Երկրային, ինչպես նաև երկրային խմբի այլ մոլորակների տիեզերածին ստրուկտուրաների ձևավորումն ուղեկցվել է ռեզոլիտի՝ պայթման խառնարանների արտանետվածքների առաջացմամբ, որը հետագայում դիագենեզի հետևանքով վերածվել է տիլլիտի. սրանց առավել հին հասակը թվագրվում է 3—2 մլրդ տարի:

A. I. SAVCHENKO

## ON THE TIME OF APPEARANCE OF COSMOGENIC STRUCTURES ON THE EARTH AND PLANETS

### Abstract

Proceeding from the data available, the oldest cosmogenic structures on the Earth, in the place of which gneiss domes and gneiss folded ovals were formed, had been generated 3,7—3,5 bln. years ago. An older age of circular „marine“ troughs on the Moon is accounted for by the presence in lunar basalts of finely dispersed matter crystallized 4,5—4,6 bln. years ago. The generation of terrestrial cosmogenic structures was accompanied, similar to other planets of the Earth group, by formation of regolith-explosion crater outbursts which after diagenesis were transformed into tillites, the oldest ones being dated within 3—2 bln. years.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авдеев В. А., Кац Я. Г., Фельдман В. И. Следы метеоритных кратеров на поверхности планет. «Природа», № 4, 1979.
2. Амбарцумян В. А., Козьютинский В. В. Революция в современной астрономии. «Природа», № 4, 1970.
3. Вегенер А. Происхождение Луны и ее кратеров. М., 1923.
4. Взрывные кратеры на Земле и планетах. «Мир», М., 1968.
5. Вуд Дж. А. Луна. В кн.: «Солнечная система». «Мир», М., 1978.
6. Дабига А. И., Федынский В. В. «Звездные раны» Земли и их диагностика геофизическими методами. «Земля и Вселенная», № 3, 1975.
7. Еременко Г. К., Витриченко Э. А., Полканов Ю. А. Космогенное вещество в россыпях. В кн.: «IV Всес. совещ. по геологии россыпей». Киев, 1973.
8. Зейлик Б. С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. ВИЭМС, М., 1978.
9. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. «Наука», М., 1976.
10. Мюррей Б. Меркурий. В кн.: «Солнечная система». «Мир», 1978.
11. Мухин Ю. В. К вопросу о палеотемпературах земной поверхности. ДАН СССР, т. 238, № 1, 1978.
12. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II. Изд. АН СССР, М., 1969.
13. Проблемы современной космогонии. «Наука», М., 1969, 1972.

14. Рускол Е. Л. Происхождение Луны. «Наука», М., 1975.
15. Савченко А. И. О чем свидетельствуют тиллиты? «Наука и жизнь», № 2, 1975.
16. Савченко А. И. Глобальная тектоника литосферы—индикатор столкновений Земли с крупными астероидами. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIII, № 4, 1980.
17. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. Бюлл. МОИП, отдел геологии, № 4, 1971.
18. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. «Недра», Л., 1973.
19. Симоненко А. И. Астероиды вчера и сегодня. «Земля и Вселенная», № 6, 1980.
20. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. ВСЕГЕИ, Л., 1978.
21. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. ИЛ, М., 1957.
22. Хабаков А. В. Характерные особенности рельефа Луны. Основные проблемы генезиса и последовательности развития лунных формаций. В кн.: «Луна», «Физматгиз», М., 1960.
23. Шевченко В. В. Луна: 15 лет космических исследований. «Земля и Вселенная», № 3, 1975.

УДК 550.837.218

В. Б. ГАМОЯН, Ф. С. УНУСЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДОМ  
БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ НА ЗОДСКОМ КВАРЦ-  
СУЛЬФИДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Стационарными исследованиями установлено наличие интенсивных квазистационарных электрических помех (блуждающие электрические токи), распространяющихся в земле от электрифицированных узкоколейных железнодорожных линий рудника Зодского месторождения. Оценена область распространения полей этих токов и определена возможность применения метода блуждающих токов (БТ) на флангах месторождения.

Представлены результаты полевых исследований по изучению характера изменения блуждающих токов во времени, по выявлению и прослеживанию зон измененных руденосных пород.

В пределах рудного поля Зодского месторождения находится массив перидотитов с подчиненными ему участками дунитов, пироксенитов и габбро. Рудные зоны месторождения приурочены к тектоническим разломам и распространяются среди пород габбро, перидотитов и серпентинитов.

Мощность отдельных рудных зон, представленных гидротермально измененными породами, колеблется в пределах 10—50 м. Они часто разветвляются и переплетаются, образуя сложные формы. В них выделяются линейно-вытянутые тела большой протяженности [3].

Рудные зоны хорошо отличаются от окружающих пород по удельному электрическому сопротивлению. Продольное удельное сопротивление рудных зон составляет  $20 \div 60 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , удельное сопротивление габбро—  $500 \div 2000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Установлена также четкая дифференциация пород габбро от перидотитов по магнитной восприимчивости. Средняя восприимчивость габбро составляет  $33 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$ , перидотитов—  $37 \cdot 10^{-3} \text{ CGSM}$  [1].

Такая дифференциация рудных зон и окружающих пород служит серьезной предпосылкой постановки методов БТ и магниторазведки.

Важную роль в применении метода БТ имеют также интенсивность и характер изменения блуждающих токов во времени.

С целью изучения интенсивности, продолжительности и определения области распространения блуждающих токов на Зодском месторождении в 1971, 1977 и 1981 годах нами были проведены стационарные и маршрутные полевые наблюдения. Стационарные наблюдения в течение августа выполнялись в трех пунктах, расположенных на центральном, восточном и юго-западном участках. Маршрутные наблюдения выполнялись по двум взаимно перпендикулярным профилям, траассирующим месторождение с юга на север и с востока на запад.

В результате на довольно большой территории месторождения установлено наличие интенсивных блуждающих токов с импульсным характером изменения (рис. 1). Продолжительность импульсов составляет  $0,2 \div 10$  сек. Величина общего вектора напряженности поля на пункте стационарных наблюдений, расположенном на расстоянии 1 км от источников поля (транспортные горные выработки), достигает  $10$  мВ/м. На

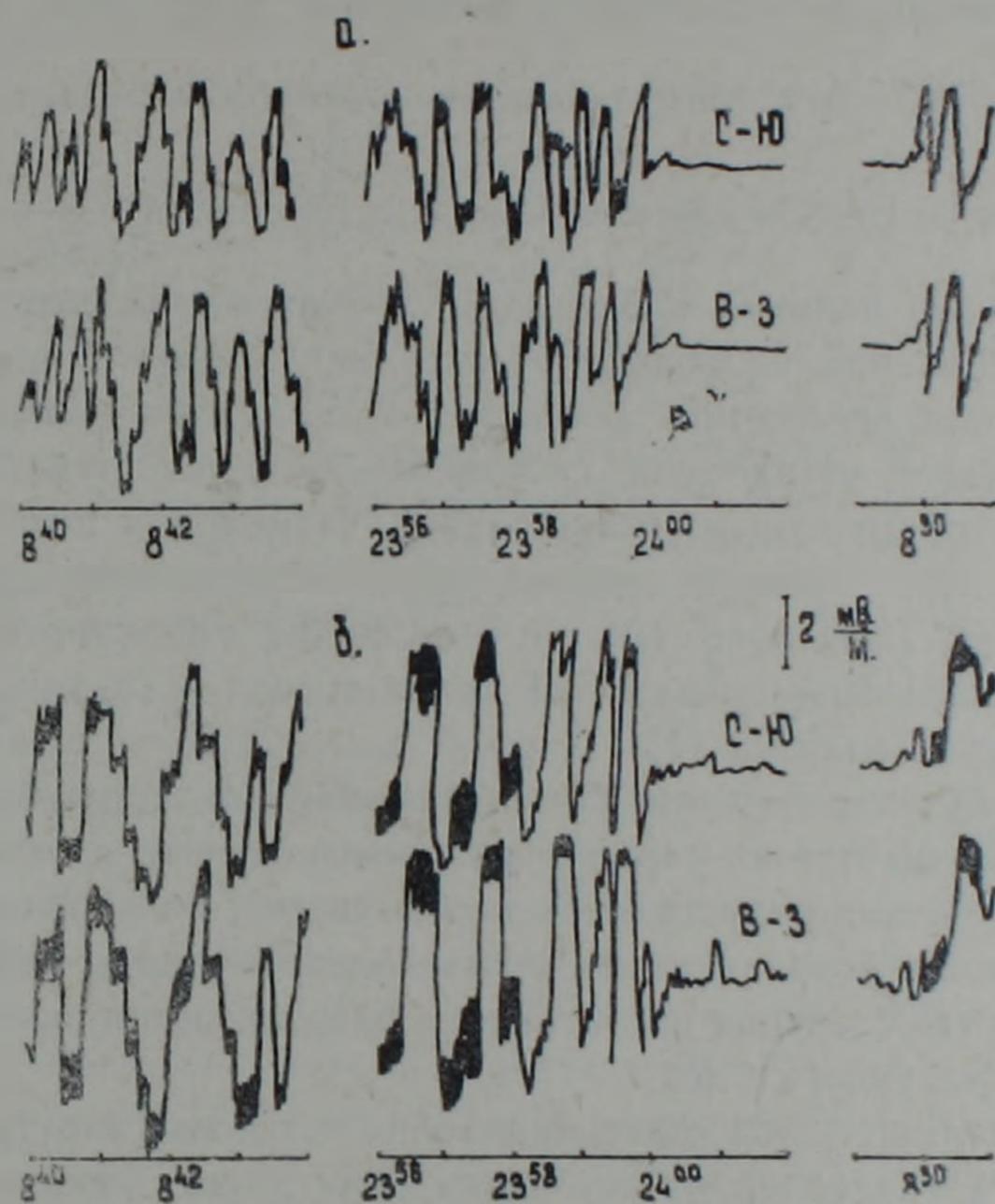


Рис. 1. Осциллографические записи изменения разностей потенциалов блуждающих токов, регистрируемые на Южном участке Зодского месторождения в 1971 (а) и 1981 (б) годах при помощи двух взаимно перпендикулярных установок, ориентированных в направлениях С-Ю и В-З.

месторождении блуждающие токи обычно наблюдаются с  $8^{30}$  до  $24^{00}$  в течение шестидневной рабочей недели. Наблюдается повышение фона и расширение области распространения рассмотренных полей в 1981 году по сравнению с 1971 г. На пункте стационарных наблюдений величина общего вектора напряженности поля в 1971 году достигала  $6,5$  мВ/м, в 1981 году— $9,2$  мВ/м. На западном фланге месторождения блуждающие токи с величиной общего вектора напряженности  $0,1$  мВ/м в 1971 году наблюдались на расстоянии  $4,8$  км от источника поля, в 1981 году— $6,6$  км.

При описанных квазистационарных электрических помехах крайне затрудняется применение традиционных электроразведочных методов в рабочие часы горнопромышленных предприятий месторождения. Их можно применять лишь в ночные часы и по воскресным дням. Вместе с этим имеются широкие возможности использования полей БТ с целью геологической разведки.

Для уточнения возможности метода БТ, разработки рациональной методики полевых работ, а также оценки перспективности Южного участка месторождения в 1978—1979 годах проводили исследования на площади в  $1 \text{ км}^2$  с сетью наблюдений  $50 \times 10 \text{ м}^2$ .

Как показано на рис. 1, изменение блуждающих токов во времени носит случайный характер. Ввиду этого удобными параметрами изучения их полей выбраны отношение изменений разностей потенциалов  $\left(\frac{\delta \Delta U_n}{\delta \Delta U_b} = \Delta \Psi\right)$ , регистрируемых на полевом и базисном пунктах одновременно, и отношение изменений потенциалов  $\left(\frac{\delta U_n}{\delta U_b} = \Psi\right)$ , регистрируемых на полевой и базисной точках одновременно по отношению к бесконечно удаленной от источника поля точке.

Регистрация изменения разностей потенциалов производится четырехэлектродной установкой, состоящей из полевой ( $M_n, N_n$ ) и базисной ( $M_b, N_b$ ) градиентных подустановок. Изменения потенциалов регистрируются при помощи трехэлектродной установки, состоящей из полевого ( $M_n$ ), базисного ( $M_b$ ) и бесконечно удаленного ( $N_\infty$ ) электродов. Рассмотренные установки применяются в «потенциальном» и «градиентном» вариантах [1].

При четырехэлектродном «потенциальном» варианте базисная подустановка помещается на заранее выбранном пункте и оставляется неподвижной. Полевая подустановка перемещается по профилю наблюдений. Особенность «градиентной» четырехэлектродной установки заключается в том, что базисная подустановка располагается рядом с полевой и перемещается вместе с ней.

При трехэлектродной «потенциальной» установке электрод  $N_\infty$  располагается на удаленной от источника поля точке, базисный электрод устанавливается на заранее выбранной точке в поле блуждающих токов, полевой электрод перемещается по профилю наблюдений. При «градиентном» варианте этой установки вместе с полевым перемещается и базисный электрод.

Каждый из рассмотренных способов удобен для конкретных условий при решении конкретных геологоразведочных задач. «Потенциальный» способ удобно применять на удаленных от источников участках, «градиентный» — на близрасположенных от источников участках. Трехэлектродные установки удобны при мелкомасштабных работах, четырехэлектродные — при детальной разведке [1].

Зодское месторождение открыто многочисленными горизонтальными выработками. Однако в период проведения полевых наблюдений электрифицированные узкоколейные железнодорожные линии находились в рабочем состоянии лишь в трех штольнях, расположенных друг над другом и пересекающих одни и те же рудные тела. Указанные штольни расположены на расстоянии  $1 \div 2 \text{ км}$  Южного участка, где проводились геофизические работы. Исходя из этого, с целью выявления и прослеживания хорошо проводящих рудных зон, на «Южном участке месторождения применяли четырехэлектродную «потенциальную» установку.

Регистрацию изменения разностей потенциалов блуждающих токов производили осциллографической записью с предварительным усилением сигнала. Применяли электроразведочную станцию ВП-59. Полевые наблюдения и обработку результатов проводили согласно [1].

На рис. 2 представлена карта кривых  $\Delta\psi$ , полученных на «Южном» участке месторождения. Участок представлен породами габбро, аллювиально-делювиальными отложениями. Выделяются рудные тела 28 и

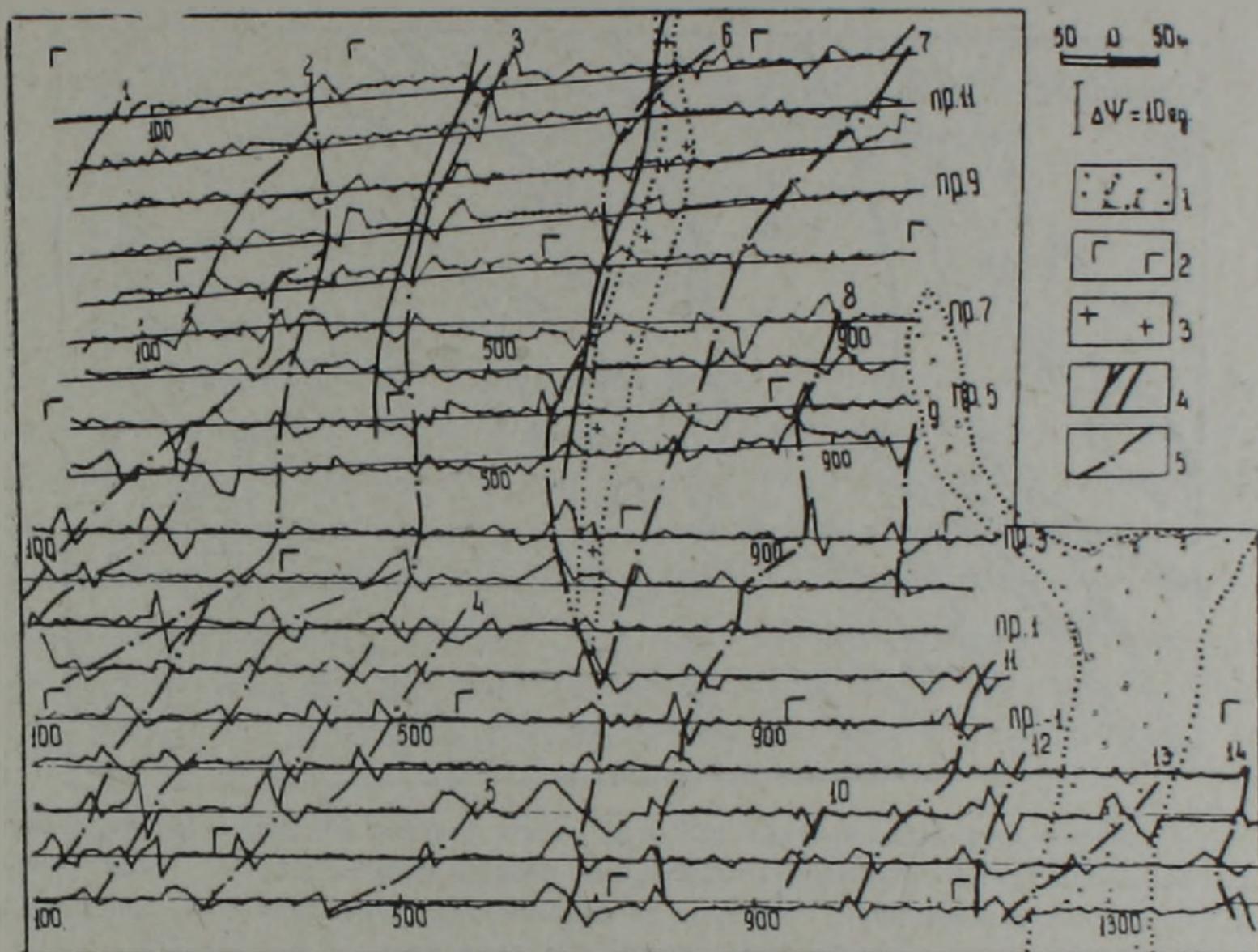


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и кривые  $\Delta\psi$ , полученные на Южном участке Зодского месторождения. 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—габбро; 3—кварц-порфировая дайка; 4—рудные тела; 5—оси аномалий  $\Delta\psi$ .

40 и кварц-порфировая дайка, имеющие субмеридиональное простирание. Мощность наносов, по данным геологоразведочных работ, составляет 0÷8 м. В пределах пород габбро кривые характеризуются выдержанными значениями  $\Delta\psi = 0,5 \div 1,5$  единиц. Над известными рудными телами выделяются аномалии блуждающих токов. Аномалии характеризуются интенсивным изменением градиента потенциала с экстремальными значениями до 10÷15 единиц над контактами и пересечением кривой с горизонтальной осью системы координат над центральной частью рудного тела.

На карте кривых  $\Delta\psi$  выделяются 14 (1, 2, 3, ..., 14) аномальных зон субмеридионального и юго-западного простираний. Аномальные зоны 2 и 3 на юго-западной части участка разветвляются, образуя сложную сеть аномальных подзон. Аномалии на местах разветвлений зон имеют более высокую интенсивность и большие размеры. Такое распределение поля

БТ объясняется столбообразным скоплением сульфидной минерализации на местах разветвлений рудных тел [2].

Северные продолжения аномальных зон 3 и 6 совпадают с известными по геологической разведке рудными телами 28 и 40 соответственно. Предполагается, что все остальные аномальные зоны, связанные с неизвестными «слепыми» зонами измененных пород с высокой продольной проводимостью.

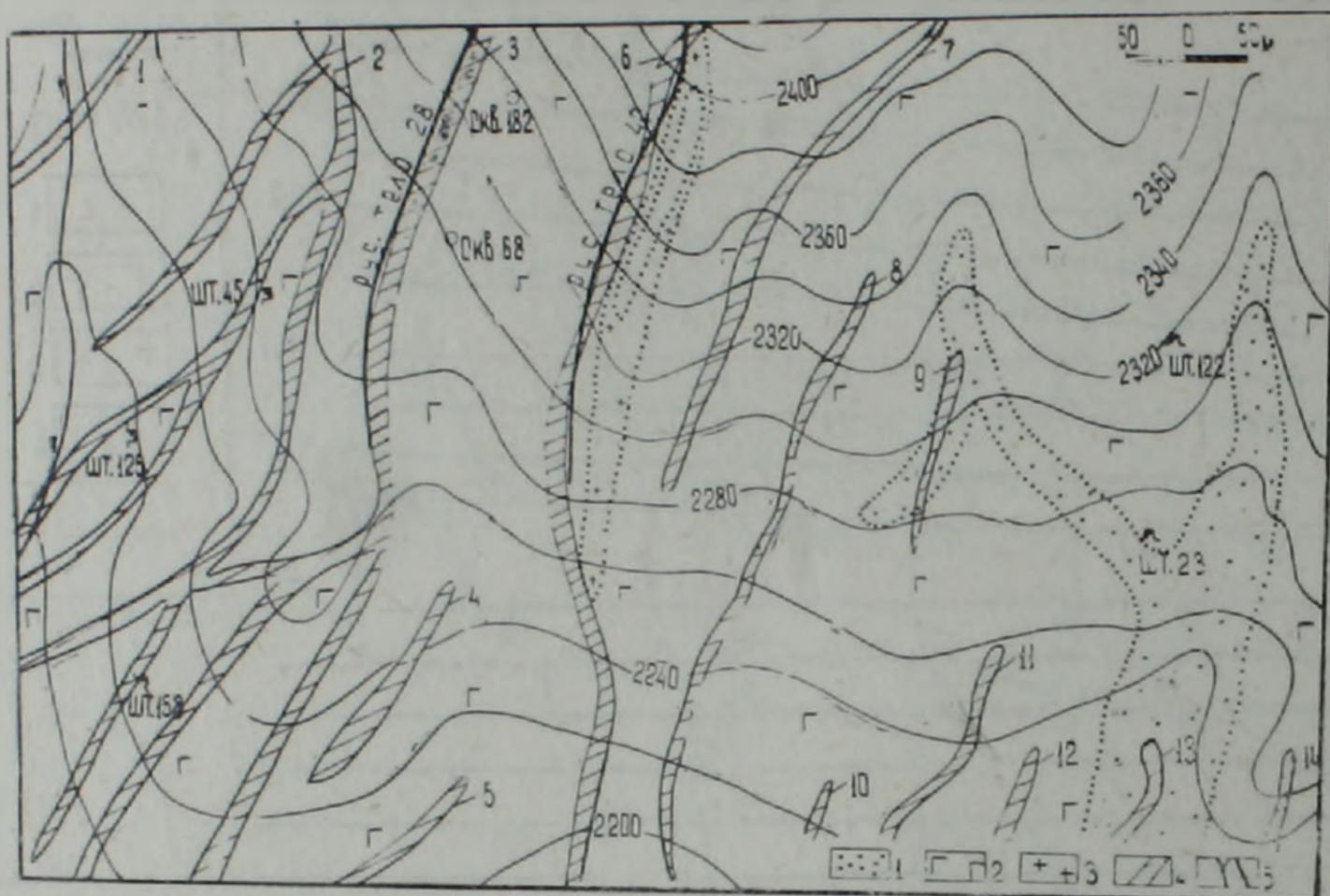


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Южного участка Зодского месторождения с расположением предполагаемых рудных зон по результатам метода БТ. 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—габбро; 3—кварц-порфировая дайка; 4—предполагаемые рудные зоны; 5—рудные тела.

С целью определения степени подобия аномалий, связанных с рудными телами и с предполагаемыми хорошопроводящими зонами, проведен статистический анализ. В результате установлено: радиус корреляции аномалий составляет  $0,94 \div 0,97$ ; коэффициент корреляции— $0,93 \div 0,98$ ; среднеквадратичная ошибка коэффициента корреляции— $0,013 \div 0,019$ .

Четкое совпадение аномалий указывает на достоверность сделанного предположения.

Рисунок 3 изображает геологическую карту южного фланга месторождения с расположением предполагаемых рудных зон по данным метода БТ. На карте выделяются 14 предполагаемых рудных зон субмеридионального (зоны 6, 8, 9, 10, 12, 14) и юго-западного (зоны 1, 2, 3, 4, 5, 7, 11, 13) простираний.

Полученные результаты указывают на эффективность применения метода БТ на флангах Зодского месторождения с целью выявления и прослеживания рудоносных зон с высокой продольной проводимостью. На основе геофизических данных сделано предположение о перспективности изучаемого участка и рекомендовано проведение геологической

разведки на местах выявленных аномалий. В результате были вскрыты перопективные на полезный компонент рудные тела.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 12. III. 1982.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ, Ֆ. Ս. ՈՒՆՈՒՍՅԱՆ

ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴՈՎ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ  
ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ ԶՈՂԻ ՔՎԱՐՑ-ՍՈՒԼՖԻԴԱՅԻՆ  
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ամփոփում

Ստացիոնար դիտարկումների օգնությամբ հաստատված է Զոդի հանքավայրում էլեկտրիֆիկացված նեղգիծ երկաթուղիներից առաջացած ինտենսիվ քվազիհաստատուն էլեկտրական խանգարումների (թափառող հոսանքների) առկայությունը: Գնահատված է այդ հոսանքների տարածման շրջանը և որոշված են հանքավայրում թափառող հոսանքների մեթոդի կիրառման հնարավորությունները: Ներկայացված են թափառող հոսանքների բնույթն արտահայտող օսցիլոգրաֆային գրանցումներ, ինչպես նաև Զոդի հանքավայրի հարավային տեղամասի երկրաֆիզիկական և երկրաբանական քարտեզները:

V. B. GAMOYAN, F. S. UNUSIAN

THE RESULTS OF RESEARCHES BY STRAY CURRENTS  
METHOD IN THE ZOD QUARTZ-SULPHIDE DEPOSIT

Abstract

The presence of intensive quasi-stationary electric hindrances (stray currents) originated from electrified narrow-gauge lines in the Zod mine is ascertained by stationary researches. These currents spreading region is estimated and stray currents method applicability is determined in the flanks of deposit.

The oscillographic records expressing the stray currents type as well as the geophysical and geological maps of the Zod mine „Southern“ part are presented.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1980.
2. Геология Армянской ССР. Том VI. «Металлические полезные ископаемые». Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1967.

УДК: 550.4 : 551.3

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. А. МИТОЯН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ СВИТЫ В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ  
ИХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Октемберянский прогиб, расположенный в юго-западной части Ара-ратской депрессии, характеризуется развитием мощных молассоидных образований октемберянской свиты. Образование ее связывается с орогенным этапом развития Малого Кавказа — верхним палеогеном. Тектонический фактор при этом явился основным фактором, контролирующим поведение химических элементов в отложениях этой свиты. Расчлененный рельеф области, большие скорости прогибания бассейна седиментации, быстрота сноса обломочного материала оказали влияние на характере распределения химических элементов и слабо выраженных гипергенных процессах.

Данные химического анализа (табл. 1) основных породообразующих элементов показывают следующее: алюминий в сравнении с кремнием в песчаниках содержится в относительно большем количестве, чем в глинах, поскольку эти элементы отличаются различным геохимическим поведением в зоне гипергенеза. В бассейн седиментации поступали продукты разрушения пород основного и среднего состава [4].

Основным породообразующим глинистым минералом в глинах октемберянской свиты является монтмориллонит, свидетельствующий о незначительном выносе кремния из зоны выветривания. Расчлененность рельефа снижала интенсивность химического разложения монтмориллонита, т. е. зональное преобразование глинистых минералов прерывается в монтмориллонитовой стадии.

В распределении железа по типам пород хорошо проявляется закономерность для современных [13] и палеоводоемов [7] — количество железа возрастает от песчаников к глинам. В глинистых минералах свиты трехвалентное железо замещало алюминий, что и связывается с уменьшением содержания алюминия и повышением железа.

Данные (табл. 1) содержания  $TiO_2$  показывают повышенное значение в песчаниках и низкое — в глинах. Песчаники октемберянской свиты характеризуются полимиктовым составом, содержащим высокий процент неустойчивых минералов, с чем связано высокое содержание в них отдельных химических элементов [4]. При слабом выветривании титансодержащие минералы (ильменит, рутил, титаномагнетит) не разрушаются или разрушаются незначительно, обогащая песчаники титаном.

Характер распределения калия и натрия по типам пород выявляет сходство. Отношение  $K_2O/Na_2O$  (табл. 1) уменьшается от глин к песчаникам. Натрий, будучи менее стойким, чем калий, мигрирует в виде растворов. Поэтому в речных водах содержание натрия выше, чем калия [9].

Геохимические особенности этих элементов позволяют использовать отношение  $K_2O/Na_2O$  как показатель зрелости или ювенильности осадочных пород [12, 15]. В изверженных породах оно в среднем равно единице [3].

Величина отношения  $Al_2O_3/Na_2O$  Петиджоном названа «коэффициентом зрелости осадков». Высокие значения этого коэффициента свидетельствуют о глубоких преобразованиях материнских пород. Величина отношения  $Al_2O_3/Na_2O$  в отложениях октябрьской свиты аналогична отношению  $K_2O/Na_2O$ .

Кальций и марганец преимущественно концентрируются в карбонатных породах свиты. Кальций не адсорбируется глинистыми минералами и в форме истинных растворов мигрирует в речных водах. Геохимическое поведение марганца аналогично поведению кальция. В гумидных условиях он мигрирует также легко и отлагается в относительно глубоководных частях бассейна. В отложениях свиты количество марганца постепенно повышается от песчаников к глинам, затем к карбонатным породам.

Изучение распределения марганца среди компонентов ряда североатлантических глубоководных осадков [16] показало, что основная масса железа в море находится в виде взвеси, а марганца — преимущественно в растворах. Различие в геохимической подвижности железа и марганца сказалось в характере их распределения в октябрьской свите.

Отложения октябрьской свиты в целом отличаются пониженным содержанием бора. По данным исследователей [5, 8], низкое содержание бора в глинах характерно для опресненных морских бассейнов. Немаловажна также роль тектонического фактора — большие скорости прогибания седиментационного бассейна затрудняют контакт отложений с наддонными водами бассейна. Однако, содержание галлия высокое (табл. 2), что также связывается с гидрохимическими особенностями бассейна. Многие исследователи утверждают, что в пресноводных бассейнах содержание галлия выше, чем в нормально-морских. Некоторые [6, 14] отрицают значение галлия как индикатора геохимических условий осадконакопления.

Содержание хрома закономерно возрастает от песчаников к глинам. Основным источником поступления хрома могут быть пироксены и в меньшей степени амфиболы и биотит, являющиеся минералами-носителями хрома [10]. Геохимическое поведение никеля подобно поведению хрома. Основная роль в миграции никеля принадлежит процессу сорбции его глинистыми минералами [16].

Минералами-носителями ванадия в изверженных породах являются моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, разложение которых в

Таблица 1

Содержание главных элементов в отдельных типах пород октемберьянской свиты

Породы	Количество проб	Содержание, %									
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O
Глины	119	51,79	15,06	0,38	7,19	3,0	0,1	1,42	0,88	1,61	17,11
Алевриты	62	50,49	16,57	0,43	6,93	1,74	0,061	1,96	1,70	1,15	9,74
Песчаники	36	50,99	16,39	0,42	6,36	1,56	0,086	2,20	2,16	1,02	7,58
Мергели и известковистые глины	11	40,61	12,01	0,28	4,15	12,33	0,46	1,51	1,6	0,94	7,5
Среднее	231	50,63	15,48	0,39	6,81	3,0	0,11	1,69	1,35	1,25	11,46

\* Суммарное железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таблица 2

Содержание микроэлементов в отдельных типах пород октемберьянской свиты

Породы	Количество проб	Содержание ч. на млн.									
		B	Ga	Cr	Ni	Zn	V	Pb	Co	Ti	Rb
Глины	119	27	45	78	76	79	82	20	12	22	54
Алевриты	62	21	36	57	39	91	76	24	8	20	62
Песчаники	36	20	32	56	26	89	55	42	5	16	61
Мергели и известковистые глины	14	39	33	51	21	43	38	16	6	14	38
Среднее	231	25	40	67	56	81	74	26	10	20	56

зоне гипергенеза освобождает ванадий, легко сорбируемый новообразованными глинистыми минералами бассейна.

Содержание лития также возрастает от песчаников к глинам. Подробные данные о поведении лития в отложениях октемберянской свиты даны в работе [11].

Итак, подавляющее большинство микроэлементов концентрируется преимущественно в глинах. Исключение составляют рубидий, цинк, свинец. Свинец и рубидий, связанные в слюдах и пироксенах, освобождаются на ранних стадиях выветривания и накапливаются в глинах, связанные же с полевым шпатом концентрируются в песчаниках. В отложениях октемберянской свиты эти элементы сконцентрированы в граувакковых песчаниках. Источником миграции цинка в виде растворов являются породы кислого состава, породы основного состава прочно удерживают в себе цинк, и миграция его осуществляется в виде взвесей. Последний способ миграции цинка, очевидно, был преобладающим в отложениях октемберянской свиты.

Аналогичные данные имеются по более молодым отложениям Октемберянского прогиба [2].

Таким образом, в свете имеющихся данных воздействие гипергенных факторов и большие скорости осадконакопления имели минимальное воздействие на литогенез, и отложения октемберянской свиты по химизму сходны с материнскими магматическими породами областей сноса.

МГУ, геологический факультет,  
кафедра геохимии

Поступила 13. V. 1983.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Блажичин А. И. Основные химические компоненты в донных осадках (Балтийского моря). В сб.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, Изд. Мокслас, 1976.
2. Буренков Э. К. Бор и другие микроэлементы в осадочных и вулканогенных образованиях миоплицена Закавказья. Автореферат на соиск. уч. степени канд. наук. М., 1973.
3. Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. М.—Л., Изд. АН СССР, 1932.
4. Геология Армянской ССР. Том V, Литология, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
5. Гольдшмидт В. М., Петерс В. В. К геохимии бора. В сб. статей по геохимии редких элементов. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
6. Завьялов В. П. Микроэлементы (Ga, Mo, Tl, Au) как показатель геолого-геохимических особенностей исследуемого разреза Прикамья. Сов. геология, № 4, 1967.
7. Каченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гос-топмехиздат, 1959.
8. Кейт М., Дегенс Э. Геохимические индикаторы. В кн.: Геохимические исследования. М., Изд. ИЛ, 1961.
9. Красинцева В. В. О миграции калия в речных водах. Геохимия, № 4, 1971.
10. Лисицина Н. Л. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., Наука, 1973.

11. Митоян Р. А. Некоторые особенности распределения лития и рубидия в позднекрейцбергских отложениях Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1981.
12. Роков А. Б., Гурин Ю. Г., Казаков Г. А., Илюхин М. П. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. Геохимия, № 8, 1965.
13. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. АН СССР, 1954.
14. Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. Геохимия и литология палеозойских осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 155, геол. серия № 66, 1955.
15. Энгель А. Э., Энгель Ц. Г. Происхождение компонентов. В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972.
16. Chester R., Aston S. The Geochemistry of deep. Sea sediments. Chemical Oceanography 1976, Vol. 6, Сher. 34.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.362(479.25)

К. С. ВАРТАНЯН

ФОНОВЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НА ТЕРРИТОРИИ  
АРМЯНСКОЙ ССР

По определению, данному в работе [4], фоновым тепловым потоком считается его часть, возникающая за счет радиоактивного распада в породах земной коры, и тепла, поступающего из неподвижной, неактивизированной мантии.

Расчет фонового теплового потока является важной частью анализа теплового поля любой территории. Совпадение его величины с наблюдаемой говорит об отсутствии активизации и дополнительных источников тепла в регионе и наоборот. Для вычисления фонового теплового потока необходимы сведения о строении земной коры и теплогенерации в ее слоях.

Для территории Армянской ССР расчет величины фонового теплового потока произведен по профилям станции «Земля»: Ленинакан-Дилижан-Ванк, Октомберян-Ленинакан, Маркарян-Пойлы, Кармрашен-Карабахлар, Арагац в/г—В. Ахта, Вохчаберд-В. Ахта, Арагац в/г—Эребуни, а также по небольшому отрезку профиля ГСЗ Волгоград-Нахичевань [3, 5, 6]. В основе расчета лежит модель земной коры, состоящей из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев.

Территория Армянской ССР на основе комплекса историко-геологических и структурно-формационных признаков делится на три крупные тектонические единицы: Антикавказский, Севанский и Араксинский оротектонические поясы общекавказского простирания [2].

Геофизические данные также подтверждают трехчленное тектоническое деление территории. Так, на фоне регионального минимума аномалии силы тяжести выделяются северо-восточная и юго-западная зоны относительных максимумов и центральная зона относительного минимума силы тяжести в редукции Буге [9]. По геотермическим данным центральная полоса территории выделяется повышенными значениями геотермического градиента и теплового потока, когда на северо-восточной и юго-западной частях территории наблюдаются средние и минимальные значения указанных величин [1, 7]. По сейсмологическим данным, каждый пояс отличается от других своими характерными особенностями глубинного строения [5].

Использованные при расчете профили расположены в основном в северо-западной части территории Армянской ССР и пересекают все оротектонические поясы. Вдоль профилей общая мощность земной коры колеблется в пределах от 38 км на севере до 52 км на юге, причем возрастание мощности коры происходит в основном за счет увеличения мощ-

ности «базальтового» слоя, имеющего низкую теплогенерацию. Мощности осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев по профилям меняются разным образом, но тем не менее эти колебания находятся в пределах допустимости подсчета фонового теплового потока для одномерного случая.

При расчете использована величина мантийного теплового потока —  $16 \text{ мВт/м}^2$ , поскольку вся рассматриваемая территория располагается в неплатформенном районе. Величина теплогенерации осадочного слоя принята равной  $1,35 \text{ мкВт/м}^3$ , а для консолидированной коры эта величина считается по значениям скоростей распространения сейсмических волн, по формуле [4]:

$$TГ = 1,4 \exp 1,25(6 - V_p).$$

Для «гранитного» слоя ( $V_p = 6,0 \div 6,4 \text{ км/сек}$ )  $TГ = 1,1 \text{ мкВт/м}^3$ , а для «базальтового» — ( $V_p = 6,8 \div 7,2 \text{ км/сек}$ )  $TГ = 0,45 \text{ мкВт/м}^3$ .

В работах [4 и 9] для теплогенерации по территории Армянской ССР приведены следующие величины, определенные по содержаниям радиоактивных элементов: для осадочного слоя теплогенерация равна соответственно  $0,9$  и  $1,2 \text{ мкВт/м}^3$ , для «гранитного» —  $1,2$  и  $1,3 \text{ мкВт/м}^3$  и для «базальтового» —  $0,49$  и  $0,5 \text{ мкВт/м}^3$ .

Как видно, расхождение приведенных величин теплогенерации, полученное разными авторами, с учетом точности определения параметров, небольшое.

Расчетные значения фонового теплового потока варьируют в небольших пределах — от  $46$  до  $56 \text{ мВт/м}^2$  (рис. 1). Наблюдаемые же значения теплового потока на рассматриваемой территории (если даже отбрасывать самые низкие —  $32$  и  $38 \text{ мВт/м}^2$  и высокое —  $157 \text{ мВт/м}^2$  значения) колеблются в больших пределах — от  $50$  до  $111 \text{ мВт/м}^2$ .

При осреднении наблюдаемых и фоновых значений теплового потока по трем тектоническим поясам получается, что в Антикавказском и Араксинском поясах расхождение между средними фоновой и наблюдаемой величинами теплового потока невелико. Так, на указанных поясах средний наблюдаемый тепловой поток составляет  $59 \text{ мВт/м}^2$ , а средний фоновый —  $50$  и  $49 \text{ мВт/м}^2$  соответственно. Следует отметить, что измеренные тепловые потоки ниже в Приараксинской зоне Араксинского пояса; здесь наблюдаемый тепловой поток можно полностью объяснить радиоактивным тепловым потоком — средние величины наблюдаемого и фонового теплового потоков составляют  $48 \text{ мВт/м}^2$ .

Резкое расхождение средних значений наблюдаемого и фонового тепловых потоков имеет место в Севанском оротектоническом поясе, где наблюдаемый поток составляет в среднем  $88 \text{ мВт/м}^2$ , а фоновый —  $52 \text{ мВт/м}^2$ . Как уже отмечалось выше, в первом приближении, территориально этому поясу соответствуют положительная геотермическая и отрицательная гравиметрическая аномалии. На карте аномалий силы тяжести (в редукции Буге) Севанскому поясу соответствует довольно значительная относительная аномалия силы тяжести, что, возможно, связано с уплотнением пород в мантии, чем можно объяснить также повышение интенсивности теплового поля [9].

В работе [8], исходя из полученных прогнозных величин температур глубинных слоев земной коры территории Армянской ССР, указывается возможность частичного плавления пород на уровне границы «Мохо» в пределах центральной зоны повышенных тепловых потоков. Отмечается, что предположение о наличии зон частичного плавления хорошо согласуется с выявленными зонами пониженных скоростей распро-

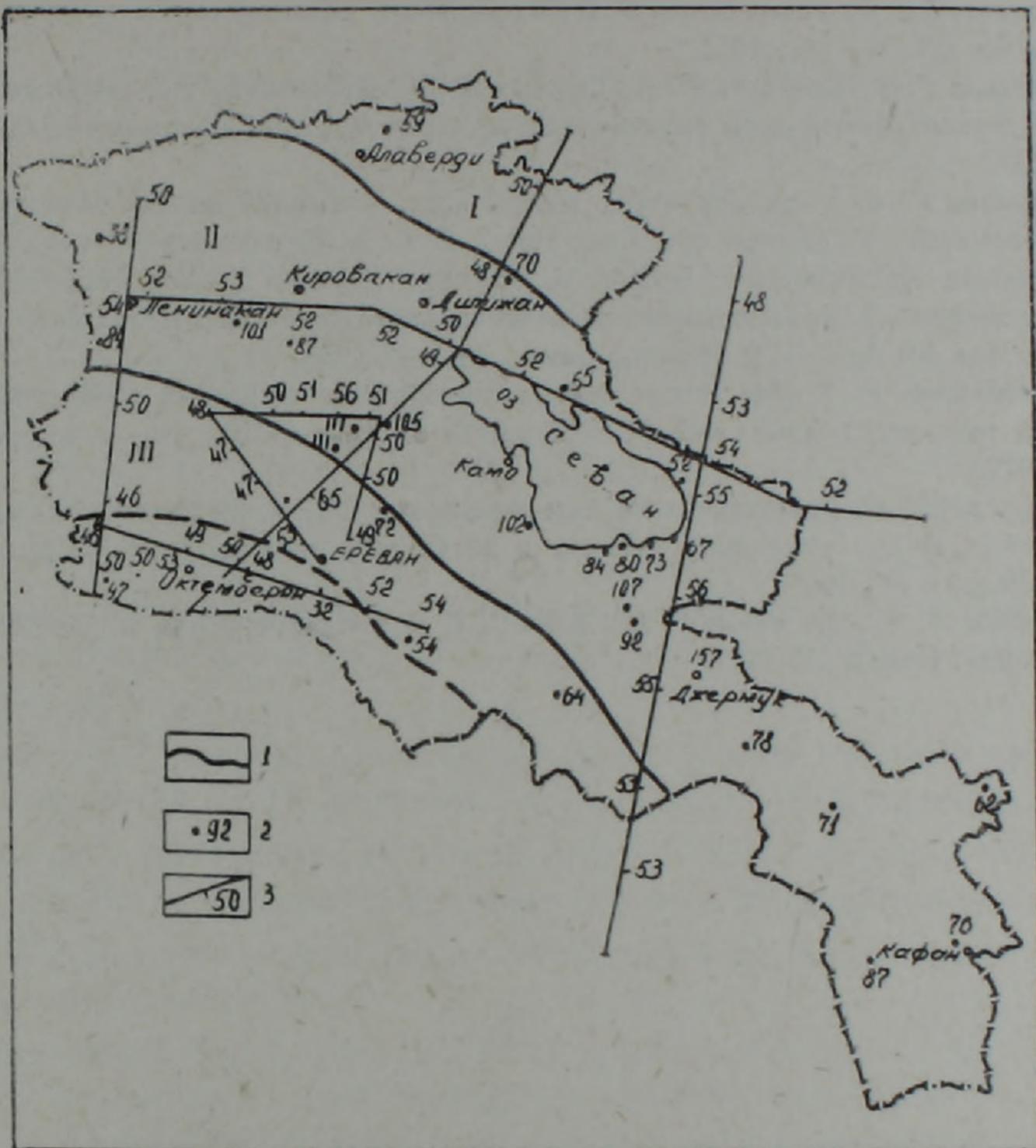


Рис. 1. Распределение наблюдаемых и фоновых значений теплового потока на территории Арм. ССР. I—Антикавказский оротектонический пояс; II—Севанский оротектонический пояс; III—Араксинский оротектонический пояс; 1—границы тектонических зон; 2—значения наблюдаемого теплового потока по Мириджаняну Р. Т.; 3—профили станции «Земля» с расчетными фоновыми значениями теплового потока.

странения сейсмических волн и повышенной электропроводности пород в этом же тектоническом поясе.

Таким образом, результаты как предыдущих, так и настоящей работы позволяют предполагать существование глубинного источника тепла в пределах Центральной аномальной зоны территории Армянской ССР, более определенный геологический характер которого следует выяснить в ходе последующих исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисянц А. А. Геотермические условия недр Армении. Наука, М., 1979.
2. Асланян А. Т. Тектоника Армении. В кн. «Геология СССР», т. 18, «Армянская ССР», Недра, М., 1970.
3. Баранова Е. П., Краснопевцева Е. Г., Павленкова Н. И., Раджабов М. М. Альпийская геосинклиналь Кавказа. В кн. «Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР», Наука, М., 1980.
4. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Научная думка, Киев, 1982.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двосокина Т. Д., Минниязова Г. Я. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
6. Егоркина Г. В. и др. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных воли. В кн. «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы». Научная думка, Киев, 1978.
7. Мириджанян Р. Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
8. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
9. Оганисян Ш. С. Гравитационное поле Армянской ССР и его геологическое истолкование. В кн.: «Методика, техника и результаты геофизической разведки». Изд. «Недра», М., 1967.
10. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Недра, Л., 1979.

УДК. 91(062)(470.6+479)

Д. Р. НАЗАРЕТЯН

## КАВКАЗСКИЙ ОТДЕЛ РУССКОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА И ЕГО РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ПРИРОДЫ АРМЕНИИ

Обширные естественно-географические исследования, развернувшиеся в 18—19 вв., связаны в основном с деятельностью ведомственных научно-исследовательских и научно-общественных организаций Русской империи.

В 1845 г. в Петербурге по инициативе передовых русских ученых и путешественников было организовано Русское географическое общество (РГО) [1,7].

Существенным фактором в географической изученности Закавказья явилось открытие Кавказского отдела Русского географического общества (1851) [7].

Благодаря инициативе действительных членов Русского географического общества (В. Н. Ханыкова, И. И. Ходзько, В. А. Соллогуба, П. К. Услара и др.), находящихся в этот период в Тифлисе, 27 июня 1850 г. был утвержден Устав Кавказского отдела Русского географического общества (КОРГО), а уже 10 мая 1851 года состоялось первое собрание его действительных членов [4].

Открывая Кавказский отдел РГО, его председатель В. А. Соллогуб отмечал, что именно в географических условиях надо искать «ключ ко всем...противоречиям, которые составляют как бы отличительное свойство этого края» (Записки КОРГО, кн. 1, 1852, Предисловие). В «Положении» (утверждено 27 июня 1850 г.) заключалась весьма разносторонняя программа предстоящей деятельности.

Кавказский отдел сыграл значительную роль в развитии географических знаний, главным образом, публикацией материалов исследований в своих печатных органах «Записках Кавказского отдела» (с 1852 по 1919 гг. издан 31 том) и «Известиях Кавказского отдела» (с 1872 по 1917 гг. издано 25 томов).

Армения широко представлена в изданиях отдела, в которых отражена не только деятельность Кавказского отдела, но и других, возникших впоследствии, научных обществ и правительственных учреждений.

Организацией Кавказского отдела начинается новый этап в изучении всего Кавказа и Армении в частности. Уже в первом номере «Записок» были помещены две статьи П. К. Услара: «Равнины Эриванской

губернии» и «Взгляд на Эриванскую губернию в гидрографическом отношении». Ф. И. Семеновым была проведена работа по уточнению наименований на 10-верстной карте (1 : 420 000) Закавказья.

Благодаря службе в военном ведомстве членов отдела И. И. Ходзько и И. И. Стебницкого, результаты геодезического изучения и картографирования Кавказа в основном освещались в «Записках» отдела.

В 1868 г. отделом была издана карта Кавказа (40-верстная), составленная Военно-топографическим отделом под руководством И. И. Стебницкого. Это была первая карта, основанная на результатах проведенных триангуляционных работ. Карта в исправленном виде была переиздана в 1872 году [8].

В 1884 г. Отделом были начаты работы по переводу лучших статей, изданных на армянском и иностранном языках, посвященных сопредельным с Арменией территориям.

Неоспоримы заслуги Отдела в развитии метеорологической сети. Наряду с учрежденной в Тифлисе в 1844 г. магнитно-метеорологической обсерваторией, ведущей магнитные, сейсмические и другие геофизические измерения, а также наблюдения над погодой и элементами водного баланса, Кавказским отделом в различных пунктах были организованы так называемые вспомогательные метеостанции, в основном при учебных заведениях: в 1884 г.—при Шушинском реальном училище, в 1885 г. в Джелал-оглы (Степанаван), в 1885 г. в Эривани (Ереван), при учительской семинарии, позже в Карсе. Наблюдения на этих станциях вели добровольные наблюдатели из представителей местной интеллигенции.

Помимо общих мероприятий, проводимых в масштабе всего Кавказа и Закавказья, отдел способствовал проведению специальных исследований по различным аспектам географии Армении.

В результате русско-турецкой войны (1876—1877) были отвоеваны Карсская и Батумская области. В 1880 г. Карсская область была изучена П. Ф. Степановым. В Кавказский отдел им была представлена «Заметка о Карсской области». (Изв. КОРГО, т. VII, 1883), представляющая географическую характеристику страны и список определенных им барометрических высот.

Кавказским отделом, наряду с Кавказским горным управлением (1853), проделана существенная работа в деле геологического изучения Армении.

Исследования, организованные ими, были вызваны как практическими целями—разведкой полезных ископаемых, так и стремлением познать общие закономерности геологического строения страны.

Анализ собственных исследований и работ русских, а также местных геологов, позволили Г. В. Абику создать ценную работу по геологии и географии Армянского нагорья (впервые так названного им) и опубликованную в «Записках Кавказского отдела» (Зап. КОРГО, кн. XXI, 1899; кн. XXIII, 1902).

19 декабря 1899 года в северной части Армянского нагорья произошло землетрясение, известное в литературе под названием Ахалкалакско-

го. С целью выявления основных причин землетрясения Кавказским отделом, при участии Кавказского горного управления, были разосланы вопросные листы, программа которых была выработана Отделением физической географии Русского географического общества [5]. К этому событию была приурочена публикация отрывка из трудов Г. В. Абиха относительно Ахалкалакского плато, а также монография А. И. Гукасова «Основные черты строения Армянского нагорья» (Зап. КОРГО, кн. XXII, 1901), в которой автором дана первая геоморфологическая схема всего Армянского нагорья.

Наиболее существенный научный вклад в познание флоры Армянского нагорья внесли ботанические изыскания одного из активных членов Кавказского отдела Г. И. Радде, позволившие определить высотные границы растительных поясов, их флористический состав, морфологическое соотношение и географическое распространение вообще.

В 1886 г. на средства РГО и при денежном пособии со стороны Кавказского отдела В. И. Массальский исследовал Карсскую область (Очерк пограничной части Карсской области, Изв. ИРГО, т. XXII, вып. 7, 1886).

В 1907—1908 гг. по заданию и на средства Кавказского отдела Ю. Н. Вороновым были проведены ботанико-географические исследования в Артавинском округе, включившем как лесную, так и альпийские зоны.

Значительным событием в истории изучения почв Кавказа и, в частности, Армении явились исследования В. В. Докучаева (1898—1900).

Невзирая на то, что В. В. Докучаев был приглашен Закавказским Статистическим комитетом КОРГО, принимал деятельное участие как в организации, так и в освещении результатов исследований. Благодаря существенной материальной поддержке со стороны Кавказского отдела (2 тыс. руб.), В. В. Докучаев получил возможность пригласить для участия в полевых работах двух помощников, своих учеников—А. С. Мещерокого и А. И. Набоких.

В итоге полевых исследований В. В. Докучаев (1898) представил КОРГО рукописную карту и предварительный отчет, в которых ученый дал описание почвенного покрова Кавказа и характеристику наиболее типичных почв. Им детально описаны черноземы Карса, Ширака, Лори и бурые земли долины р. Аракс.

Существенным итогом экспедиции явилось окончательное обоснование закона о вертикальной зональности, В. В. Докучаев подтвердил и развил свое учение о зональности почв и географической среды на конкретном примере изучения природных условий в горных областях.

Основные исследования зоолога К. А. Сатунина касались изучения млекопитающих, птиц, животных сообществ, а также экологии. Свою первую схему зоогеографического районирования (1912) К. А. Сатунин построил исходя из ведущей, как он считал, роли рельефа в распространении животных (О зоогеографических округах Кавказского края. Изв. Кавказ. музея, т. VII, 1912).

По инициативе Кавказского отдела А. Ф. Ляйстер в 1916 г. исследовал озера Ахалкалакского плато (Табисцхури, Топараван и др.). Ему принадлежит ряд интересных статей, опубликованных в периодических изданиях отдела, о происхождении озера Севан, об исследованиях вершины горы Арарат (К вопросу о происхождении озера Гокчи, Изв. КОРГО, т. XXI, № 4, 1911—1912; Попытки восхождения на вершину Большого Арарата. Памятная книжка Эрив. губернии, 1912).

Одним из активных членов Кавказского отдела был И. В. Фигуровский—лучший знаток климата Закавказья. Последний, основываясь на личных исследованиях, а также на ботанико-географическом и почвенном районировании соответствующих исследователей, предложил первую схему членения Кавказа на физико-географические области (Деление Кавказа на физико-географические области и районы. Изв. КОРГО, т. XXIV, 1916).

В специальной работе о климате Армении он дал первую типологию климатов (Климатический очерк северо-восточной Армении с соседними районами. Тифлис, 1920).

Работы А. Л. Рейнгарда относительно геоморфологического районирования явились основополагающими в этом направлении и для последующих исследований (К вопросу деления Кавказа на морфологические области. Изв. КОРГО, т. XXV, 1917).

Весьма плодотворна деятельность КОРГО в покорении и исследовании высочайших вершин Армении, в частности библейского Арарата, в публикации результатов их исследований.

В начале 20 в. были сделаны первые попытки метеорологических наблюдений на высокогорных вершинах. Цель экспедиции (1902), возглавляемой С. В. Гласек и А. Б. Евангуловым, заключалась в установлении метеорологической станции в седловине между Большим и Малым Араратом, что можно считать первым опытом организации регулярных метеорологических наблюдений. Экспедицию поддерживали КОРГО и Тифлисская физическая обсерватория. КОРГО выделило и небольшие материальные средства—25 рублей на приобретение научных измерительных приборов [9].

В годы Первой мировой войны и последовавшей за ней революцией деятельность КОРГО была ослаблена, а затем и прервана. Она была восстановлена после победы Октябрьской Социалистической революции.

Заслуга Отдела заключается не только в том, что он заменил случайные и эпизодические исследования систематическими, придав проводимым работам более планомерный и целеустремленный характер, но и в том, что он явился центром, куда стекались разрозненные и отрывочные известия, оценивая критически достоверность и публикуя их, Кавказский отдел уже только этим, невзирая на иные стороны своей деятельности, внес существенную лепту в изучение природы Армении.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Всесоюзное Географическое общество за 100 лет (1845—1945). Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.
2. Геодезические и топографические работы на Кавказе.
3. *Зеленый А. С.* Записка распределения армянского населения. Зап. РГО, кн. XVIII, 1897.
4. Кавказский отдел Императорского Русского географического общества с 1851 по 1876 гг., Тифлис, 1876.
5. *Мушкетов И.* Материалы по Ахалкалакскому землетрясению. Труды геологич. комитета, вып. 1, 1903.
6. О новейших картах Кавказского края и вновь составляемой в главном штабе десятиверстной карты. Зап. КОРГО, кн. VI, 1864.
7. *Семенов Тянь-Шаньский П. П.* История полувековой деятельности Императорского Русского географического общества 1845—1895 гг. СПб, ч. I—III, 1896.
8. *Стебницкий И. И.* Картографическое обозрение Кавказа и Закавказья. СПб, 1879.
9. *Чрелашвили А. Г.* Экспедиция 1902 г. на вершину Большого Арарата. Труды IV Закавказской конф. по истории науки. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1974.

УДК: 552.3.08 : 543.544

Ш. Д. САБЕЛАШВИЛИ, М. С. МЕРАБИШВИЛИ, Ц. Г. ДОЛЕНДЖИШВИЛИ,  
К. К. ХАЧАТУРЯНВЛИЯНИЕ КИСЛОТНОГО МОДИФИЦИРОВАНИЯ  
НА ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА  
КЛИНОПТИЛОЛИТА

Проведенными ранее нами [1, 3] исследованиями по активации клиноптилолитовых пород месторождения Хекордзула (КлХ) было установлено, что солянокислотная обработка гранул этих цеолитов 1н раствором при комнатной температуре и продолжительности 1 час дает хорошие результаты в случае их использования в качестве адсорбентов для разделения смеси низкокипящих газов. Кроме этого, в работе [2] исследована возможность использования вторичной пористой структуры природных цеолитов, в частности, клиноптилолитов Венприи в природном («Клиносорб») и модифицированном виде (водородная форма клиноптилолита—«Клиносорб-А15») на примере разделения смесей n-парафиновых углеводородов.

В данном сообщении приводятся результаты хроматографического исследования природных и модифицированных форм клиноптилолитовых пород Ноемберянского месторождения Армянской ССР. Объектами исследования служили следующие образцы: КлН-1, КлН-2, КлН-ЦБ и их модифицированные формы. Для сравнения была использована белая разновидность клиноптилолита из Хекордзулы—КлХ-Б.

Для получения водородных форм цеолитов исходные образцы клиноптилолита зернением 0,25—0,40 мм обрабатывали 1н HCl при комнатной температуре. Химический состав исследованных нами образцов, а также содержание клиноптилолита в породах приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, в клиноптилолитовых породах наблюдается следующая последовательность уменьшения содержания основного минерала—клиноптилолита:

$$\text{КлХ — Б} \gg \text{КлН — 1} > \text{КлН — 2} > \text{КлН — ЦБ.}$$

Эти образцы отличаются также друг от друга и по катионному составу. Так, например, КлХ-Б—это кальций-натриевая форма клиноптилолита, а клиноптилолит месторождения Ноемберян относится к кальций-кальциевой форме цеолита.

Эксперимент проводился на хроматографе «Цвет» с детектором по теплопроводности. Длина колонки 70 см; внутренний диаметр—0,3 см. Температура хроматографического эксперимента менялась в интервале 20—170°C; гранулы клиноптилолита дегидратировали при 300°C в течение 3—4 час.

Разделительная способность природных и модифицированных форм клиноптилолитовых пород была изучена относительно смеси, состоящей

из  $Ar$ ,  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ , а также смесей  $C_1—C_4$  и  $C_6—C_{10}$  н-парафиновых углеводородов.

Для характеристики изученных образцов на основе полученных хроматографических данных были рассчитаны удельные удерживаемые объемы  $Ar$ ,  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$  и  $CO$ , величины которых приведены в табл. 2. В этой же таблице для сравнения приведены также величины удерживаемых объемов указанных компонентов на клиноптилолите КлХ-Б.

Таблица 1

Химический состав природных и модифицированных  
In HCl клиноптилолитовых пород и содержание в них цеолита

Наименование образцов	Окисные компоненты, вес. %							$SiO_2/Al_2O_3$	Содерж. кл-та по рентг., %
	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$Na_2O$	$K_2O$		
КлХ-Б	66,4	12,7	2,6	2,6	0,98	2,3	1,5	8,9	90,0
КлН-1	66,5	12,6	1,44	2,83	1,11	1,8	1,5	9,0	66,0
НКлН-1	68,9	10,4	1,50	1,92	1,12	0,7	1,5	11,3	
КлН-2	65,4	12,5	1,36	3,67	1,3	0,80	1,2	8,9	62,0
НКлН-2	68,0	10,0	1,30	1,90	1,29	0,56	1,1	11,6	
КлН-ЦБ	67,4	12,03	0,92	3,55	1,06	0,8	2,3	8,5	41,0
НКлН-ЦБ	68,1	11,2	1,15	2,72	1,29	0,66	2,3	10,3	

Таблица 2

Удельные удерживаемые объемы ( $Vg$ , мл/г) компонентов на природных и модифицированных (In HCl) формах клиноптилолита

Образцы	Компоненты				
	$Ar$	$O_2$	$N_2$	$CH_4$	$CO$
КлХ-Б	2,0	3,7	9,1	0,6	39,3
КлН-1	0,1	0,8	0,3	0,1	16,8
НКлН-1	1,8	2,4	4,9	1,5	30,2
КлН-2	0,1	1,0	0,9	0,1	8,6
НКлН-2	0,5	—	1,3	0,3	16,6
КлН-ЦБ	0,2	0,2	0,1	0,1	1,6
НКлН-ЦБ	1,1	1,8	2,4	0,8	15,2

Как видно из табл. 2, клиноптилолитсодержащие породы Ноемберянского месторождения в природном виде характеризуются достаточно низкими значениями удельных удерживаемых объемов всех использованных соединений по сравнению с данными, полученными на КлХ-Б. Так, например, удерживающая способность КлН-2 по  $O_2$  и  $N_2$  и КлН-1 по  $CO$  составляет 30, 10 и 43% соответственно удерживающей способности стандартного образца КлХ-Б.

Обработка клиноптилолитовых пород Ноемберяна In раствором HCl вызывает рост удерживаемых объемов всех этих компонентов.

Однако, увеличение удерживаемых объемов в значительной степени зависит как от критического диаметра молекул этих газов, так и от содержания самого клиноптилолита, от минерального состава этих пород.

Например, на НКлН-1 объемы удерживания более крупных молекул, таких, как  $N_2$ ,  $Ar$ ,  $CH_4$ , критические диаметры которых равны соответственно 3,0; 3,83 и 4,0 Å, увеличиваются приблизительно в 15—18 раз, в то время, как для  $O_2$  и  $CO$  с меньшими критическими диаметрами ( $d_{O_2} = d_{CO} = 2,8$  Å) это увеличение незначительное (1,8—3 раза); приблизительно такая же картина наблюдается на НКлН-2. Эта закономерность нарушается на НКлН-ЦБ. На этом образце сильно увеличены объемы удерживания всех компонентов независимо от их критического диаметра молекул. Это, с одной стороны, обусловлено тем, что объемы удерживания всех компонентов очень занижены на исходном образце.

На природных образцах КлН-1 и КлН-2 удается провести частичное разделение бинарных смесей  $Ar-O_2$ ,  $CH_4-O_2$  и  $N_2-CO$ . Однако, разделения другой бинарной смеси  $O_2-N_2$  на этих природных образцах нам достичь не удалось.

На образцах, модифицированных кислотой, разделение  $Ar-O_2$  и  $CH_4-O_2$  уже не наблюдается из-за сильного увеличения удерживаемых объемов  $CH_4$  и  $Ar$ , однако заметно улучшается разделение смеси  $N_2-CO$ . Разделение воздуха ( $O_2-N_2$ ) имело место лишь на КлН-1 после его модификации кислотой. Поэтому было изучено влияние концентрации  $HCl$  на степень разделения этой смеси. Установлено, что наиболее хорошее разделение смеси  $O_2-N_2$  достигается после обработки исходного образца 0,25н раствором  $HCl$ . Дальнейшее увеличение концентрации кислоты ухудшает разделение этой смеси. Следует отметить, что по разделительной способности в отношении указанных смесей ноябрьские образцы заметно уступают образцу КлХ-Б. Однако они превосходят КлХ-Б по разделительной способности в отношении  $C_1-C_4$  и  $C_6-C_{10}$  n-парафиновых углеводородов.

Кроме этого, было установлено, что смеси указанных углеводородов более четко разделяются на природных, чем на кислотой модифицированных образцах клиноптилолита, т. е. кислотная модификация не приводит к улучшению разделительной способности этих образцов.

Таким образом, проведенное хроматографическое исследование показало, что клиноптилолитовые породы Ноябрьского месторождения после кислотной модификации проявляют высокую разделительную способность по отношению отдельных бинарных смесей низкокипящих газов и в природном виде могут быть использованы для разделения  $C_1-C_4$  и  $C_6-C_{10}$  n-парафиновых углеводородных газов.

Кавказский институт минерального сырья (КИМС)

Поступила 13. VI. 1983.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андроникашвили Т. Г., Сабелашвили Ш. Д., Чумбуридзе Т. А. Разделительные свойства цеолитсодержащих пород. В кн. «Исследование адсорбционных процессов и адсорбентов». «ФАН», Ташкент, 1979.
2. Цицишвили Г. В., Андроникашвили Т. Г., Сабелашвили Ш. Д., Коридзе З. И. О некоторых особенностях хроматографических свойств цеолита «Клинсорб». ДАН СССР, 194, № 6, 1970.
3. Цицишвили Г. В., Андроникашвили Т. Г., Сабелашвили Ш. Д., Коридзе З. И. Хроматографические свойства клиноптилолитсодержащего туфа, модифицированного кислотной обработкой. Сообщения АН ГССР, 85, № 3, 1977.

УДК: 553.7+622.245.4

Г. М. ГУЛЬЯНЦ, А. Х. АВАКЯН

ВЛИЯНИЕ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД  
НА ЦЕМЕНТНЫЙ КАМЕНЬ

Прочность цементного камня является основным показателем, по которому оцениваются свойства тампонажного вяжущего материала, затвердевшего в затрубном пространстве обсадной колонны. Для скважин на минеральные воды, содержащие спонтанные и растворенные углекислые газы, не менее важным показателем является устарение цемента (коррозия) от длительного контактирования с агрессивной средой при наличии промывов и коррозионных дыр в обсадной колонне. В нашей стране и за рубежом проведен ряд исследований, посвященных определению прочностных характеристик затвердевшего цементного камня, с целью повышения качества изоляции напорных водоносных горизонтов в скважинах на минеральные воды при проектировании их на длительное время эксплуатации.

В настоящее время проводятся исследования цементного камня с целью выявления причин снижения его прочности:

1) механизм нарушения процесса гидратации и твердения цементного камня в условиях непосредственного контактирования углекислых газов и минерализованных вод с цементным раствором во время его прокачки в затрубное пространство;

2) устарение цемента при содержании затвердевших образцов в среде углекислого газа и минерализованных хлоридно-натриевых вод.

На месторождениях минеральных вод Северного Кавказа углекислый газовый фактор скважин равен от 2 до 10 и часто дебит спонтанного газа превышает 4—12 кг/с.

Суммарная концентрация углекислоты составляет от 2 до 14 г/л.

Средняя движущая сила процесса десорбции в интервале 0—60 м, где начинается выделение спонтанного газа из воды, определяется по формуле, усовершенствованной авторами:

$$\Delta C_{cp} = \frac{C_{60} - C_{устый}}{2,44 \lg \frac{C_{60}}{C_{устый}}}$$

$\Delta C_{cp}$  составляет от 1,2 до 6,4 кг/м<sup>3</sup>.

На отдельных объектах часть углекислоты остается в растворенном виде, и суммарный дебит составляет от 8 до 40 кг/с (скв. № 40 в г. Пятигорске).

Углекислота агрессивно влияет на тампонажный материал при их контактировании и проникновении углекислого газа в цементный раствор. Пузырьки газа замедляют твердение, тем самым нарушают процесс гидратации цемента.

Для исследования механизма нарушения гидратации и структурообразования цементного камня была разработана (совместно с В. А. Блошицыным) опытная автоклавная установка.

Исследования гидратации и испытания устарения цементного камня проводились в среде углекислого газа, углекислоты и пресной воды в статических и динамических условиях. Длительность выдержки образцов цементного камня принималась различной—от нескольких часов до нескольких лет. Результаты испытания образцов на изгиб приведены в табл. 1 и 2. Согласно исследованиям, выдержка цементных образцов в углекислой и пресных водах обеспечивала рост прочности твердения цементного камня в течение первых 30 суток. Затем у образцов цемента в углекислой среде величины первоначальной прочности начинали заметно снижаться и к концу трехлетней выдержки они оказались в 1,4—1,8 ниже, чем в пресной воде. Твердение цементного камня зависело от наличия спонтанного углекислого газа и содержания хлоридно-натриевой минерализации в воде.

Рентгеноструктурный анализ образцов цемента показал, что в минеральной воде заметно возросло содержание гидратных соединений кальция, в которых выдерживались цементные материалы. Гидратные соединения кальция, как известно, являются агрессивной составляющей в цементном клинкере во время его твердения.

Нами установлено, что эти факторы являются причиной снижения прочности цементного камня в условиях влияния углекислоты, вследствие выщелачивания и выступления гидрата кальция  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  в соединение с отдельными солями, содержащимися в минеральной воде. Прочность у образцов цемента, поддержанных в среде спонтанного углекислого газа, оказалась намного ниже, чем у цементов, содержащихся в углекислой воде.

Визуально просматривались увеличение пористости и нарушения наружной поверхности цементных образцов. Добавление кварцевого песка и нефелина увеличивали прочность цементного камня в 1,5—2 раза, снижали растекаемость до 18 см по конусу АзНИИ и увеличивали плотность тампонажного раствора до 1980—2100 кгс/м<sup>3</sup>.

Исследование процесса разрушения структуры цементного камня в ранний период его затвердения, а также определения пористости и проницаемости в образцах цементного камня после воздействия на них агрессивной среды проводились в специально разработанной для этого лабораторной установке—«камере насыщения».

Давление газовой смеси в «камере насыщения» на протяжении эксперимента оставалось постоянным—0,3—0,4 МПа, т. е. соответствовало тому давлению, при котором углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ) растворяется в минеральной воде. Расход жидкости выдерживался постоянным, а его

Таблица 1

Данные прочности цементных образцов в агрессивной и пресной средах

Марка цемента	Водоцементное отношение (В/Ц)	Растекаемость с.м	Среда выдержки и ее химический состав	Прочность цемента на изгиб, МПа						
				Время выдержки в агрессивной среде, сутки						
				1	2	3	30	60	90	180
Портландцемент марки "400" Новороссийского завода (для холодных скважин)	0,5	22,5	Углекислая вода-нарсан (Ессентуки, № 17) $\text{CO}_{2,2} \text{M}_{2,3} \frac{\text{HCO}_3,50\text{SO}^430}{\text{Ca}23}$	0,6	1,0	1,6	2	1,6	1,4	0,9
				1,2	1,6	2,1	2,6	2,2	1,8	1,6
				2,8	3,2	3,7	4,8	5,3	6,1	6,1
				2,4	2,8	3,1	3,2	3,4	3,4	3,3

Показатели прочности цемента на изгиб

Среда выдержи- ки образцов цемента	Сопротивление изгибу после твердения МПа						
	2 сут.	1 мес.	6 мес.	12 мес.	18 мес.	24 мес.	36 мес.
1. Углекислый газ	1,8	2,8	2,4	1,8	1,0	1,8	0,3
	2,0	2,4	2,0	1,4	1,0	0,7	0,4
2. Углекислая вода	1,8	2,5	2,2	2,1	1,6	1,2	0,4
	2,8	1,9	2,6	2,4	2,1	1,8	1,4
	2,2	2,5	2,3	2,1	1,7	1,4	0,9
	2,2	2,4	2,2	2,0	1,6	2,1	1,6
3. Воздушная среда	2,7	2,8	2,6	2,1	1,7	1,3	1,0
	2,2	4,5	4,2	4,0	3,6	3,1	2,7
	2,7	4,8	4,6	4,1	3,7	3,3	3,0

величина задавалась условиями эксперимента. В результате исследований выявлено следующее:

а) в образцах цемента образовались каналы и промывы, расположенные по контакту с внутренней поверхностью цилиндра «камеры насыщения». Аналогичные явления отмечаются на обсадных колоннах труб в скважинах;

б) цементные образцы, находясь в среде углекислого газа в камере насыщения, неодинаково затвердевали, верхняя часть каждого образца представляла собой густую полужатвердевшую массу, процесс гидратации которых продолжался на воздухе;

в) нижняя часть образцов цементного камня, находясь в минеральной воде, имела достаточную прочность, с видимыми каналами и порами по наружной поверхности образцов;

г) цемент не схватывался из-за влияния движущегося потока газа и воды на цементный образец внутри камеры насыщения и нарушал процесс гидратных соединений  $C_3S$  и  $C_2S$ ;

д) соединения магния и катионы  $Mg^{++}$  в минеральной воде влияют отрицательно на твердение цемента.

В практике принято считать цемент стойким, если образцы тампонажного материала не имеют признаков слоистости, разрыхления и других видов нарушений, после содержания их в агрессивной среде, аналогично скважинной среде. При этом коэффициент прочности

$$K = \frac{\sigma_{изг}^{\cdot}}{\sigma_{изг}^{\circ}} \gg 0,85,$$

где:  $\sigma_{изг}^{\cdot}$  — прочность при первичном испытании, МПа;

$\sigma_{изг}^{\circ}$  — прочность цемента после 1 года нахождения его в агрессивной среде, МПа.

Для скважины на минеральные воды с высоким содержанием растворенного углекислого газа вышепринятый срок попружения образцов в агрессивную среду не дает качественной оценки стойкости цемента, если не учитывается наличие перепада перетоков между изолирующими водоносными горизонтами или трещинно-жильными водами. В лабораторных условиях переток газовой смеси был смоделирован камерой на-

сыщения и специальным устройством. На основании многочисленных исследований можно отметить, что долговечность цементного камня в зависимости от назначения скважины должна быть оценена показателем стойкости, особенно для крупных месторождений минеральных вод с длительными сроками эксплуатации.

Для скважин на минеральные воды с высоким содержанием углекислого газа нами принят коэффициент стойкости не ниже 0,6÷0,7, по данным практики крепления скважин и расчета поправки на изменение прочности, при контактировании газовой смеси с цементным раствором в течение одного года по следующей формуле:

$$\Delta\sigma_{\text{изг}} = \frac{Q\rho}{P_{\text{пл}} \cdot T},$$

где:  $Q$ —дебит газовой смеси,  $\text{м}^3/\text{сут.}$ ;

$\rho$ —плотность газовой смеси на заданной глубине,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;

$P_{\text{пл}}$ —пластовое давление,  $\text{МПа}$ ;

$T$ —время, принятое 1 год,  $\text{сут.}$

При прочих равных условиях основное влияние на стойкость цемента оказывают нарушение гидратированной части при затвердевании пор и дефекты в цементном камне, снижающие пластичные свойства.

В скважине процесс движения газовой смеси в пласте непрерывный, поэтому в местах контакта цементного раствора с углекислой минеральной водой разубоживание раствора происходит сразу же, начиная с момента его закачки в скважину. Первое—необходимо максимально сократить время твердения тампонажных растворов, т. е. ускорить гидратацию вяжущих портландцемента; ускорить не только сам процесс затвердения цементного раствора, но, что особенно важно, сократить процесс начала схватывания, чтобы уменьшить время влияния на цементный раствор свободного углекислого газа.

Для сокращения времени ОЗЦ и начала схватывания цементного раствора были проведены лабораторные и производственные исследования по введению в цементный раствор различных ускорителей схватывания, в качестве которых использовались: жидкое стекло ( $\text{Na}_2\text{SiO}_3$ ) хлористый кальций ( $\text{CaCl}_2$ ) и поваренная соль ( $\text{NaCl}$ ) в различных пропорциях. Наилучшие результаты получены при введении в цементный раствор жидкого стекла в количестве 20—30% от объема затворяемого раствора; кроме того, необходимо исключить проникновение углекислого газа в скважину путем закачки глиноцементной смеси в затрубное пространство выше водоносного горизонта, являющейся изоляционным материалом против разубоживания цементного раствора минерализованной газовой смесью.

УДК: 552.3.08 : 54

С. Г. ГАМБАРЯН, А. О. САРКИСЯН, С. Г. БАБЛЯН, С. М. ОВАНЕСЯН

## НОВООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ПРЕВРАЩЕНИИ ПРИРОДНОГО КЛИНОПТИЛОЛИТА В УСЛОВИЯХ ЩЕЛОЧНОГО РАСТВОРА КОН

В условиях щелочного раствора КОН концентрации 5—30%, температур 200—300°C, продолжительности 1—50 часов и давлении насыщенных паров воды 15—85 кг/см<sup>2</sup> природный клиноптилолит месторождения Ноемберянского района Армянской ССР, кроме ранее обнаруженных К-филлипсита, санидина, цеолита М и лейцита, дает образование также кальсилита. Идентификация фаз осуществлена кристаллооптическим, рентгенофазовым и термографическим исследованиями.

Образование ряда минералов на основе клиноптилолита в условиях водных растворов NaOH описано в работах [1—3]. Этот ряд представлен фожазитом, содалитом, филлипситом и анальцимом.

Перечень новообразований, приведенный в работе [4], гораздо более внушителен и представлен калиевым полевым шпатом, мусковитом, корундом, бемитом, муллитом, андалузитом, гидральситом, Al-хлоритом, пирофиллитом, кварцем, кристобалитом.

Ранее нами было описано образование (К, Са) мурденита, К-филлипсита, К-содалита, жисмондина, санидина, шабазита, калиюфилита, цеолита М и лейцита при превращении природного клиноптилолита в условиях щелочного раствора КОН концентрации 5—30%, температур 100—200°C, продолжительности 1—50 часов, давлении насыщенных паров воды 1—15 кг/см<sup>2</sup> [5].

В предлагаемой статье рассматриваются результаты превращения природного клиноптилолита в аналогичных концентрациях щелочного раствора КОН и продолжительности экспериментов, но в температурных интервалах 200—300°C, при давлении насыщенных паров воды 15—85 кг/см<sup>2</sup>.

Обработка клиноптилолитовой породы осуществлялась в автоклавах, изготовленных из нержавеющей стали марки Х18Н10Т и помещенных в воздушный термостат, обеспечивающий температурный режим эксперимента и вращение автоклавов. После эксперимента автоклав охлаждался в холодной воде до теплого состояния, и путем фильтрации отделялась твердая фаза от щелочно-кремнеземистого раствора с последующей промывкой осадка теплой водой до рН промывных вод 10—11.

Полученный продукт исследовался методами рентгенофазового анализа (дифрактометр ДРОН-2,0; Си—анод, Ni-фильтр, напряжение 36 кВ, ток 20 мкА, скорость счетчика 1 град/мин), кристаллооптическим спо-

собом (под микроскопом МИН-8 в среде иммерсионных жидкостей) и дифференциально-термическим анализом в области 20—1000°C (на пирометре Курнакова скорость нагрева образцов 6—8 град мин).

В качестве исходного сырьевого продукта служила усредненная проба клиноптилолитовых цеолитовых пород Нор-Кохбского участка месторождения Ноемберянского района Армянской ССР. Петрографическая характеристика породы приведена в работе [5].

Условия экспериментов и фазовый состав твердой фазы приведены в таблице 1.

Таблица 1

Условия и результаты гидротермальной обработки клиноптилолитовой породы Ноемберянского месторождения Армянской ССР

Условия экспериментов		Фазовый состав п. одуктов образования			
<i>t</i> , °C	$\tau$ , ч	при 5%-ном растворе КОН	при 10%-ном растворе КОН	при 20%-ном растворе КОН	при 30%-ном растворе КОН
200	1	Клп	Клп+К-Флп	К-Флп+Клп	К-Флп+Клп
200	5	К-Флп+Сан	К-Флп	К-Флп+Сан	Шаб+Клф
200	25	Сан+К-Флп	Сан	К-Флп+Сан	Цеолит М
200	50	Сан+К-Флп	Сан	К-Флп+Лейц	Цеолит М
250	1	Клп+К-Флп	К-Флп	К-Флп	К-Флп
250	5	Сан+Клп	Сан	Сан	Цеолит М
250	25	Сан	Сан	Сан+Лейц	Кальс
250	50	Сан	Сан	Сан+Лейц	Кальс
300	1	К-Флп	К-Флп	К-Флп	Цеолит М
300	5	К-Флп+Сан	Сан	Лейц	Кальс
300	25	Сан	Сан	Лейц	Кальс
300	50	Сан	Лейц	Лейц	Кальс

Примечание. Кальс—кальсилит; Клп—клиноптилолит; Клф—калиофилит; Лейц—лейцит; Сан—санидин; Флп—филлипсит; Шаб—шабазит.

Как показывают результаты экспериментов, наряду с уже известными образованиями [5], в принятых условиях появляется еще одна новая фаза, аналогичная кальсилиту [6]. Одновременно в результате экспериментов значительно расширены области образования К-филлипсита, санидина, цеолита М [7] и лейцита, обнаруженных еще в температурных условиях не более 200°C [5].

Результаты рентгенофазового анализа и кристаллооптических исследований приведены соответственно на рис. 1 и в табл. 2, которые подтверждают аналогию новообразований с известными минералами [5—8].

Как показывают кривые дифференциально-термического анализа (рис. 2), из синтезированных продуктов только образцы К-филлипсита и цеолита М проявляют цеолитовые свойства, выявленные при повторном термографировании дегидратированных при температуре 300°C в течение 2 часов образцов, выдержанных затем над слоем воды в эксикаторе. В то же время образцы санидина, лейцита и кальсилита не являются цеолитовыми образованиями. Более того, в лейците и кальсилите вообще отсутствует кристаллическая вода.

Этот факт говорит о том, что условия 20—30% щелочного раствора KOH, температуры около 300°C и продолжительности около 5 часов и более уже являются областями образования щелочных и щелочноземельных алюмосиликатов не цеолитовых структур. Дальнейшее увеличение концентрации щелочного раствора KOH, температуры и продолжительности, надо полагать, приведут к образованию других безводных ще-

Таблица 2

Кристаллооптическая характеристика продуктов превращения клиноптилолитовой цеолитовой породы

Продукт	Форма образования	Показатель светопреломления, $n$	Средний размер, мкм
К-филлипсит	Изометрично-игольчатые кристаллы и крестообразные двойники взаимопрорастания	1,495—1,497	2—9
Санидин	Таблитчатые кристаллы	1,521	4—12
Цеолит М	Игольчатые, сферолитовые кристаллы	1,503—1,509	3—8
Лейцит	Изометрические кристаллы анизотропного характера	1,506	4—25
Кальсилит	Тонкопризматические и изометрические кристаллики	1,540	1—5

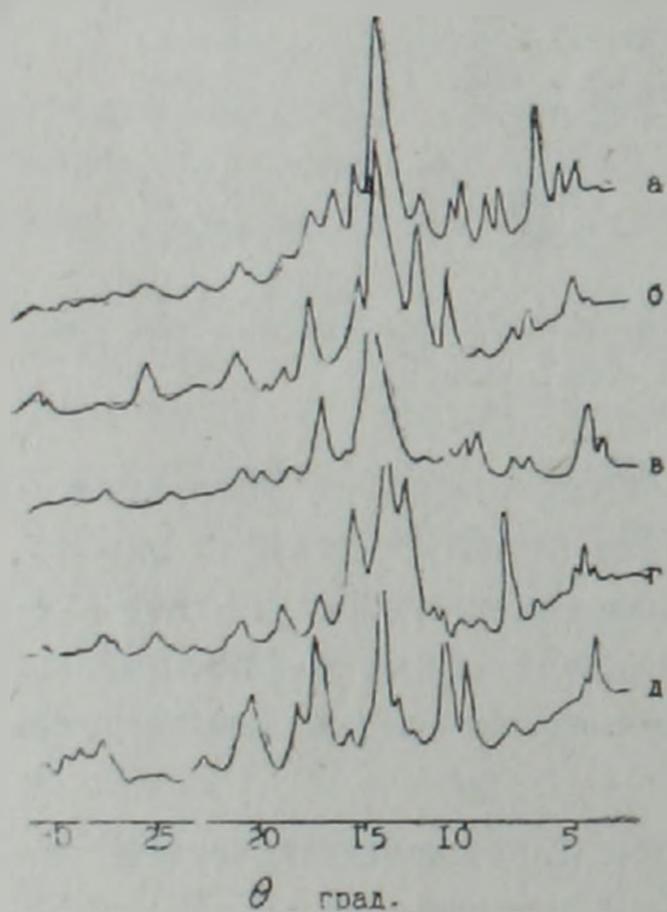


Рис. 1. Рентгенограммы новообразований на основе клиноптилолитовой цеолитовой породы (а—К-филлипсит; б-санидин; в-цеолит М; г-лейцит; д-кальсилит).

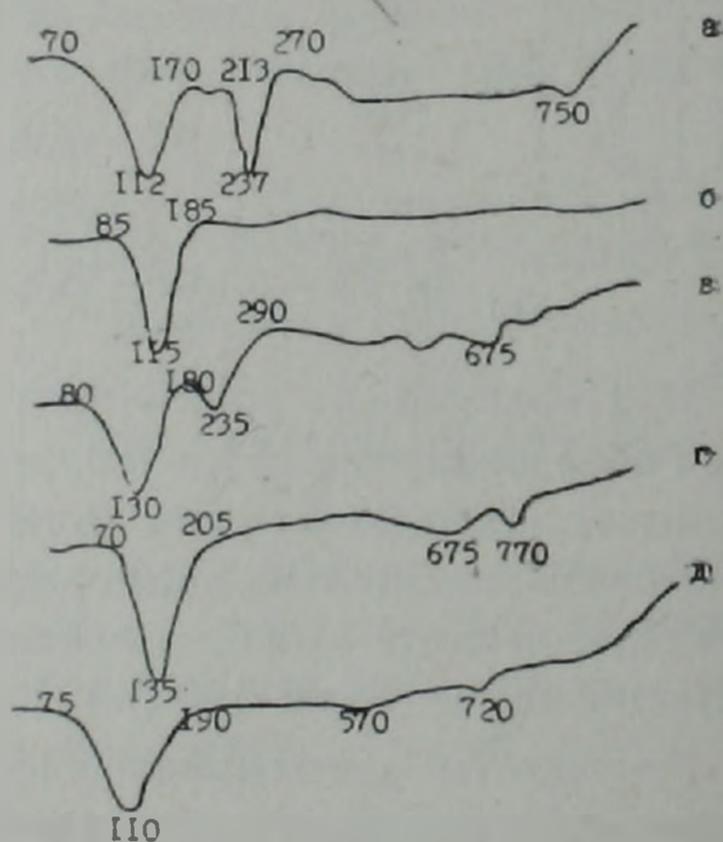


Рис. 2. Термограммы продуктов превращения клиноптилолитовой цеолитовой породы (а—К-филлипсит; б-санидин; в-цеолит М; г-лейцит; д-кальсилит).

лочных и щелочноземельных алюмосиликатов, что в широких пределах и имеет место [4]. Это предположение закрепляется еще существующим фактом повышения давления насыщенных паров воды, связанным с повышением температуры, в условиях экспериментов. Вероятно, дальнейшие новообразования будут иметь значительно более широкие поля

устойчивости при температурных, концентрационных и временных факторах.

Известное мнение о том, что немногочисленные экспериментальные результаты не свидетельствуют о существенном сдвиге реакций кристаллизации цеолитов при колебаниях величины давления насыщенных паров воды при какой-то определенной температуре [8], возможно, верно постольку, поскольку фактор давления по сравнению с факторами концентрации щелочного раствора, температуры, продолжительности является второстепенным для синтеза цеолитов. Однако, на наш взгляд, он играет существенную роль при образовании более компактных и упорядоченных структур.

При сопоставлении результатов настоящей работы с результатами [5] представляются ясным области образования различных фаз, синтезированных на основе клиноптилолитовой цеолитовой породы в условиях щелочного раствора КОН (табл. 3).

Таблица 3

Области устойчивости новообразований—продуктов превращения клиноптилолитовой цеолитовой породы

Новообразование	Области устойчивости			
	концентрация раствора КОН, %	$t$ , °C	$\tau$ , час	$P_{H_2O}$ , кг/см <sup>2</sup>
Са-клиноптилолит	5	100	25—50	1
(К, Са)-морденит	5	150	5—25	5
К-филлипсит	5—30	100—300	1—50	1—85
К-содалит	30	100	1	1
Жисмондин	30	100	5	1
Санидин	5—30	100—300	5—50	1—85
Шабазит	30	150—200	5—50	5—15
Калиофилит	30	150—200	5—50	5—15
Цеолит М	30	200—300	1—50	15—85
Лейцит	10—20	200—300	5—50	15—85
Кальсилит	30	250—300	5—50	40—85

Приведенные в табл. 3 данные могут служить основанием для осуществления синтеза различных фаз цеолитового типа на основе клиноптилолитовых цеолитовых пород месторождений Закавказского региона ввиду близости их химического и минерального состава.

Синтезируемые цеолиты следует рассматривать в качестве полупродуктов в процессе получения цеолитовых молекулярных сит различного технологического применения. Наиболее предпочтительными условиями синтеза этих цеолитов-полупродуктов за редким исключением можно принять усредненные концентрации щелочного раствора КОН, температуры и экспозиции, приведенные в табл. 3.

### В ы в о д ы

1. В условиях щелочного раствора КОН концентрации 5—30%, температуры 200—300°, продолжительности 1—50 часов, давлении насыщенных паров воды 15—85 кг/см<sup>2</sup> клиноптилолитовая цеолитовая порода Ноемберянского месторождения Армянской ССР дает образование К-филлипсита, санидина, цеолита М, лейцита, кальсилита.

2. Для получения цеолитовых минералов на основе клиноптилолитовой породы благоприятными являются условия концентрации щелочного раствора КОН 5—30%, температур 100—250°C, продолжительности 1—25 часов, давления насыщенных паров воды 1—40 кг/см<sup>2</sup>. Дальнейшие увеличения перечисленных параметров приводят к образованию безводных многокатионных алюмосиликатов.

3. Условия образования различных искусственных цеолитов на основе клиноптилолитовой породы могут служить основой для создания ряда цеолитных молекулярных сит различного технологического назначения.

ЕрОНЕМ ВНИИ «ИРЕА»

Поступила 4. VI. 1981.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Патент США, № 3733390, 1973.
2. Патент США, № 3852441, 1974.
3. Крупенникова А. Ю., Мамулашвили М. В., Цицишвили Г. В. Клиноптилолит. «Мецнереба», Тбилиси, 1977.
4. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . «Наука», М., 1972.
5. Гамбарян С. Г., Саркисян А. О., Бабаян С. Г. Превращения природного клиноптилолита в условиях щелочного раствора КОН. «Геохимия», № 2, 1980.
6. Powder Diffraction File Joint Committee on Powder Diifraction Standards, 1972.
7. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. «Мир», М., 1976.
8. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. «Наука», М., 1970.

УДК: 550.8.072

Н. Е. САРАФЯН

## К ИМИТАЦИОННОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Успех машинного моделирования основывается на присущих этим моделям статистических закономерностях, когда неточности и нестрогости в определении индивидуальных возможностей между отдельными компонентами компенсируются, а значения выходных переменных можно рассматривать как некоторые термодинамические характеристики всей системы в целом. Лишь на едином модельном описании можно осуществить и проверить различные варианты гипотез и выбрать компромиссное решение.

Чтобы выработать единый интегральный подход и модель, обладающие широкими возможностями прогноза, необходимо использовать общие принципы, такие как законы сохранения и превращения. При построениях подобных моделей в физике, механике опорным базисом общих законов служат основные динамические уравнения: о сохранении или об изменении массы, импульса, момента импульса и универсальные законы термодинамики. Аналогичные законы сохранения в экономике представляют разнородные балансовые соотношения и главный из них — это межотраслевой баланс. Законы сохранения действуют и в геологии, точнее в каждом ее этапе трансформации. На тектоническом этапе, например, наиболее известным и распространенным является принцип Ле-Шателье.

Институт геологических наук АН Арм.ССР

Полный текст статьи

депонирован в ВИНТИ

с. 10, библиограф. 7 назв.

УДК: 550.34.09

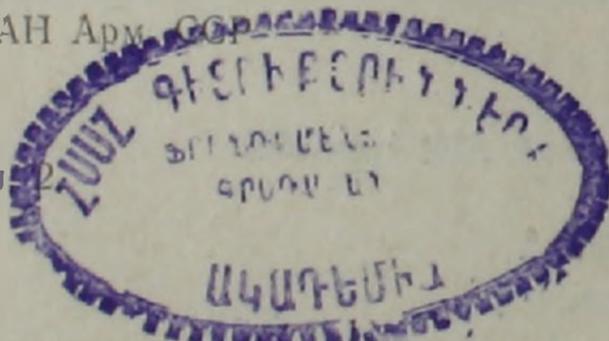
И. Е. САРАФЯН

## ДВИЖЕНИЕ ВОЗМУЩЕНИЙ В НЕОДНОРОДНЫХ ПО РЕЛАКСАЦИИ СРЕДАХ

Возникающая в неоднородной среде спиральная волна на границе раздела двух областей порождает новые спиральные волны. Исходя из этого можно предположить, что возмущение на пути движения к поверхности Земной коры пересекает прямые линии (линеаменты) и в этих точках теряет часть своей энергии. Впоследствии указанные точки становятся очагами будущих возмущений. Конечным результатом движущихся возмущений являются новообразования, после которых неоднородность на данном участке ликвидируется или уменьшается настолько, что процесс накопления и трансформации энергии перемещается в другие области коры.

Спиральный вид траектории движущегося возмущения является общим явлением. Такие траектории встречаются и в других областях естествознания: в теории кристаллов, в физической химии, в биологически возбудимых средах. Подобные траектории наблюдаются в плазме, в скоплении галактик и т. д. Во всех случаях в основе возникновения спиральных (концентрических) траекторий лежит та или иная форма неоднородности. Можно поэтому утверждать, что если среда неоднородна, то при определенном режиме генерации возмущений в ней могут возникнуть спиральные (концентрические) траектории, представляющие собой следы распространяющегося возмущения.

Институт геологических наук АН Арм.ССР  
 Полный текст статьи  
 депонирован в ВИНИТИ  
 с. 13, библиограф. 5 назв., илл.



ԱՊԿԱԿԱՆ ՏՏԻ ԳԻՏՄԱՆՈՒԹՅԱՆ ԻՆՏԻՏՈՒՏ  
 ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ԵՎ ԳԵՂՈՂԱԳԱՆՈՒԹՅԱՆ  
 ԻՆՏԻՏՈՒՏՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекта 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 21.02.1984. Подписано к печати 7.05.1984. ВФ 00070.

Бумага № 1, 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Высокая печать. Печ. лист. 5,25. Усл. печ. лист. 7,35.

Учет.-изд. 5,87. Тираж. 470. Заказ 165. Издат. 6171.

375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24-г, III эт., 17 к., т. 58-18-72.

Издательство АН Арм.ССР, Ереван—19, Барекамутян 24-г.

Типография Издательства Академии наук АрмССР, Ереван-19, Барекамутян, 24.