

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

#### ԽՐԵԱՔՐԵԱԿԱՆ ԿՈՒՆԵՒԻԱ

ՀԳԱ թղթ. անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀԳԱ տեղագ. Ա. Հ. Փարրիկյան,  
(պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան, ՀԳԱ  
տեղագ. Ս. Վ. Իրիգորյան, ՀԳԱ թղթ. անդամ Ա. Բ. Կարապետյան, Ֆիզ.-մատ.  
գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կարապետյան, Երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Բ. Մ. Մելիքսերյան,  
Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Թ. Տ. Սիրիանյան, Երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Ս. Ն.  
Լազարեթյան, Երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Մ. Ս. Սարյան, ՀԳԱ ԿԱ թղթ.-անդամ  
Կ. Բ. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Յարամազյան (պա-  
տասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտեզագր. է. Ա. Թոստոմովա

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН А. Б. Багдасарян, акад. АН А. А. Габриелян (от-  
ветственный редактор), акад. АН С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук  
Э. Х. Гулян, акад. АН А. А. Карпетян, канд. физ. мат. наук И. К.  
Карпетян, докт. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-  
мин. наук Р. Т. Мириджян, докт. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян,  
докт. геол.-мин. наук М. А. Сатян, член-корр. АН Г. И. Тер-Степа-  
нли, канд. геол.-мин. наук А. С. Фаримазян (зам. ответственного ре-  
дактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

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

Издательство АН Армении  
Известия АН Армении, Науки о Земле, 1988

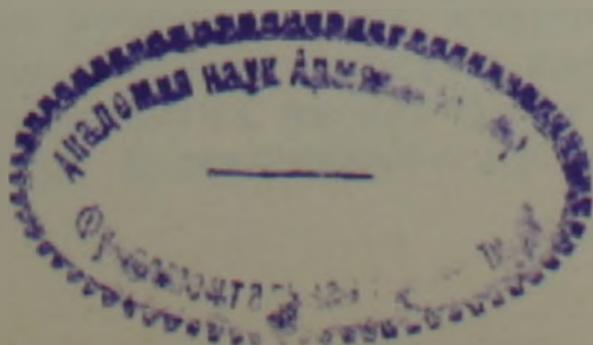
A 216409

Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

|  |    |
|--|----|
| Մ. Ա. Սարյան. Սևանա լճի հատակային նստվածքների երկրաբանությանը և նրա երկրաբանական կառուցվածքի մասին   | 3  |
| Հ. Ս. Եվազյան. Հրաբխային ապարների մոնոֆորմիզմի տեսության հարցադրականության մասին   | 15 |
| Բարսեղ Կազոչյան, Գ. Պ. Սաղոստաբյան, Կ. Ի. Կաբապետյան, Պեչկաևի Չոլտան, Արվաճուղ, Էրմերեա, Խ. Խ. Ղուկասյան. ՀՀ տարածքի վերին պլիոցեն-չորրորդականի հրաբխային ապարների կալիում-արցունքային առաջին իզոտոպային մասնակազմությունը | 24 |
| Մ. Ս. Հաբուրյունյան, Հ. Գ. Մաղանյան. Զանգեզուրի հանքային շրջանի սկանդիումի և նրանց հետ կապված հանքայնացման առաջացման ջերմաստիճանային պայմանները  | 29 |
| Խ. Սիմոնյան, Ս. Ս. Քոչարյան. Երկրաբանական անոմալիաների դասակարգումն ըստ բազմաչափ վիճակագրական վերլուծության  | 43 |
| Ս. Ի. Կաբապետյան. Սեյսմակոսմոգրիան որպես երկրակոսմոգրիայի կարևորագույն ճյուղ նրա ի հայտ գալու փուլերը  | 50 |
| Գ. Պ. Թամրազյան. Համաձայնության գիտության չրհուսրը և երկրագնդի գետային ջրերը   | 55 |
| Ս. Ն. Նաթաբեքյան. 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի իզոսեյստների բարանդր   | 74 |

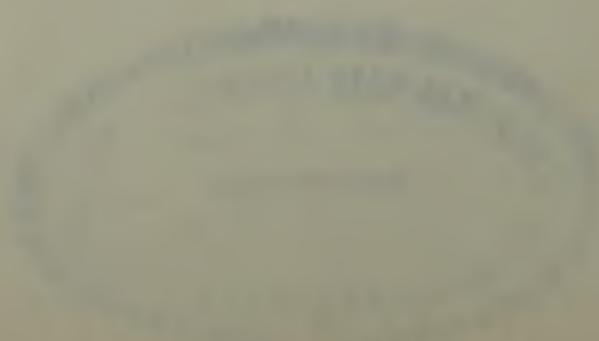
СОДЕРЖАНИЕ

|  |    |
|--|----|
| Մ. Ա. Сартан. О геохимии донных осадков и геологическом строении озера Севан   | 3  |
| Դ. Ս. Авакян. О стадийности перехода вулканических пород в монтмориллониты   | 15 |
| Геолог Кадоша, Г. П. Багдасарян, К. И. Карапетян, Печкаев Золтан, Арва-Шош Ержебет, Р. Х. Гукасян. Первые К-Аг изотопные датировки верхне-плиоцен-четвертичных вулканических пород Армении | 25 |
| Մ. Ա. Արությունյան, Օ. Գ. Մադանյան. Температурные условия формирования скарнов Зангезурского рудного района и связанного с ними оруденения   | 38 |
| Բ. Ս. Симонов, С. И. Кошарян. Классификация геохимических аномалий при помощи многомерного статистического анализа   | 45 |
| Ա. Ս. Карапетян. Сейсмоэкология—важнейшая ветвь геоэкологии, стадии ее проявления  | 50 |
| Գ. Ս. Тамразян. Общепланетарный речной сток и речные воды Земли  | 55 |
| Ս. Ն. Назаретян. Карта изосейст Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.  | 74 |



# CONTENTS

|   |    |
|---|----|
| <i>M. A. Satian</i> . On the geochemistry of bottom sediments and geological structure of the Sevan lake water area . . . . .   | 3  |
| <i>H. S. Avakian</i> . On the transition stages of volcanogenous rocks into montmorillonites . . . . .  | 15 |
| <i>Balog Kadosha, G. P. Baghdasarian, K. I. Karapetian, Pechkai Zoltan, Arva-Shosh Erzhebet, R. Kh. Ghukasian</i> . The first K—Ar isotope dating of the Armentian Upper Pliocene—Quaternary volcanic rocks . . . . . | 25 |
| <i>M. A. Haroutiunian, H. G. Madanian</i> . The Zanguezoor ore region skarns and connected with them mineralization formation temperature conditions . . . . .  | 38 |
| <i>R. S. Simonian, S. A. Kocharian</i> . The geochemical anomalies classification by means of the multi—dimensional statistical analysis . . . . .  | 45 |
| <i>A. I. Karapetian</i> . Seismoecology is the most important branch of geoecology. Stages of its manifestation . . . . .   | 50 |
| <i>G. P. Tamrazian</i> . The planetar river run-off and the Earth's river waters . . . . .  | 55 |
| <i>S. N. Nazaretian</i> . The Spitak earthquake, December 7, 1988, isoseismal map . . . . .   | 74 |



М. А. САТИАН

## О ГЕОХИМИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ АКВАТОРИИ ОЗ. СЕВАН

В распределении меди, цинка, свинца, хлора и сульфат-иона в донных осадках голоцена, вскрытых трубками длиной 4,5 м, выделена латеральная зональность, парнации по разрезу. Определены баланс и фоновые содержания, характеризующие эпоху дотехногенную. Обсуждено поступление в акваторию халькофильных элементов с обрамления. Предполагается привнос хлора и сульфат-иона минерализованными водами по разломам в акватории. По региональным данным дается прогноз геологического строения дна котловины.

В прежних исследованиях донных осадков озера [2, 10, 19] обсуждалось главным образом распределение в осадках породообразующих химических элементов. Осадки отбирались драгами и в небольшом числе—мелкими, до 1 м трубками. Проведенное в 60-х годах бурение дна вибропоршневыми трубками длиной 4,5 м значительно расширило возможности изучения строения донных осадков [8]. Наиболее полноценными были результаты по акватории Большого Севана. Пробы здесь отбирались по 8 створам на глубинах 5, 10 и 20 м, также как пройден был поперечный профиль через котловину (рис. 1). Геохимия осадков озера особенно интересна, поскольку обрамление озера имеет контрастное геологическое строение, и очевидна актуальность вопроса о влиянии окружающих пород и рудных в них концентраций на распределение в осадках озера микроэлементов. Заслуживает также обсуждения возможность подтока в донные осадки акватории минерализованных вод, многочисленные источники которых известны по берегу котловины [9, 13].

### Краткая характеристика донных осадков

В низах разреза трубками вскрываются коричневато-серые и желтовато-серые глины, плотные, сильно комковатые, нередко высококарбонатные (до 30%  $\text{CaCO}_3$ ), содержащие прослойки полимиктовых песков. Вскрытая мощность их достигает первых нескольких десятков сантиметров (пачка I). Выше следуют менее литифицированные глины зеленовато-серые, менее плотные, алевритистые, с карбонатностью до 10—15%, сменяющиеся в верхней части песками и замещаемые ими к берегу (пачка II). Выше по разрезу (пачка III) следуют черные, при высыхании темно-серые пластичные глины, насыщенные органическим веществом, остатками диатомей, в разной мере алевритистые, менее карбонатные (до 10—12%); по направлению к берегу их сменяют пески. Наконец, разрез суммарной мощностью до 4,5 м завершается глинисто-песчаными темно-серыми илами, мощностью до 0,3—0,5 м, особенно разжиженными в верхней части и также замещенными песками к берегу. Мощность зеленовато-серых и черных глин варьирует от нескольких десятков сантиметров до 2—2,5 м, обозначая довольно прихотливый характер их размещения на дне озера. Общий план распределения озерных осадков вскрытого интервала примерно соответствует современному: глинистые осадки сосредоточены в центре, к берегу они сменяются песками—примерно на изобате 20 м. Карбонатность осадков наиболее высока вдоль восточного берега и составляет от 12 до 45%, в среднем 30%, где на обрамлении обнажаются крупные поля микритовых и органогенно-детритовых известняков позднего сенона и палеогена. Менее высока карбонатность осадков, развитых на юге озера. На обрамлении здесь развиты преимущественно вулканогенно-осадочные образования сред-

него эоцена, а также плиоцен-четвертичные лавы. Наименьшая карбонатность (0—10%) определяется в осадках в полосе, примыкающей с запада к Гегамскому вулканическому нагорью.

Глинистые отложения составляют главный тип осадков центральной части котловины, площадь которой достигает 70% от общей площади Большого Севана. Глины связаны постепенными переходами с песками побережья. Баланс осадков озера складывается [2, 10] из обломочного вещества рек и временных потоков, селей (56%), из эолового материала (21%) и материала хемогенно-биогенного (23%). При относительно низком соотношении В/Л до 3,4 [19] обломочное осадконакопление является ведущим, причем существенное место занимают алевро-пелитовые осадки. Возраст вскрытой части разреза донных осадков в центральной части котловины при усредненной скорости осадконакопления от 0,3 до 1 мм в год [2, 10], в среднем равной 0,8 мм/год (отметим сопоставимую скорость накопления донных осадков оз. Ван [4]) составит (включая пачку I) до 3500 лет. Голоценовый возраст возникновения озера обсуждался в работах [2, 5, 12].

В 4,5 м разрезе донных осадков (центра озера) наименьшему уровню озерных вод, возможно стадии «луж» [5], отвечает пачка I, полная мощность которой и особенности распространения по всей площади акватории остаются нам неизвестны. Наивысший уровень вод озера, несомненно, был при накоплении пачки III—черных глин. Пачка IV—илы глинисто-песчаные, характеризуют этап естественного понижения уровня вод, усугубленного в последние десятилетия техногенным воздействием—20-метровым снижением уровня.

#### Распределение микроэлементов в донных осадках

В наиболее верхней части колонки (пачка IV) отбирались пробы из сравнительно менее разжиженных осадков, сохранивших стратификацию на контакте с заметно более литофицированными глинами третьей пачки. Остальные 2/3 разреза относятся, как видно, к этапу, который не испытал техногенного воздействия, и в некотором смысле характеризуют его фоновые содержания.

По результатам анализа содержаний микроэлементов следует: на два порядка меньше содержания растворимых количеств микроэлементов относительно валовых, затем на порядок низкие их содержания в водной вытяжке относительно вытяжки слабосолянокислой, разброс содержаний по типам осадков конкретизируется в преобладании в глинах меди над свинцом и цинком, а в песках—цинка над остальными двумя микроэлементами (табл. 1).

Средние содержания Cu, Zn, Pb в донных осадках

Таблица 1

| Элемент | Глины               |                      |                     | Пески               |                      |                     |
|---------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|----------------------|---------------------|
|         | В. в.               | НСИ                  | Валовое             | В. в.               | НСИ                  | Валовое             |
| Медь    | $4,9 \cdot 10^{-6}$ | $10,3 \cdot 10^{-5}$ | $6,6 \cdot 10^{-3}$ | $1,3 \cdot 10^{-6}$ | $3,6 \cdot 10^{-5}$  | $1,3 \cdot 10^{-3}$ |
| Цинк    | $1,6 \cdot 10^{-6}$ | $4,4 \cdot 10^{-5}$  | $4,1 \cdot 10^{-3}$ | $2,2 \cdot 10^{-6}$ | $11,8 \cdot 10^{-5}$ | $3,9 \cdot 10^{-3}$ |
| Свинец  | $1,3 \cdot 10^{-6}$ | $1,3 \cdot 10^{-5}$  | $1,3 \cdot 10^{-3}$ | $1,6 \cdot 10^{-6}$ | $1,6 \cdot 10^{-5}$  | $1,6 \cdot 10^{-3}$ |
| Pb+Zn   |                     |                      |                     |                     |                      |                     |
| Cu      | 0.59                | 0.78                 | 0.81                | 2.69                | 3.72                 | 4.23                |

В в—водная вытяжка, НСИ—солянокислая (2,5%). Проанализировано: глин—14, песков—18 образцов; валовые содержания свинца по данным количественного спектрального анализа, остальные—колориметрические определения (в % к породе).

В обломочных минералах песков (табл. 2) определены высокие содержания цинка в магнетите, меди и свинца—в темноцветных минералах. По данным шлихового анализа, в некоторых образцах присутствуют единичные зерна самородного свинца, буланжерита, церуссита, малахита и халькопирита. Какой-либо закономерности их распределения выявить не удалось из-за непредставительности материала. Можно полагать преобладание абсорбированных форм нахождения халькофильных микроэлементов в глинах. Известна разная способность абсорбции микроэлементов.

Таблица 2

Содержания микроэлементов в обломочных минералах  
(и фракциях) осадков

| Минерал (фракция)        | Медь                | Цинк                | Свинец             |
|--------------------------|---------------------|---------------------|--------------------|
| Пироксен мн.             | $3 \cdot 10^{-3}$   | $30 \cdot 10^{-3}$  | $15 \cdot 10^{-3}$ |
| Пироксен ромбический     | $1 \cdot 10^{-3}$   | $50 \cdot 10^{-3}$  | —                  |
| Роговая обманка базальт. | $6,3 \cdot 10^{-3}$ | $10 \cdot 10^{-3}$  | $1 \cdot 10^{-3}$  |
| Серпентин                | $3 \cdot 10^{-3}$   | $30 \cdot 10^{-3}$  | —                  |
| Вулканическое стекло     | $1 \cdot 10^{-3}$   | $15 \cdot 10^{-3}$  | $3 \cdot 10^{-3}$  |
| Электромагнитная фракция | $10 \cdot 10^{-3}$  | $100 \cdot 10^{-3}$ | —                  |
| Магнетит                 | $1 \cdot 10^{-3}$   | $200 \cdot 10^{-3}$ | —                  |
| Магнитная фракция        | $3 \cdot 10^{-3}$   | $100 \cdot 10^{-3}$ | —                  |
| Легкая фракция           | $10 \cdot 10^{-3}$  | $10 \cdot 10^{-3}$  | $1 \cdot 10^{-3}$  |

Данные количественного спектрального анализа.

Она находится в зависимости от преобладающего глинистого минерала [18]. Повышенное содержание на юго-западе акватории монтмориллонита [16], видимо, способствует абсорбции цинка [7].

Из вышеприведенного следует, что баланс распределения микроэлементов должен быть рассмотрен в связи с фациальным переходом песков берегового склона к глинам центра котловины, вариациям компонентного состава, спадом выхода тяжелой фракции от 10—15% до 0,011%. Остальные составные осадка имеют второстепенное значение в концентрации микроэлементов. Так, выяснено, что остракоды содержат весьма малые количества указанных микроэлементов. Диатомовые водоросли, видимо, более способны усваивать и абсорбировать на скорлупах медь. Содержание гидроокислов железа в осадках низкое (до 3%), и их значение, как абсорбента микроэлементов не может быть сколько-нибудь важным. Несогласный, за небольшими исключениями, план распределения зональности железа относительно такового для меди, цинка и свинца также в пользу этого вывода. Такова же роль и окислов марганца, хотя здесь необходимы дополнительные исследования.

Содержания микроэлементов по восходящему разрезу для всей акватории варьируют значительно. Вариации эти предопределены разнообразным составом терригенной примеси, в западной и восточной частях акватории [19], вариациями интенсивности привноса растворенного компонента и др. Для отдельных частей акватории, например, в пределах юго-западной, наиболее крупной аномалии халькофильных элементов, наибольшие количества меди, растворимые в солянокислой вытяжке, отчетливо тяготеют к пескам пачки III, а наибольшие значения цинка и свинца—к глинам первой пачки (табл. 3).

Очевидно, распределение водно- и кислоторастворимых количеств данных микроэлементов по разрезу и в дистальном направлении должно контролироваться геохимической фациальной обстановкой осадков.

Содержания Cu, Zn, Pb (в %) в разрезе донных осадков юго-западной части акватории (2,5 % HCl—вытяжки)

| Пачка | Глины                |                     |                     | Пески               |                      |                     |
|-------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|---------------------|
|       | Cu                   | Zn                  | Pb                  | Cu                  | Zn                   | Pb                  |
| III   | $15,6 \cdot 10^{-5}$ | $3,6 \cdot 10^{-5}$ | $2,3 \cdot 10^{-5}$ | $155 \cdot 10^{-5}$ | $27,5 \cdot 10^{-5}$ | $1,1 \cdot 10^{-5}$ |
| II    | $22,8 \cdot 10^{-5}$ | $3,7 \cdot 10^{-5}$ | $1,7 \cdot 10^{-5}$ | $2,8 \cdot 10^{-5}$ | $11,2 \cdot 10^{-5}$ | $0,6 \cdot 10^{-5}$ |
| I     | $18,1 \cdot 10^{-5}$ | $8,3 \cdot 10^{-5}$ | $5,3 \cdot 10^{-5}$ | н. опр.             | н. опр.              | н. опр.             |

### Геохимическая фациальная обстановка

Исследования [2, 6, 10] выявили высокие значения pH осадков, равные 7,7—8,6, для единичных определений несколько ниже—7,2—7,6 (напомним, что вода озера характеризуется pH от 8,7 до 9,2). В области развития глин Eh осадков преимущественно восстановительный (Eh = -155 до -225 mV), за исключением глубин примерно 3,5—3,7 м, где обозначается горизонт повышенных значений Eh, до -70 и даже +55 mV. Преимущественно восстановительные условия в колонке осадков подтверждаются соотношением  $S_{\text{сульфид}} / S_{\text{сульфат}}$  более  $1, \text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ , достигающей 8,8 и в среднем равным 3,8. В иловой воде (вытяжки водные) соотношение  $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$  для глин равно 15,6, спадая до 0,04 в песках (табл. 4).

Таблица 4

Средние содержания и соотношение  $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$  в осадках

| Элемент                           | Глины |       | Пески |       |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|
|                                   | В. в. | HCl   | В. в. | HCl   |
| $\text{Fe}^{2+}$                  | 8,40  | 46,31 | 0,009 | 57,3  |
| $\text{Fe}^{3+}$                  | 0,51  | 59,9  | 0,23  | 203,7 |
| $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ | 15,56 | 0,77  | 0,04  | 0,28  |

В.в.—водная, HCl (солянокислая (2,5%) вытяжки, данные в мг на 100 г осадка. Результаты анализа 80 проб из II и III пачек.

Восстановительная среда в осадках благоприятствовала возникновению аутигенного пирита—в виде шариков и выполнений раковин.

Как видно, восстановительная сероводородная обстановка показательна для пачки III—в центральной части котловины. Скорее всего, к глеевой относится обстановка в глинах пачки II. Геохимическая обстановка в коричневатой и желтовато-серых глинах пачки I окислительная, слабо щелочная, до нейтральной. На латеральном профиле к берегу, в песках II и III пачек имеет место спад восстановительной обстановки, ввиду большей проницаемости песков относительно обогащенной кислородом наддонной воды. По-видимому, геохимическая фациальная зональность осадков в акватории гораздо сложнее, ввиду пятнистого распределения песков и глин на профиле до изобаты 20 м и, что особенно важно, наличия глубинного подтока минерализованных вод по разломам в пределах акватории, существования в осадках межслоевых вод. Обращаясь к табл. 3 и известной схеме типизации геохимических барьеров [18], отметим, что повышенные содержания в пачке I форм

Zn и Pb, извлекаемых 2,5% HCl, может быть объяснено щелочным геохимическим барьером на уровне этой пачки в переходной зоне от песков к глинам, при поступающих глеевых водах с низкими рН, до 6,5—7,2. Повышенные содержания меди (извлекаемые слабой солянокислой вытяжкой) в пачке III являются указанием на близкое к содовым значениям рН внутрислойных вод (8—8,6) в пределах сероводородной восстановительной и переходной к глеевой фации. Эта схема следует из обсуждения осредненных значений содержаний халькофильных элементов. Между тем, отклонения от нее вызваны прежде всего спецификой формирования геохимических фаций донных осадков озера: сложным динамическим взаимоотношением захороненных, наддонных и, наконец, минерализованных глубинных вод.

### Латеральная геохимическая зональность в распределении микроэлементов и вторичные ореолы рассеивания

Лито-геохимические карты (рис. 1, 2) дают представление о зональности в распределении подвижных частей микроэлементов. Обусловлена она резко различным геологическим строением обрамления: плиоцен-четвертичных андезито-базальтов на западе и офиолитовой зоны—на востоке.

Вторичные ореолы рассеивания достаточно удовлетворительно связываются для халькофильных элементов с концентрациями этих элементов на обрамлении. Прежде всего обратим внимание на более или менее достаточное совпадение аномалий Cu, Zn, Pb, а также Mo [20] на юго-западе акватории. В строении прилегающего обрамления известны концентрации руд формации, а также зоны гидротермального изменения пород в выходах эоцена Варденисского хребта, его северного склона, вскрытые также в тоннеле Арпа-Севан. Парагенез Cu-Mo-Zn-Pb типичен для Анкаван-Зангезурской тектонической зоны, к которой относится данный сегмент обрамления [11]. Мелкие вторичные ореолы рассеивания халькофильных элементов вблизи восточного берега связаны с офиолитовой серией пород и надофиолитовым чехлом. Здесь известны концентрации медно-гематитовых, медноколчеданных руд, а в связи с субвулканическим магматизмом палеогена—концентрации благородных элементов, обогащенных с глубиной полиметаллами. Мелкие аномалии халькофильных элементов к югу от Норадузского мыса, видимо, связаны с подлавовым комплексом, но какая-то часть аномалий тяготеет к четвертичным шлаковым вулканам, погребенным в акватории под донными осадками [21].

Особо значительны выявленные аномалии хлора и сульфат-иона в центре котловины (рис. 1, 2). Воднорастворимая часть сульфат-иона преимущественно преобладает над кислотнорастворимой. Как известно, содержания сульфат-иона поступают по мере захоронения в осадках-илах наддонной воды, но с глубиной его средние содержания падают (табл. 5), что убедительно свидетельствует о десульфатизации осадков—процессе, развиваемом с глубиной разреза донных осадков во многих современных озерах и морях [23]. Однако эта общая закономерность распространения в разрезе осадков озера нарушается в ряде колонок; отмечаются резкие пики содержаний с глубиной (трубка 28 и др.). Значительна и дисперсия содержаний в осадках хлора, несмотря на известную его высокую миграционную способность. Отметим также совпадение в плане аномалий хлора и сульфат-иона, а также их очевидную вытянутость вдоль простирания озера («центральная» аномалия). Значение «центральной» аномалии  $Cl^-$  и  $SO_4^{2-}$  видно из сопоставления с фоновыми для озерных осадков содержаниями: хлора более в 5,5 раз, сульфат-иона—7,2, магния—26,6. Среди воднорастворимых—хлора, сульфат-иона и маг-

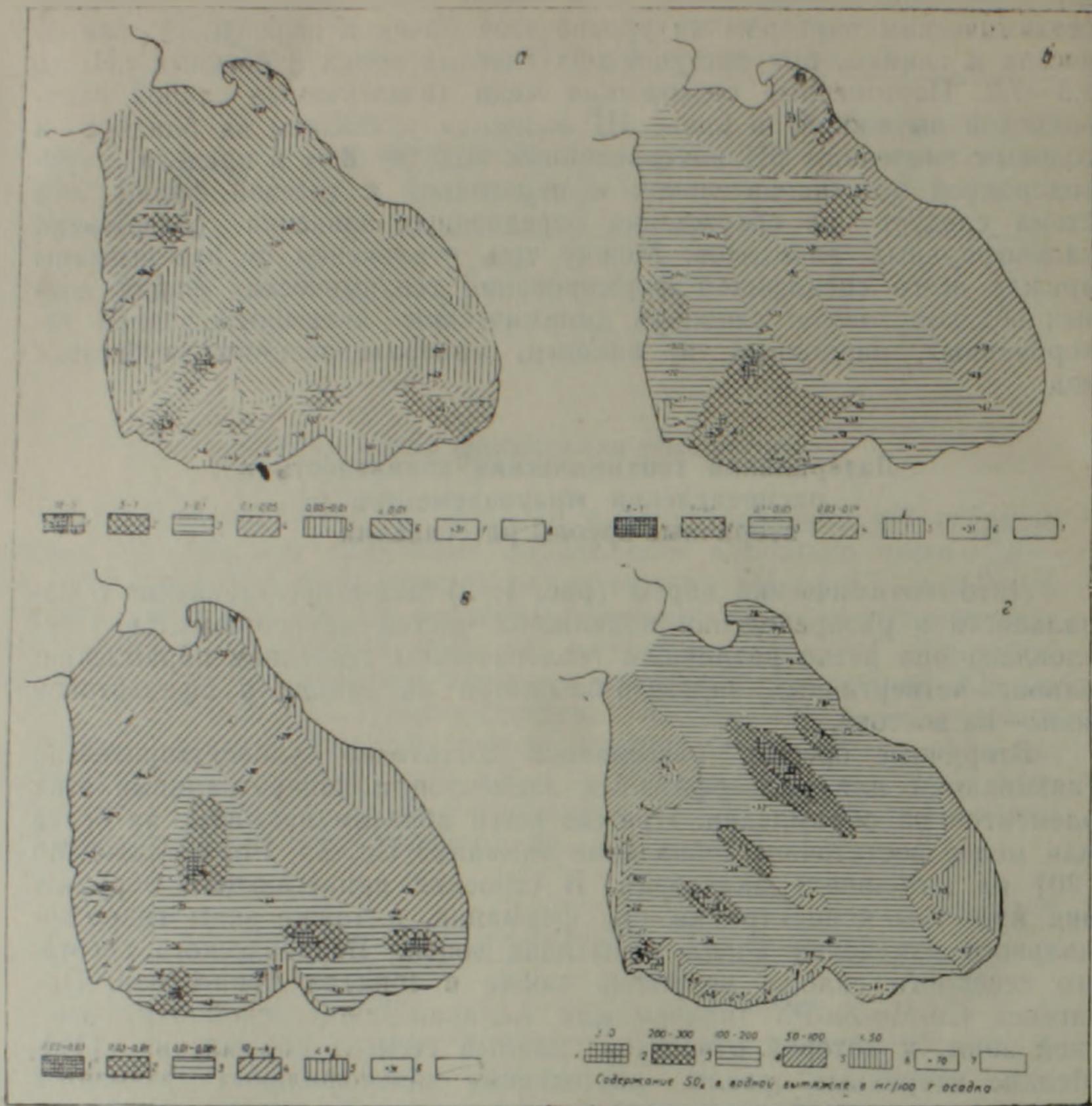


Рис. 1. а) Геохимическая карта распространения в донных осадках меди. В мг на 100 г осадка, солянокислая вытяжка. б) Геохимическая карта распространения в донных осадках цинка. В мг на 100 г осадка; солянокислая вытяжка. в) Геохимическая карта распространения в донных осадках свинца. В мг на 100 г осадка, солянокислая вытяжка. г) Геохимическая карта распространения в донных осадках сульфат-иона. В мг на 100 г осадка, волная вытяжка.

ния резко преобладает сульфат-ион (соотношение  $SO_4^{2-}/Cl^-$  в пределах аномалии колеблется от 2,0 до 21,4).

Наиболее вероятно предположение о связи данной аномалии хлора, сульфат-иона и магния с разгрузкой в донные осадки, а, возможно, непосредственно на дно бассейна минерализованных вод, поднимающихся по разлому С—З простирания. Ныне трудно ответить на вопрос о том, формировались ли минерализованные воды в солено-гипсоносных отложениях, известных на западном берегу озера в разрезе позднего миоцена, но не обнаруженных на восточном, и в какой мере ответственна за привнос Mg серпентинизация ультрабазитов. Нет повышенных содержаний хлора и не обнаружена гипсоносность в плиоцен-раннечетвертичных молассах подножий Севанского хребта, относимых к «Палеосевану» [15].

Что дает изучение структуры обрамления? В пределах южного берега озера под толщей моласс миоцена (скв. Карчахпюр), а также на СЗ озера в устье р. Дзкнагет (скважина параметрическая) выяв-

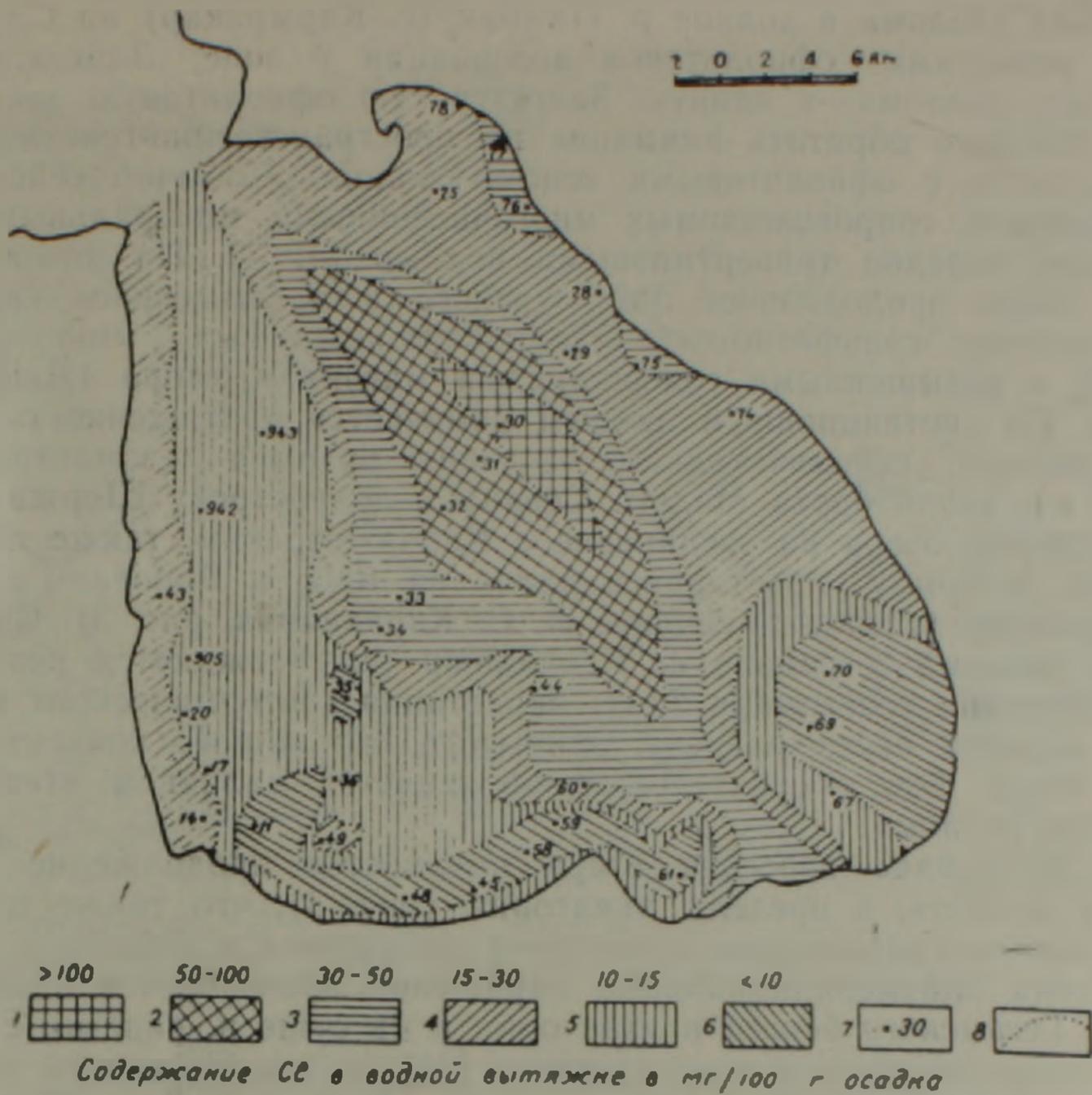


Рис. 2. Геохимическая карта распространения в донных осадках хлора. В мг на 100 г осадка, водная вытяжка.

лены породы офиолитовой ассоциации, а их выходы—в среднем течении реки.

Таблица 5

Содержания  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ , Mg в осадках «центральной» аномалии озера

| Место отбора                      | № обр, осадки                   | Хлор  |        |       | М.гн.н |       | $SO_4^{2-}$<br>Cl |
|-----------------------------------|---------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------------------|
|                                   |                                 | В. в  | В. в   | HCl   | В. н   | HCl   |                   |
| Вся акватория пачки I+II+III      | Глины (ср. от 21 обр.)          | 40.1  | 18.18  | 92.8  | 21.7   | 116.9 | 0.5               |
| — — — — — пачки II+III            | Пески (ср. от 40 обр.)          | 15.4  | 101.7  | 63.6  | 6.9    | 129.5 | 6.6               |
| — — — — — пачка IV                | Ил глини-песч. (ср. от 12 обр.) | 19.7  | 307.1  | 71.1  | 19.4   | 135.2 | 15.6              |
| «Центральная» аномалия, трубка 30 | Глина 301                       | 52.1  | 701.5  | 123.5 | 66.4   | 124.5 | 13.5              |
| Трубка 30                         | Глина 302                       | 22.12 | 1311.5 | 573.9 | 183.8  | 83.8  | 59.5              |
| Трубка 31                         | Глина 310/311                   | 99.5  | 199.7  | 355.1 | 2.1    | 186.9 | 2.0               |
| Трубка 32                         | Глина 320                       | 53.2  | 1140.6 | 58.1  | 26.6   | 133.4 | 21.4              |
| Вода озера                        |                                 | 62.3  | 16.9   | —     | 55.9   | —     | 0.3               |

\* В мг/л, остальные—в мг на 100 г осадка.

В.в.—водная, HCl—солянокислая (2,5%) вытяжки.

Этот фрагмент офиолитов объединяется с офиолитами широтного глубинного разлома в долине р. Памбак (с. Кармракар) на СЗ, а на ЮВ—с реликтами офиолитовой ассоциации в зоне Зангезурского глубинного разлома—в единую Зангезурскую офиолитовую зону [1].

Необходимо обратить внимание на пространственно-генетическую сопряженность с офиолитовыми зонами молодых, обычно сейсмогенных разломов, сопровождаемых многочисленными минеральными источниками, нередко травертиновыми полями [1, 3]. На юго-восточном от озера продолжении Зангезурского шва размещены крупные месторождения сульфатно-гидрокарбонатно-натриевых минеральных вод [13] с повышенными содержаниями магния и хлора (Джермук, Истису). По дистанционным данным намечается протяженность Памбак-Севанского сейсмоактивного крупного разрыва (землетрясение 7.XII.88 г.), вдоль борта Малого Севана к полуострову Шоржа и через акваторию озера на соединение с Карчахпюрским, также сейсмоактивным разломом, простираясь далее на ЮВ, к Воротан-Гиратахскому разлому (устное сообщение А. С. Караханяна, рис. 3). Существование разлома в районе с. Карчахпюр подтверждается результатами измерения геотермики [14], нарастания геотермического градиента к верхней части разреза, вскрытого скважиной: конвективный подток тепла. Это обстоятельство объясняется наличием «термовыводящего» разлома.

На юго-западе бассейна озера намечается продолжение Аргинского разлома, в пределы акватории (рис. 3), что также следует из особенности гравиметрии и контуров аномалий Cu, Zn, Pb.

Система близмеридиональных нарушений обозначается вдоль западного, Гегамского берега в акватории и на суше и, видимо, с ними связаны подводные шлаковые вулканы [21], а также выходы на дне кристаллов кальцита. С севера котловину Большого Севана ограничивает близширотный разлом, регионально выдержанный до массива Арарата. Очевидно продолжение в озерную котловину регионально выдержанного разлома, проходящего через долину р. Масрик. Несколько мелких сдвигов антикавказского простиранья картируются в строении офиолитовой ассоциации Севанского хребта (ущелье Саринар и др.) и, видимо, с их продолжением в акваторию связаны мелкие аномалии халькофильных элементов.

Как видно, озерными осадками в строении дна котловины маскируются зоны стыка структурно-формационных зон первого порядка (рис. 3, 4); на востоке—сочленение *Севанской офиолитовой зоны с Базумо-Кафанской зоной* континентально-корового строения, в центре котловины—западного борта Базумо-Кафанской зоны с *Зангезурским офиолитовым швом*, и, наконец, сочленение с ним *Анкаван-Мегринской зоны* континентально-корового строения. Строение коры в пределах котловины, следовательно, весьма неоднородно и представляет сочетание блоков земной коры разного строения и генезиса. Структура котловины напоминает «разбитую тарелку». Осадочная голоценовая толща котловины подпирается по разломам минерализованными водами, через поровые воды донных осадков, воздействующими на компонентный состав вод озера. Именно таким представляется главный механизм возникновения своеобразного содового химического состава озерной воды: смешение поверхностных пресных вод с глубинными—минерализованными.

В этой связи интересны предположения о сокращенной мощности, до 38 км, земной коры области юга Севана и его ЮЗ обрамления-наличия, крупного магматического диапира с гидротермальной системой над ним [17]. Глубинные воды озерной котловины и ее обрамления, видимо, находятся под воздействием этой тепловой аномалии.

Прогноз геологического строения озерной котловины (рис. 4) учитывает результаты картировочного бурения по берегу, а также не-

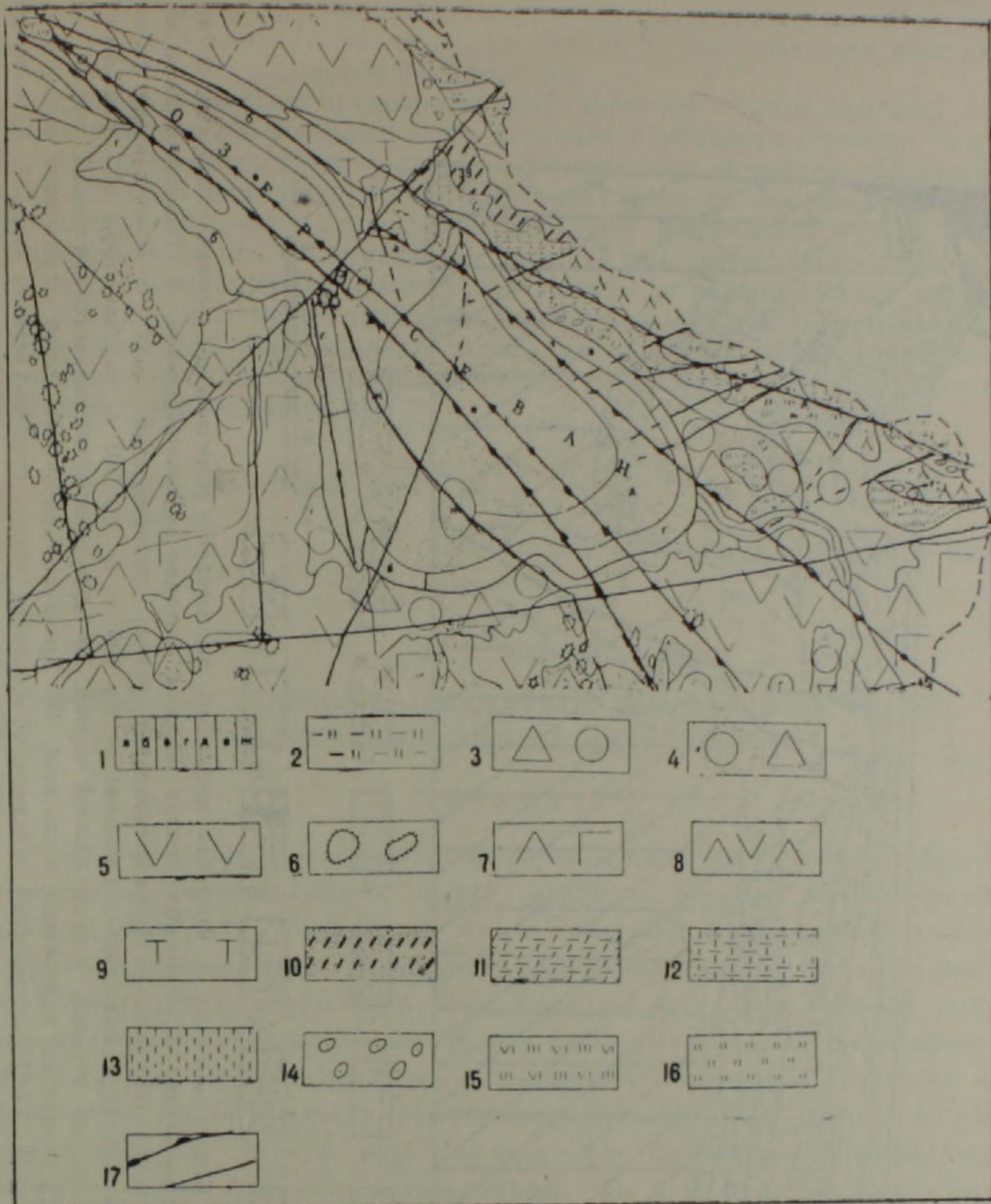


Рис. 3. Схематическая лито-геологическая карта басс. оз. Севан. Масштаб 1:500000.  
**Легенда:** 1. Донные современные осадки: а—валуны, б—галечки, г—песок, д—крупно-алевроитовые осадки, е—мелкоалевроитово-глинистые осадки, ж—кристаллы кальцита. 2. Торфяные отложения. 3. Четвертичные делювиально-пролювиальные отложения. 4. Озерные отложения, перекрытые аллювием и делювием. 5—7. Верхнеэоцено-четвертичная вулканогенная толща: 5. Андезит-базальтовая лавовая толща 6. Вулканы и конусы шлаковые (бомбы, пески). 7. Базальт-диоритовая толща агломератов, брекчий. 8. Андезиты, туфы, конгломераты, верхний эоцен. 9. Туфы, туффиты с пачками алевролитов, песчаников, средний эоцен. 10. Известняки, мергели с прослоями песчаников, силицитов, нижний эоцен. 11. Известняки микритовые, мергели с прослоями алевролитов, песчаников, даний-палеоцен. 12. Известняки микритовые и мергели, верхний сантон-верхний сенон. 13. Известняки органогенно-детритовые и микритовые, верхний сенон. 14. Офиолитокластическая граувакковая толща, верхний коньяк-нижний сантон. 15. Базальты, спилиты, трахиандезиты и кератофиры с линзами органогенно-детритовых и микритовых известняков, реже радиоларитов, альб-нижний коньяк. 16. Спилиты, базальты, реже кератофиры с пачками радиоларитов, марганцевистых силицитов, альб-нижний коньяк. 17. Ультрабазиты и габбро, преимущественно протрузии. 18. Разломы (с насечкой—крупные ограничительные разломы по краям офиолитовых зон, остальные—геологически картируемые разломы: внутрикоровые и сквозькоровые, в т. ч. лингаменты по дистанционным методам).

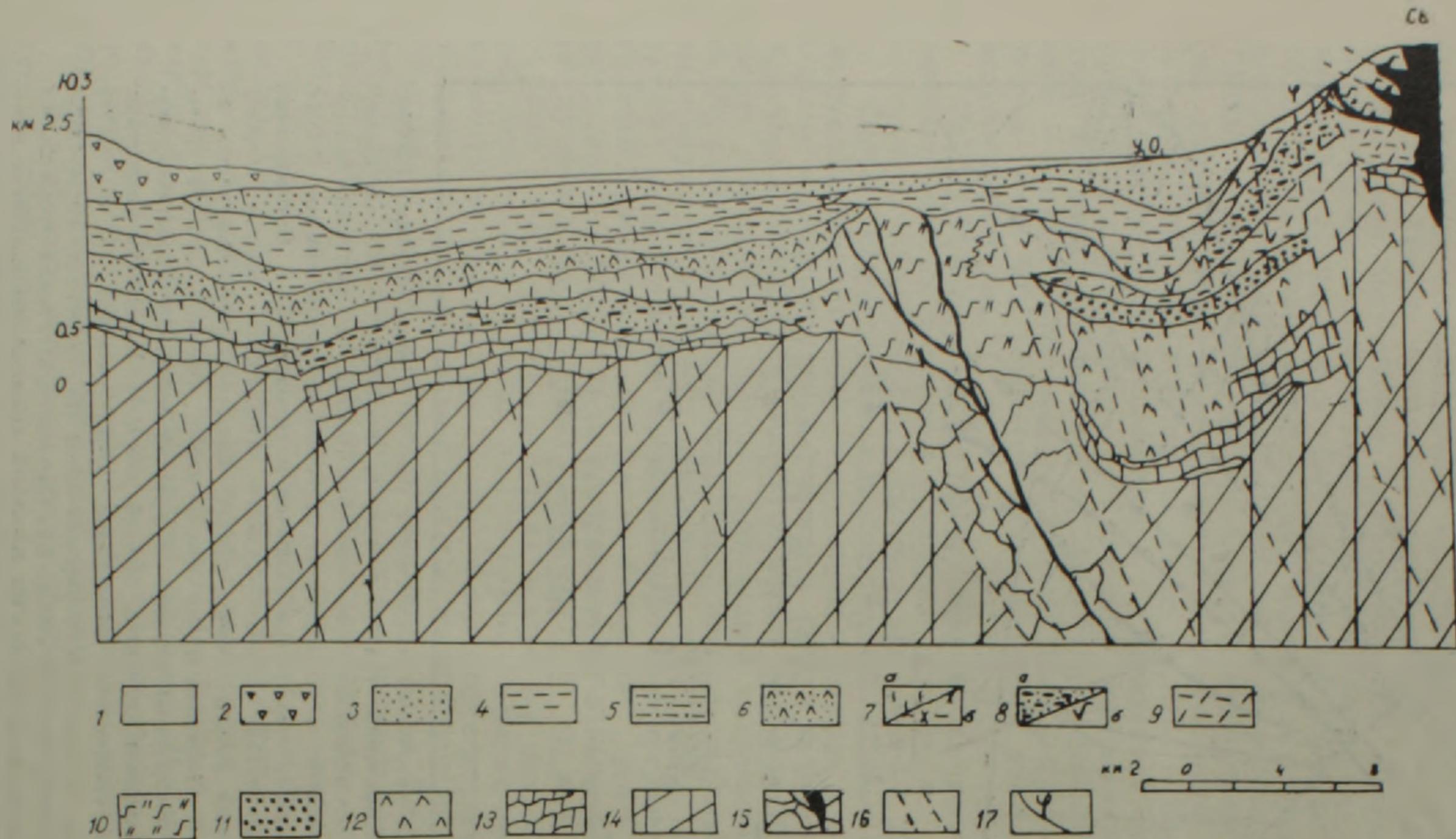


Рис. 4. Геологический разрез через котловину Севана. Легенда: 1. Озерная котловина, выполненная современными донными осадками. 2. Андезитово-базальтовая толща, верхнеплиоцен-четвертичная. 3. Разнообломочная моласса, плиоцен-позднечетвертичная. 4. Тонкообломочная моласса, верхний миоцен. 5. Вулкано-песчаная толща, олигоцен. 6. Вулкано-осадочная толща, средний-верхний эоцен. 7. Известняковая толща, верхний сантон-верхний сенон, а также флишвидная толща дания-палеоцена: а) до 100 м, б) до 600 м, включая туфы и лавы эоцена. 8. а) Граувакковая офиолитокластическая толща, верхний коньяк-нижний сантон, б) эффузивно-вулканокластическая толща, нижний сенон. 9. Песчаная флишвидная толща и толща плитчатых известняков, титон-альб. 10. Кремнисто-эффузивная толща офиолитовой серии, альб-нижний коньяк. 11. Терригенная толща, келловей. 12. Нерасчлененная вулканогенно-осадочная толща, средняя-верхняя юра. 13. Карбонатная и карбонатно-терригенная толща, средний-поздний палеозой (с триасом). 14. Древний метаморфический комплекс, позднепермский. 15. Базит-ультрабазитовый комплекс в меланже. 16. Разломы. 17. Пологие крупные надвиги. Профиль: с Еранос — ущ. р. Саринар.

большой объем сейсмопрофилирования (ст. «Земля» и «Черепаша»), кроме того, в прогноз включена корреляция с сопредельными регионами, прежде всего с офиолитовыми зонами и разобширенными ими зонами континентально-корового строения.

Однако очевиден предварительный характер такого прогноза и необходимость целенаправленного изучения глубинного строения басс. оз. Севан комплексными геолого-геофизическими методами. Заслуживают особого внимания вопросы сейсмоактивности бассейна озера и ее центральной части, где происходит стык главнейших структурно-формационных зон и выявляется наличие сейсмоактивного разлома. Разработка программы комплексной оценки и районирования региона должна, как представляется, включать возможность использования выявленной «центральной» аномалии для размещения подводных геохимических датчиков сейсмоактивности—задача эта становится в большей мере технической.

Институт геологических наук  
АН Армении

Поступила 2.1.1990.

Մ. Ա. ՍԱՔՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՀԱՏԱԿԱՅԻՆ ՆՍՏՎԱՄՔՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՅԻ ԵՎ ՆՐԱ  
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԿԱԽՈՒՑՎԱՄՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո մ

Ջրհավաքների կառուցվածքից կախված՝ Սևանա լճի հատակային նրստվածքներում հայտնաբերվել է պղնձի, ցինկի ու կապարի տեղաբաշխման զոնալականություն: Դիտվում են հիշյալ տարրերի երկրորդական տարաբաշխման եզրապսակներ, որոնք տարածականորեն կապված են ջրհավաքների հանքային կուտակումների հետ: Պարզվում է, որ այդ տարրերի լուծվող բաղադրամասերի պարունակությունը երկու կարգով ցածր է համախառնից: Կուտակում բարձր է պղնձի պարունակությունը, ավազներում՝ ցինկին ու կապարին: Հիշյալ տարրերի առավելագույն կուտակումներ դիտվում են լճի հարավ-արևելյան մասում, ինչը մոտավորապես համընկնում է նախկինում ուսումնասիրված մոլիբդենի եզրապսակների հետ և պետք է, որ պայմանավորված լինեն լճի տվյալ հատվածի ենթալավային կառույցներում առկա կուտակումների հետ:

Լճի առանցքային մասում գոյություն ունի սուլֆատ-իոնի և քլորի անոմալիա («կենտրոնական»), որի առաջացումը բավարար կերպով բացատրվում է խախտումներով հանքայնացած ջրերի բարձրացման հետ: Հաշվի առնելով լճի երկրաբանական կառուցվածքին վերաբերող տվյալները, պետք է ենթադրել, որ հիշյալ անոմալիան առնչվում է լճի տարածքով ձգվող սեյսմաակտիվ խախտման հետ: Վերջինս հայտնաբերված է Կարճաղբյուր գյուղի շրջակայքում և հարավ-արևելյան տարածմամբ միանում է Զանգեզուրի գոտուն, իսկ դեպի հյուսիս-արևմուտք՝ Փամբակ-Սևանի սեյսմաակտիվ խրգմանը (7.12.88 թ.):

Լճի տարածքով են անցնում նաև Արգիշիի հյուսիս-արևելյան, Մասրիկի հյուսիս-արևմտյան խախտումների հատվածները, ինչպես նաև Բայազետի բեկվածքը:

Սևանա լճի կառույցն իրենից ներկայացնում է տարրեր կառուցվածք ու ծագումնաբանություն ունեցող տեկտոնական բեկորների համակցում, ինչպի-

սիբ են՝ Սևանի և Զանգեզուրի օֆիոլիտային և մայրցամաքային-կեղևային կառուցվածք ունեցող Բազում-Ասպանի և Հանքավան-Մեղրու զոտիները:

Որոշակի խախտումներով հանքայնացած ջրերը, հոլոցենի նստվածքների ջրերի հետ մեկտեղ, խառնվում են լճի դարավոր ջրերին: Յուրահատուկ քիմիական բաղադրություն ունեցող լճային ջրերի առաջացումն, ըստ երևույթին, պետք է դիտարկել որպես խորքային-հանքայնացած և մակերեսային-բաղցրահամ ջրերի միախառնում:

Սեյսմաակտիվության երկրաքիմիական կանխագուշակումների համար նպատակահարմար է «կենտրոնական» անումալիայի տարածքում տեղադրել ջրի քիմիական կազմը որոշող սարքավորումներ:

M. A. SATIAN

## ON THE GEOCHEMISTRY OF BOTTOM SEDIMENTS AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SEVAN LAKE WATER AREA

### A b s t r a c t

A lateral zoning and a vertical variation is distinguished in the copper, zinc, lead, chlorine and sulphate-ion distribution in the Holocene bottom sediments, obtained by drill pipes with a length of 4,5 meters. The balance and the background contents are determined, which characterize the pre-technogenetic epoch. The chalcophile elements entering in the water area from the framing is discussed. The chlorine and sulphate-ion supply is supposed by the mineralized waters by fractures in the water area. A forecast of the basin bottom geological structure is made by regional data

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Сатян М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. LXV, 1977, № 4, с. 220—226.
2. Афанасьев Г. Д. Донные отложения озера Севан. В кн.: Бассейн оз. Севан (Гокча), т. III, в. 2, 1933, с. 59—154.
3. Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, 1956, № 3, с. 511—513.
4. Ван Зейст В., Уолдринг Х. Пыльцевая диаграмма послеледниковых отложений озера Ван в Восточной Анатолии. В кн.: Вопросы геологии голоцена. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1985, с. 39—60.
5. Варданянц Л. А. О происхождении озера Севан. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948, 28 с.
6. Вебер В. В. Изучение процесса битумообразования в современных осадках оз. Севан. В кн.: Результаты комплексного исследования Севанской проблемы, т. II, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962, с. 85—99.
7. Ведеполь К. Х. Геохимический обзор распределения цинка. В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 201—210.
8. Жамагорцян В. Н., Читчян А. И. Некоторые данные по донным отложениям подводной части оз. Севан. В кн.: Результаты комплексного исследования Севанской проблемы. Том II, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 65—76.
9. Лятти С. Я. Гидрохимический очерк оз. Севан. Матер. исслед. оз. Севан и его басс., ч. IV, в. 2, Л.: 1932, 35 с.
10. Лятти С. Я. Грунты оз. Севан и его бассейна. Мат. исслед. оз. Севан, ч. I, в. I, Тифлис: 1932, 38 с.
11. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказ. — Изв. АН АрмССР, сер. геол.-географ. наук, № 4, 1957, с. 67—76.

12. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
13. Минеральные воды. Геология АрмССР, т. IX, Ереван; Изд. АН АрмССР, 1969, 523 с.
14. Мириджанян Р. Т. Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1976, с. 86—89.
15. Митоян Р. А. Особенности распределения бора в породах некоторых поздне-третичных бассейнов центральной части Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1982, с. 58—61.
16. Мхитарян Р. Г., Сатиан М. А. Ассоциация глинистых минералов в донных осадках оз. Севан. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван; Изд. АН АрмССР, 1983, с. 60—66.
17. Оровецкий Ю. П., Егоркина Г. В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 5, с. 41—52.
18. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979, 423 с.
19. Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования басс. оз. Севан. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 154 с.
20. Сатиан М. А., Кюрегян Э. А., Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. О распределении молибдена в отложениях Большого Севана. — Изв. АН АрмССР, сер. геол.-географ. наук, № 2, 1962, с. 31—41.
21. Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Жамагорцян В. Н. Открытие вулканических шлаков и песков среди донных осадков оз. Севан. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1968, с. 62—71.
22. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М.: Изд. АН СССР, 1960, 574 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XLIII, № 2, 1990, 15—25.

УДК 553.611.6.067(479.25)

Г. С. АВАКЯН

## О СТАДИЙНОСТИ ПЕРЕХОДА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД В МОНТМОРИЛЛОНИТЫ

В данной статье рассматриваются вопросы перехода вулканогенных пород в монтмориллониты через промежуточные (метастабильные в создавшихся условиях) фазы на примере двух крупных и разнотипных месторождений бентонитовых глин Армении—Саригюхского и Ноемберянского. Предпринята попытка доказать, что наличие промежуточных фаз, отмеченных почти во всех месторождениях бентонитовых глин, не является обязательным в процессе перехода вулканогенных пород в монтмориллониты. Основными факторами, предопределяющими существование (или отсутствие) промежуточных метастабильных фаз, являются: химизм метасоматизирующих растворов, условия (открытые, закрытые) протекания метасоматоза, рН растворов и химический состав материнских пород.

Преобразование вулканогенных пород—лавовых покровов и потоков, эксплозивных витрокластических туфов, субинтрузивных силловых залежей и жильных тел в монтмориллониты происходит в большинстве случаев через промежуточные, метастабильные в создавшихся условиях, фазы [2—7, 14, 15, 17, 18].

По данным М. А. Ратсева и др. [14], на Асканском месторождении бентонитовых глин родоначальные, андезито-трахитовые туфы сначала были замещены гидрослюдой IM, которая впоследствии перешла в монтмориллониты через промежуточные смешаннослойные фазы. Смешаннослойные образования содержали селадонитовые пакеты с отношениями 90:10, 80:20 и 60:40. В связи с интенсивностью изменения отмечается закономерное возрастание количества монтмориллонитовых пакетов за счет селадонитовых.

12. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
13. Минеральные воды. Геология АрмССР, т. IX, Ереван; Изд. АН АрмССР, 1969, 523 с.
14. Мириджанян Р. Т. Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1976, с. 86—89.
15. Митоян Р. А. Особенности распределения бора в породах некоторых поздне-третичных бассейнов центральной части Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1982, с. 58—61.
16. Мхитарян Р. Г., Сатиан М. А. Ассоциация глинистых минералов в донных осадках оз. Севан. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван; Изд. АН АрмССР, 1983, с. 60—66.
17. Оровецкий Ю. П., Егоркина Г. В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 5, с. 41—52.
18. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979, 423 с.
19. Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования басс. оз. Севан. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 154 с.
20. Сатиан М. А., Кюрегян Э. А., Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. О распределении молибдена в отложениях Большого Севана. — Изв. АН АрмССР, сер. геол.-географ. наук, № 2, 1962, с. 31—41.
21. Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Жамагорцян В. Н. Открытие вулканических шлаков и песков среди донных осадков оз. Севан. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1968, с. 62—71.
22. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М.: Изд. АН СССР, 1960, 574 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XLIII, № 2, 1990, 15—25.

УДК 553.611.6.067(479.25)

Г. С. АВАКЯН

## О СТАДИЙНОСТИ ПЕРЕХОДА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД В МОНТМОРИЛЛОНИТЫ

В данной статье рассматриваются вопросы перехода вулканогенных пород в монтмориллониты через промежуточные (метастабильные в создавшихся условиях) фазы на примере двух крупных и разнотипных месторождений бентонитовых глин Армении—Саригюхского и Ноемберянского. Предпринята попытка доказать, что наличие промежуточных фаз, отмеченных почти во всех месторождениях бентонитовых глин, не является обязательным в процессе перехода вулканогенных пород в монтмориллониты. Основными факторами, предопределяющими существование (или отсутствие) промежуточных метастабильных фаз, являются: химизм метасоматизирующих растворов, условия (открытые, закрытые) протекания метасоматоза, рН растворов и химический состав материнских пород.

Преобразование вулканогенных пород—лавовых покровов и потоков, эксплозивных витрокластических туфов, субинтрузивных силловых залежей и жильных тел в монтмориллониты происходит в большинстве случаев через промежуточные, метастабильные в создавшихся условиях, фазы [2—7, 14, 15, 17, 18].

По данным М. А. Ратсева и др. [14], на Асканском месторождении бентонитовых глин родоначальные, андезито-трахитовые туфы сначала были замещены гидрослюдой IM, которая впоследствии перешла в монтмориллониты через промежуточные смешаннослойные фазы. Смешаннослойные образования содержали селадонитовые пакеты с отношениями 90:10, 80:20 и 60:40. В связи с интенсивностью изменения отмечается закономерное возрастание количества монтмориллонитовых пакетов за счет селадонитовых.

В современной геотермальной области Матсукава (Япония) изменениям были подвергнуты дацитовые и андезитовые спекшиеся туфы и пироксен-андезитовые лавы. От периферии к центру геотермальной зоны К. Суми [15] выделяет пять зон минералообразования: сапонита, хлорита, монтмориллонита, каолина, алунита и пирофиллита. Между зонами хлорита и монтмориллонита выделяется промежуточный ряд: серидит→упорядоченно смешаннослойный минерал→монтмориллонит.

На Даш-Салахлинском месторождении щелочных бентонитов (Азерб. ССР) М. А. Ратеевым и др. [18] выделяется практически непрерывный ряд глинообразования: селадонит-смешаннослойный минерал (селадонит-монтмориллонит)—монтмориллонит, где содержание монтмориллонитовых пакетов колеблется от 5 до 100%.

М. А. Ратеев и др. [18, стр. 88] переход вулканогенных пород в монтмориллониты через метастабильную фазу смешаннослойных минералов считают вполне закономерным явлением.

Л. Л. Эймс и др. [21] отмечают, что в миоценовых бентонитовых месторождениях Калифорнии (США) «вулканическое стекло вначале изменяется в клиноптилолит, который затем переходит в обычный алюминиевый бентонит».

М. И. Остром [12] считает, что «смешаннослойные сростки силикатов с неупорядоченным расположением слоев обычно представляют собой промежуточные стадии перехода слюд и других силикатов в глинистые минералы», и что «разбухающий глинистый минерал—гекторит—представляет собой продукт воздействия горячих источников на такой неразбухающий триоктаэдрический силикат магния, как флогопит, с одновременной потерей межслоевого калия и с увеличением количества натрия».

Б. П. Градусов [8] показывает, что диоктаэдрические хлориты и тосудиты, генетически связанные с низкотемпературными гидротермальными процессами, образуют генетически связанный комплекс с диоктаэдрическими смешаннослойными—слюда-монтмориллонитовыми минералами и диккитами и накритами.

А. Г. Коссовская и В. А. Дриц [9] допускают существование двух рядов деградации биотита при выветривании, диагенезе и эпигенезе: а) биотит→вермикулит→триоктаэдрический монтмориллонит; б) биотит→вермикулит (или хлорит)→диоктаэдрический монтмориллонит.

По М. А. Ратееву и др. [16], вулканическое стекло и темные минералы андезито-базальтов Южного Урала при гидротермальном метасоматозе, под воздействием кисло-щелочных, средне-низкотемпературных (150—200°C) растворов, сначала перешли в Mg—Fe хлориты, которые впоследствии перешли в триоктаэдрические монтмориллониты через промежуточный смешаннослойный минерал хлорит-монтмориллонитового типа.

Ж. Милло [11] отмечает, что «смешаннослойные образования являются промежуточным этапом при деградации и аградации глинистых минералов».

А. Г. Сеидов и Х. А. Ализаде [19] пришли к выводу, что аутигенные цеолиты, хлориты и глауконит следует рассматривать как промежуточные, более ранние продукты при разложении вулканического туфового материала.

#### О стадийности монтмориллонитообразования на Саригюхском месторождении

На Саригюхском месторождении в щелочные бентониты превращены палеогеновые субинтрузивные андезито-базальтовые порфири-

ты со стекловатой основной массой\*. Частично монтмориллонитизированы также и верхнесантонские андезито-дацитовые порфириды. Здесь, во всех случаях, промежуточными фазами являлись: хлорит, селадонит и смешаннослойный минерал селадонит-монтмориллонитового типа [6, 17].

По данным М. А. Ратеева и др. [17], на Саригюхском месторождении прослеживается постепенное видоизменение пород с образованием следующего ряда: селадонит→смешаннослойный минерал селадонит-монтмориллонитового типа→монтмориллонит. Им выделяются пять типов смешаннослойных минералов с колебанием в них монтмориллонитовых пакетов от 10 до 95%. Смешаннослойные метастабильные образования рассматриваются как промежуточная фаза, формирующаяся синтетически из термальных растворов (стр. 54), с чем, конечно, нельзя согласиться потому, что смешаннослойный минерал образовался в основном метасоматическим путем—трансформацией селадонитовых пакетов [6, 13].

Нами [6] оптическим, термическим, рентгеноструктурным, электронно-микроскопическим, электронографическим и химическим анализами в разнотипных и разностепенно измененных породах Саригюхского месторождения было констатировано, что:

1. В слабо измененных породах преобладающим новообразованным глинистым минералом является хлорит. Наличие хлорита в указанных породах подтверждается также и данными М. А. Ратеева и др. [17], И. Х. Петросова и П. П. Цамеряна [13].

2. В сильно измененных породах преобладающим глинистым минералом является селадонит, который метасоматически замещает хлорит. Постепенный переход между этими минералами обнаружен И. Х. Петросовым и П. П. Цамеряном; в сильно измененных породах хлоритовые агрегаты обрамляются тонкой каймой едва поляризующегося скрытокристаллического глинистого вещества, которое диагностируется как селадонит [13].

3. В конечных продуктах гидротермально измененных вулканогенных пород преобладающим глинистым минералом является диоктаэдрический монтмориллонит. В качестве незначительной примеси часто обнаруживается смешаннослойный минерал селадонит—монтмориллонитового типа.

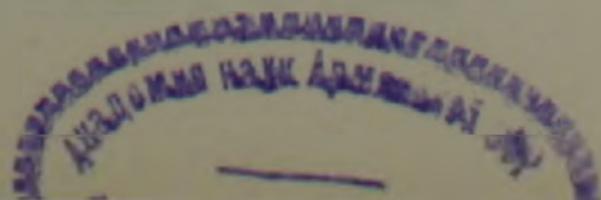
Переход селадонита в монтмориллонит на Саригюхском месторождении происходит через метастабильную смешаннослойную фазу селадонит-монтмориллонитового типа [6, 17].

Вышеотмеченные стадийные переходы андезито-базальтовых и андезито-дацитовых порфиритов в монтмориллонит доказываются также валовыми химическими анализами всех разновидностей разностепенно измененных пород. Из табл. 1 видно, что в начальной стадии гидротермального изменения, при хлоритизации вулканического стекла и некоторых темных минералов андезито-базальтовых порфиритов, в породу было привнесено  $28 \text{ кг/м}^3$  окиси железа, а из породы вынесены все остальные окислы, в том числе и закись железа в количестве  $38 \text{ кг/м}^3$ .

Здесь, по-видимому, в ходе девитрификации вулканического стекла и трансформации темных минералов и формирования хлорита, при удалении катионов ( $\text{Si}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$  и др.) в тетраэдрических позициях появляются избыточные отрицательные заряды, которые компенсируются переходом двухвалентного железа в трехвалентное.

В эту стадию в породу было привнесено также  $113 \text{ кг/м}^3$  воды (гидроксильной и гигроскопической).

\* А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов и Л. П. Яшвили [12], а также Г. А. Мачабели (1988) считают, что материнскими для бентонитов породами являются не только стекловатые андезито-базальтовые порфириды, а главным образом витрокристаллокластические кислые туфы, содержащие в себе нередко реликты обломков порфиритов.



Изменение содержания компонентов в андезито-базальтовых порфиритах  
в зависимости от степени их гидротермального изменения

| Компо-<br>ненты                | Свежие с объемным ве-<br>сом 2,51 т/м <sup>3</sup> |   | Слабо измененные с объ-<br>емным весом 2,34 т/м <sup>3</sup> |   | — вынос<br>+ при-<br>внос<br>(в т)<br>гр. 5—3 | Сильно измененные с объ-<br>емным весом 2,19 т/м <sup>3</sup> |  | — вынос<br>+ привнос<br>(в т)<br>гр. 8—5 | Бентонитовые глины с<br>объемным весом 2,0 т/м <sup>3</sup> |  | — вынос<br>+ привнос<br>(в т)<br>гр. 11—8 | — вынос<br>+ привнос<br>(в т)<br>гр. 11—3 |
|--------------------------------|--|---|--|---|---|---|--|--|---|--|---|---|
|                                | содержан. в<br>весовых %                           | количество<br>окислов в<br>1 м <sup>3</sup> (в т) | содержан. в<br>весовых<br>%                                  | колич-во<br>окислов в<br>1 м <sup>3</sup> (в т) |   | Содерж. в<br>весовых<br>%                                     | колич-во<br>окислов<br>в 1 м <sup>3</sup><br>(в т) |  | содерж.<br>в весов.<br>%                                    | колич-во<br>окислов<br>в 1 м <sup>3</sup><br>(в т) |   |   |
| SiO <sub>2</sub>               | 57,88  | 1,450   | 55,94  | 1,310   | —0,140  | 56,08   | 1,230  | —0,080                                   | 56,78   | 1,130  | —0,100                                    | —0,320                                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,14  | 0,110   | 15,05  | 0,350   | —0,050  | 15,12   | 0,330  | —0,020                                   | 14,32   | 0,290  | —0,040                                    | —0,120                                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,13   | 0,078   | 4,55   | 0,106   | +0,028  | 5,28  | 0,116  | +0,010                                   | 3,97  | 0,079  | —0,037                                    | +0,001                                    |
| FeO                            | 3,15   | 0,079   | 1,76   | 0,041   | —0,038  | 1,54  | 0,034  | —0,007                                   | 1,01  | 0,020  | —0,014                                    | —0,059                                    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,76   | 0,019   | 0,76   | 0,013   | —0,001  | 0,77  | 0,017  | —0,001                                   | 0,73  | 0,015  | —0,002                                    | —0,004                                    |
| CaO                            | 5,95   | 0,149   | 4,31   | 0,101   | —0,048  | 4,02  | 0,088  | —0,013                                   | 2,78  | 0,056  | —0,032                                    | —0,093                                    |
| MgO                            | 2,70   | 0,063   | 2,41   | 0,056   | —0,012  | 1,91  | 0,042  | —0,014                                   | 2,55  | 0,051  | —0,009                                    | —0,017                                    |
| MnO                            | 0,12   | 0,003   | 0,08   | 0,002   | —0,001  | 0,05  | 0,0011   | —0,0009                                  | 0,07  | 0,001  | —0,0001                                   | —0,002                                    |
| K <sub>2</sub> O               | 2,16   | 0,054   | 2,25   | 0,054   | 0,0   | 2,94  | 0,064  | +0,010                                   | 1,34  | 0,027  | —0,037                                    | —0,027                                    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,03   | 0,077   | 3,13   | 0,073   | —0,004  | 3,11  | 0,068  | —0,005                                   | 2,59  | 0,052  | —0,016                                    | —0,025                                    |
| H <sub>2</sub> O—              | 1,36   | 0,030   | 4,74   | 0,111   | +0,081  | 5,09  | 0,1115   | +0,0005                                  | 7,57  | 0,1515   | +0,040                                    | +0,121                                    |
| H <sub>2</sub> O+<br>(ппп)     | 2,85   | 0,071   | 4,39   | 0,103   | +0,032  | 4,21  | 0,092  | —0,011                                   | 5,55  | 0,11   | +0,009                                    | +0,010                                    |
| Итого                          | Вынос—<br>Привнос+                                 |   |  |   | —0,304<br>+0,141                              |   |  | —0,152<br>+0,021                         |   |  | —0,278<br>+0,058                          | —0,667<br>+0,162                          |

Преобразование андезито-базальтовых порфиритов в хлориты, по данным табл. 1, можно изобразить так:

I. Порода +  $H_2O + Fe^{3+} \rightarrow$  хлорит + металл ионы и  $Si^4$  в растворе.

Во второй стадии гидротермального изменения, при деградации хлорита и трансформации его в селадонит, в породу (хлоритовую) были привнесены:  $10 \text{ кг/м}^3$  окиси железа и  $10 \text{ кг/м}^3$  окиси калия и вынесены все остальные окислы. Здесь имеет место некоторый вынос гидроксильной воды ( $11 \text{ кг/м}^3$ ) и незначительный привнос межслойной и гигроскопической вод ( $0,5 \text{ кг/м}^3$ ). Однако, так как реакция деградации хлорита протекает в водной среде с привносом достаточно большого количества калия и незначительно—трехвалентного железа, то преобразование хлорита в селадонит протекает по следующей схеме:

II. Хлорит +  $H_2O + K^+ + Fe^{3+} \rightarrow$  селадонит + металл ионы и  $Si^4$  в растворе.

Далее, в третьей стадии гидротермального изменения, при деградации селадонита и трансформации его в монтмориллонит, протекавшей через смешаннослойный минерал, в породу (гидрослюдистую) были привнесены: окись магния— $9 \text{ кг/м}^3$  и вода— $49 \text{ кг/м}^3$ , а из породы вынесены все остальные компоненты. Преобразование селадонита в монтмориллонит протекает по следующей схеме:

III. Селадонит +  $H_2O + Mg^{2+} \rightarrow$  монтмориллонит + металл ионы и  $Si^4$  в растворе.

В конечном итоге в ходе бентонитизации основно-средних андезито-базальтовых порфиритов из породы были удалены: кремнезем— $320 \text{ кг/м}^3$ , глинозем— $120 \text{ кг/м}^3$ , закись железа— $59 \text{ кг/м}^3$ , окись кальция— $93 \text{ кг/м}^3$ , окись магния— $17 \text{ кг/м}^3$ , окись калия— $27 \text{ кг/м}^3$ , окись натрия— $25 \text{ кг/м}^3$  и др. В породу фактически была привнесена только лишь вода. Незначительное увеличение количества окиси железа объясняется не привносом ее извне, а окислением двухвалентного железа. Перемещению компонентов в основном способствовали открытость системы, состав и рН циркулирующих растворов.

Аналогичное явление имеет место и при гидротермальном изменении андезито-дацитовых порфиритов, превращение которых в смектиты (монтмориллонит), в отличие от андезито-базальтовых порфиритов, в последнюю стадию происходит без привноса магния [6].

### О стадийности монтмориллонитообразования на Ноемберянском месторождении

На Ноемберянском месторождении монтмориллонитизированы пепловые, пеплово-пемзовые и пемзовые туфы и другие осадочно-вулканогенные породы кислого: андезито-дацитового, дацит-липаритового и липаритового составов, нижнесантон-нижнекампаисского возраста.

По нашим данным [6, 7], гидротермально-диагенетическое преобразование вулканического стекла в монтмориллонит на Ноемберянском месторождении протекало по двум схемам:

1. Вулканическое стекло + вода  $\rightarrow$  цеолиты (клиноптилолит, морденит и анальцим—мало); после диагенетического образования цеолитов, в связи с поступлением гидротермальных растворов и фумарол, процесс изменения вулканического стекла углубляется: цеолит + вода +  $Mg^{2+} \rightarrow$  монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих бентониты слоях карбонатных пород и металл ионы в растворе.

2. Вулканическое стекло + вода +  $Mg^{2+} \rightarrow$  монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих породах и металл ионы в растворе.

Здесь очевидно, что цеолитовые минералы (анальцим, клиноптилолит и морденит), во вновь создавшихся условиях, в связи с поступлением вулканогенных газогидротерм, являются метастабильными и переходят в смектиты (монтмориллонит). Необходимо также от-

метить, что цеолиты, как-то являющиеся промежуточными фазами на пути к монтмориллонитизации вулканического стекла, переходят в монтмориллониты непосредственно и без новых промежуточных фаз.

Так, ход реакции дегградации цеолитов с преобладающим количеством клиноптилолита (около 70—80% от всей массы породы) и трансформации их в монтмориллонит, исходя из табл. 2, можно представить так:  $\text{цеолит} + \text{H}_2\text{O} + \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{монтмориллонит} + \text{металл ионы} + \text{Si}^{4+}$  в растворе.

Из табл. 2 видно, что формированию монтмориллонита за счет цеолитов способствуют катионы магния, вхождение которых в кристаллическую решетку цеолитов разрушает тетраэдрические группировки последних, вытесняет часть  $\text{Si}^{4+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  и способствует формированию слонстой структуры монтмориллонита. При этом в ходе формирования монтмориллонита увеличивается влажность, которая связана с формированием межпакетной воды; наряду с этим постепенно уменьшается количество кристаллизационной (цеолитной) воды. Последнее, по-видимому, связано с полным вытеснением молекулярной—цеолитной воды при дегградации цеолитов и вхождением межслоевой ( $\text{H}_2\text{O}$ ) и гидроксильной ( $\text{OH}^-$ ) вод при формировании октаэдрических группировок структуры монтмориллонита.

Так как цеолиты и монтмориллонит относятся к разным типам по их кристаллической решетке, замещение цеолитовых минералов монтмориллонитом происходит с перестройкой анионного каркаса и с частичным изменением катионной составляющей [10]. В связи с этим местами частично, а местами и целиком разрушается текстура пепловых и пеплово-пемзовых туфов, сохранившаяся после превращения последних в цеолиты.

Наряду с этим, при прямом переходе родоначальных пород в монтмориллониты все структурно-текстурные особенности сохранились полностью.

Как в цеолито-бентонитовых типах пород, так и в бентонитах Ноемберянского месторождения, особенно в тех, которые мы считаем образовавшимися путем прямого перехода из вулканического стекла, кроме монтмориллонита никаких других глинистых минералов не было обнаружено. Это обстоятельство обязывает нас думать, что переход вулканического стекла в монтмориллонит происходил без каких-либо промежуточных глинистых фаз.

Все приведенные выше доводы относительно Ноемберянского месторождения фактическим материалом были подтверждены ранее в опубликованных нами работах [5—7].

### Обобщение результатов

Как видно из приведенного, далеко неполного анализа материалов по глинообразованию по отечественным и зарубежным месторождениям, почти во всех случаях формирование конечного продукта происходит через те или иные промежуточные—метастабильные фазы. Здесь, естественно, создается впечатление о том, что промежуточные фазы как бы обязательны для формирования монтмориллонитов, да и других глинистых минералов. Но, тщательный анализ материалов по Саригюхскому, Ноемберянскому и Даш-Салахлинскому месторождениям Республики Армения и АзербСССР ставит под сомнение необходимость промежуточных фаз. При условии обязательной необходимости промежуточной—метастабильной фазы последние на всех месторождениях, при метасоматическом изменении однотипных пород при одинаковом химизме воздействующих растворов должны были быть однотипными, т. е. вулканическое стекло должно было переходить в монтмориллонит: либо через селадонит и смешаннослойную фазу селадонит-монтмориллонитового типа, либо через хлорит и смешаннослойную фазу хлорит-монтмориллонитового типа, либо через

Таблица 2

Изменение содержания компонентов в цеолитовых породах  
Ноемберянского месторождения в процессе их бентонитизации  
(монтмориллонитизации)

| Окислы                         | Цеолитовые породы с<br>объемным весом<br>1,97 т/м <sup>3</sup> |   | Цеолито-сентениговые<br>породы с объемным ве-<br>сом 1,75 т/м <sup>3</sup> |   | —вынос<br>+привнос<br>(в т)<br>гр. 5—3 | Бентониты с<br>объемным весом<br>1,67 т/м <sup>3</sup> |  | —вынос<br>+привнос<br>(в т)<br>гр. 8—5 | —вынос<br>+привнос<br>(в т)<br>гр. 8—3 |
|--------------------------------|--|---|--|---|--|--|--|--|--|
|                                | содержан.<br>окислов в<br>весовых<br>%                         | колич-во<br>окислов<br>в 1 м <sup>3</sup> (в т) | содержан<br>окислов<br>в весовых<br>%                                      | количество<br>окислов в<br>1 м <sup>3</sup> (в т) |  | содержан.<br>окислов<br>в весовых<br>%                 | колич-во<br>окислов<br>в 1 м <sup>3</sup><br>(в т) |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 66,18  | 1,304   | 65,30  | 1,143   | -0,161                                 | 64,69  | 1,080  | -0,063                                 | -0,224                                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,44  | 0,225   | 11,67  | 0,204   | -0,021                                 | 12,00  | 0,200  | -0,004                                 | -0,025                                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,56   | 0,031   | 1,71   | 0,030   | -0,001                                 | 1,40   | 0,023  | -0,007                                 | -0,008                                 |
| FeO                            | 0,34   | 0,007   | 0,28   | 0,005   | -0,002                                 | 0,19   | 0,003  | -0,002                                 | -0,004                                 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19   | 0,004   | 0,23   | 0,004   | 0,0                                    | 0,07   | 0,001  | -0,003                                 | -0,003                                 |
| CaO                            | 3,62   | 0,071   | 3,98   | 0,007   | -0,001                                 | 3,60   | 0,060  | -0,010                                 | -0,011                                 |
| MgO                            | 1,24   | 0,024   | 1,45   | 0,025   | +0,001                                 | 1,48   | 0,025  | 0,0                                    | +0,001                                 |
| MnO                            | сл   | —   | сл   | —   | —                                      | сл   | —  | —                                      | —                                      |
| K <sub>2</sub> O               | 1,85   | 0,036   | 2,15   | 0,038   | +0,002                                 | 1,34   | 0,022  | -0,016                                 | -0,014                                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,57   | 0,031   | 1,32   | 0,023   | -0,008                                 | 1,34   | 0,022  | -0,001                                 | -0,009                                 |
| H <sub>2</sub> O-              | 3,30   | 0,065   | 3,83   | 0,057   | +0,002                                 | 5,80   | 0,097  | +0,030                                 | +0,032                                 |
| H <sub>2</sub> O+ (ппп)        | 8,40   | 0,165   | 7,73   | 0,135   | -0,030                                 | 7,53   | 0,126  | -0,009                                 | -0,039                                 |
| Итого                          | Вынос—<br>Привнос+   |   |  |   | -0,224<br>+0,005                       |  |  | -0,115<br>+0,030                       | -0,337<br>+0,033                       |

цеолиты и т. д., а не через разные промежуточные продукты на разных месторождениях. Одно только то, что конечного продукта метасоматизма, в данном случае монтмориллонита, можно достигнуть разными путями, даже через промежуточные минералы с каркасной структурой, говорит о том, что монтмориллонита можно достигнуть и прямым путем, без каких-либо промежуточных, метастабильных фаз. Доказательством сказанного являются бентониты месторождения Даш-Салахлы.

Бентониты Даш-Салахлинского месторождения в основном образовались за счет пирокластических пород от среднего до кислого составов, а в подчиненном количестве—за счет эффузивных и экструзивных пород от основного до кислого составов. Здесь установлены бентониты двух генетических типов: 1) гидротермально-диагенетические бентониты, образовавшиеся за счет средних и кислых пирокластолитов; 2) гидротермально-метасоматические бентониты, образовавшиеся за счет эффузивных и экструзивных пород от основного до кислого составов.

В бентонитовых глинах, образовавшихся за счет тонкой пирокластике кислого состава, других глинистых минералов (метастабильных фаз) было обнаружено незначительно. Наряду с этим в бентонитах, образовавшихся за счет более плотных—эффузивных и экструзивных пород основного и среднего составов, обнаружен ряд метастабильных—промежуточных минералов—хлорит-, селадонит-, гидрослюда-мусковитового ряда, бейделлит, смешаннослойный минерал и др. Причем количество промежуточных минералов от основных к кислым породам уменьшается. По данным Р. Н. Абдуллаева, Х. А. Ализаде и М. Б. Хейрова [1], в пределах нижнего пласта, по направлению сверху вниз, увеличивается грубость и основность витрического материала, в связи с чем усиливаются ожелезнение, селадонитизация, хлоритизация и карбонатизация. Отсюда можно заключить, что образование метастабильных фаз—промежуточных продуктов на пути бентонитизации вулканогенных пород, при одинаковом режиме и составе воздействующих на них растворов, в основном контролируется составом материнских пород, а в подчиненном количестве—скоростью протекания процесса.

Из конечного уравнения А, полученного по таблице 1 (графа 13), видно, что для формирования монтмориллонита за счет андезитобазальтовых (нижесреднего состава) порфиритов со стекловатой основной массой необходима только циркулирующая вода с щелочной реакцией. Последняя способствует формированию структуры монтмориллонита, растворению и удалению избытков породообразующих компонентов. Под конец, в ходе реакции монтмориллонитизирующих растворов с монтмориллонитизирующимися породами, щелочность растворов падает вследствие поступления в раствор протона ( $H^+$ ) при вхождении гидроксила ( $OH^-$ ) в решетку монтмориллонита: А. Порода +  $H_2O \rightarrow$  монтмориллонит + металл ионы и  $Si^{4+}$  в растворе.

Привнос незначительного количества трехвалентного железа в реакции не учитывается, так как он имел место за счет окисления двухвалентного.

В породу не было привнесено ни одного компонента кроме воды. Даже не был привнесен такой компонент как Mg, который является очень важным и необходимым в процессе формирования кристаллической структуры монтмориллонита. И, даже наоборот, из пород, как среднего, так и нижесреднего состава магний был вынесен наравне с остальными элементами [6].

Отсюда становится очевидным, что все виды пород, как Саригюхского, так и Ноемберянского месторождений в своих составах содержали породообразующие компоненты в избыточных количествах, что было необходимо для формирования кристаллических структур смектитов (монтмориллонитов). Следовательно, если породы содержат все необходимые для структуры монтмориллонита компоненты в достаточ-

ных количествах, то никакого привноса не требуется, чтобы эти породы в соответствующих благоприятных условиях перерождались в монтмориллонит непосредственно, без промежуточной метастабильной фазы. К таким благоприятным условиям, наряду с благоприятным химическим составом пород, в первую очередь относятся: химический состав, температура и щелочность (рН) растворов; проницаемость и реакционная способность пород; динамика растворов; система метасоматизма (открытая—закрытая) и др.

В образовании промежуточных метастабильных фаз, в основном, повинны метасоматизирующие растворы и метасоматизирующиеся породы—их химические составы.

При равновесии метасоматизирующихся пород с монтмориллонитом (по содержанию породообразующих компонентов) и с метасоматизирующими растворами, при прочих равных условиях, формирование монтмориллонита может происходить без каких-либо промежуточных продуктов. Это подтверждают также отдельные пласты и пропластки бентонитовых глин Ноемберянского и Даш-Салахлинского месторождений, а также и экспериментальные исследования И. В. Холодкевича и А. Р. Гептнера в процессе изучения гидротермального преобразования базальтоидов Исландии [20].

Научно-производственное  
объединение «Армцветмет»

Поступила 26.III.1989.

## Հ. Ս. ԱՎԿԵՅԱՆ

### ՀՐԱՔԵԱԿԱՆԻՆ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ ՄՈՆՏՄՈՐԻԼՈՆԻՏԱՑԻՄԱՆ ՀԱՋՈՐԴԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԼՐԱՍԻՆ

#### Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ

Հոդվածում քննարկվում են հրաբխածին ապարների մոնտմորիլոնիտացման հարցերը՝ կապված ստեղծված միջավայրի պայմաններում անկայուն միջանկյալ նյութերի հետ:

Աշխարհի, այդ թվում նաև Խորհրդային Միության բենթոնիտային կավերի բաղադրիչ հանքավայրերում մոնտմորիլոնիտ կավային միներալը գոյացել է հրային ապարների ապակու հաշվին: Վերջիններս հանքավայրերի գերակշռող մեծամասնության մեջ մոնտմորիլոնիտի են վերածվել սուտիճանաբար, միշտ միջանկյալ նյութերի միջոցով՝ քլորիտի, սելադոնիտի, սելադոնիտ-մոնտմորիլոնիտ խառը թերթիկավոր նյութի և այլն: Այս ճանապարհով է գոյացել նաև Հայկական ԽՍՀ Սարիգյուղի բենթոնիտային կավերի հանքավայրը: Սակայն մեր հանրապետության տարածքի մեկ այլ հանքավայր՝ Նոյեմբերյանինը, գոյացել է այլ ճանապարհով: Այստեղ մոնտմորիլոնիտ միներալն առաջացել է թթու կազմի հրաբխային մոխիրների հաշվին երկու ճանապարհով: 1) հրաբխային մոխիրների ապակուց անմիջականորեն, առանց միջանկյալ նյութերի և 2) միջանկյալ ցեոլիտային միներալների միջոցով:

Նույնանման պատկեր է նկատվում նաև Ադրբեջանի Դաշ-Սալախլի հանքավայրում: Այստեղ մոնտմորիլոնիտացվել են թթու կազմի հրաբխային մոխիրները և հիմքայինից մինչև թթու կազմի լավաներն ու էքստրուզիվ ապարները: Ընդ որում, թթու կազմի հրաբխային մոխիրները մոնտմորիլոնիտի են վերածվել անմիջականորեն, առանց նկատելի միջանկյալ նյութի, իսկ հիմքային և միջին թթվայնության կազմի լավաները՝ քլորիտ, հիդրոփայլար, բեյդելիտ և խառը թերթիկավոր միջանկյալ նյութերի միջոցով:

Այսպիսով, Հայկական ԽՍՀ տարածքի երկու խոշորագույն՝ Սարիգյուղի,

նոյնմբերյանի, ապա նաև Ադրբեջանի Դաշ-Սալախիի հանքավայրերի օրինակով հաստատվում է, որ նշված միջանկյալ նյութերի առկայությունը հրաբխային ապարների մոնոմորֆիլոնիտացման ճանապարհին բոլորովին էլ պարտադիր չէ, և այդ ապարները մոնոմորֆիլոնիտի կարող են վերածվել անմիջապես նորեն:

H. S. AVAKIAN

## ON THE TRANSITION STAGES OF VOLCANOGENOUS ROCKS INTO MONTMORILLONITES

### Abstract

The problems of volcanogenous rocks formation into montmorillonites through intermediate phases (which are metastable in those conditions) are considered, two bentonitic clay deposits of various types (Sarghiugh and Noyemberian ones, Armenian) being examples. An attempt is made to prove, that intermediate phases availability, which are revealed in almost all bentonitic clay deposits, is not binding during the process of transition of volcanogenous rocks into montmorillonites. The main factors, which predetermine the presence (or absence) of intermediate metastable phases, are followings: the chemism of metasomatizing solutions, the conditions (open or closed) of metasomatism proceeding, the solutions pH and chemical composition of parental rocks.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Ализаде Х. А., Хейров М. Б. Минералогия и генезис бентонитов Дашсалахлинского месторождения Азербайджана. Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1, с. 126—138.
2. Авакян Г. С. Цеолитовые породы Ноемберянского района АрмССР и проблемы их освоения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1973, с. 48—60.
3. Авакян Г. С. Об условиях образования цеолитовых перед Ноемберянского месторождения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1974, с. 62—67.
4. Авакян Г. С. Морденит в цеолитовых породах Ноемберянского месторождения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974, с. 11—15.
5. Авакян Г. С. О генезисе бентонитовых глин Ноемберянского месторождения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1976, с. 82—87.
6. Авакян Г. С. Бентониты в верхнемеловых отложениях Северной Армении. Ереван: Изд. «Айастан», 1977, 142 с.
7. Авакян Г. С. О парагенезе цеолитов и бентонитов. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1979, с. 47—57.
8. Градусов Б. П. О диоктаэдрических хлоритах. — Литология и полезные ископаемые, № 4, 1971, с. 95—104.
9. Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород. — В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 51—58.
10. Малышев Б. И. Типы метасоматических замещений (реакций) при гидротермальном изменении вмещающих пород. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 106—110.
11. Милло Ж. — Геология глин. Л.; Недра, 1968, 360 с.
12. А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов, Л. П. Яшвили. Особенности гидротермальной деятельности, связанной с верхнемеловым вулканизмом (Северная Армения) — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973, с. 25—29.
13. Остром М. И. Смешаннослойный сросток трех глинистых минералов из Гекто-

- ра, Калифорния. — В кн.: Вопросы минералогии глин. Изд. ИЛ, 1962, с. 235—239.
14. Петросов Н. Х., Цамерян П. П. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1971, 136 с.
  15. Ратеев М. А., Градусов Б. П. — Парагенетический ряд слоистых силикатов, связанных с преобразованием витрокластов в зоне гидротермального оруденения. — ДАН СССР, т. 193, № 2, 1970, с. 429—432.
  16. Ратеев М. А., Муравьев В. И. Международная конференция по изучению глин, Токио, 1969. — Литология и полезные ископаемые. № 3, 1971, с. 148—152.
  17. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. И. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала. — Литология и полезные ископаемые, № 4, 1972, с. 93—109.
  18. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. И. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянская ССР) — Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1973, с. 41—56.
  19. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. И. О генезисе бентонитов Даш-Салахлы Азербайджанской ССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1974, с. 72—89.
  20. Сеидов А. Г., Ализаде Х. А. Геолого-минералогическая характеристика бентонитовых глин Даш-Салахлинского месторождения (Азербайджанская ССР). — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 153—157.
  21. Холодкевич И. В., Гептнер А. Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтов Исландии. — Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 68—78.
  22. Эймс Л. Л., Санд Л. Б., Голдич С. С. Бентонитовое месторождение Гектор, Калифорния. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд. ИЛ, 1962, с. 212—234.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XLIII, 1990, № 2, 25—38.

УДК:551.78/.79:621.039.86(479.25)

БАЛОГ КАДОША\*, Г. П. БАГДАСАРЯН\*\*, К. И. КАРАПЕТЯН\*\*,  
ПЕЧКАИ ЗОЛТАН\*, АРВА-ШОШ ЕРЖЕБЕТ\*, Р. Х. ГУКАСЯН\*\*

### ПЕРВЫЕ К/Аг ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН—ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Обобщены результаты первого этапа (1987—1988 гг.) тематических изотопно-геохронологических исследований по научному сотрудничеству лабораторий изотопной геологии Института геологических наук АН Армении и Института ядерных исследований АН Венгрии. Впервые по К/Аг методу определены (серийно) возрасты ряда верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Республики Армения.

#### Общие данные

В статье подводится итог первого этапа (1987—1988 гг.) совместных радиологического геохронологических исследований широко распространенных на территории Республики Армения позднеплиоцен-четвертичных вулканических пород. Работы проводились лабораторией калий-аргоновой изотопии Института ядерных исследований (Атомки) Академии наук Венгерской республики (г. Дебрецен) в тесном научном сотрудничестве с лабораторией изотопных исследований Ин-

\* Институт ядерных исследований Венгерской АН.

\*\* Институт геологических наук АН Армении.

Института геологических наук (ИГН) Академии наук Армении (г. Ереван).

Исследование новейшего вулканизма территории Армении, сыгравшего важную роль в развитии этой области, имеет большое теоретическое и прикладное значение и, надо подчеркнуть, что многие его аспекты изучены и изучаются на достаточно высоком уровне. Однако разработка многих вопросов (в том числе и такого кардинального, как история развития вулканизма), связанных с надежными стратиграфическими и возрастными определениями, во многом затруднена рядом объективных причин, главными из которых являются следующие.

1. Продукты новейшей вулканической деятельности, покрывающие свыше 9000 км<sup>2</sup>, представлены в основном сотнями потоков и небольших покровов, и те из них, которые могут служить опорными даже для отдельных районов, составляют исключение.

2. Прослаивающие вулканические осадки, как правило, лишены фауны, в особенности руководящей. Добавим, что обычно потоки и покровы налегают друг на друга непосредственно, создавая единый верхнеплиоцен-четвертичный разрез.

3. Извержения главной массы вулканов происходили в плейстоцене, в пределах которого определения абсолютного возраста даже относительно хорошо разработанными, проверенными методами остаются пока недостаточно эффективными.

Возрасту и стратиграфии посвящены работы, нередко комплексные, с использованием данных геологии, геоморфологии, палеонтологии, палеомагнетизма, абсолютного возраста, археологии [12, 8, 3, 1, 2, 11, 4, 10, 6, 7 и др.]. Однако, в охарактеризованных условиях очевидно, что в комплексе исследований должна возрасти роль изотопно-геохронологических определений. Представляется, что первостепенная роль будет отведена К/Аг методу, о чем говорят успехи, полученные при разработке этого метода за последние годы.

Однако, применение этого наиболее подходящего для серийных изотопных датировок плейстоценовых пород К/Аг метода наталкивается (и по сей день) на непригодность и без того редко выпускаемых в СССР масс-спектрометров для измерения присущих столь молодым породам незначительных содержаний радиогенного <sup>40</sup>Аг. Более того, не налажен выпуск также низкофоновых высоковакуумных установок для экстракции из пород малых количеств <sup>40</sup>Аг (рад), их очищения и разделения. Самодельное же конструирование таковых часто не отвечает указанным требованиям.

И все же в лаборатории ИГН были предприняты тщательные попытки определения К/Аг возраста плиоценовых образований, которые увенчались успехом лишь в отношении пород допозднеплиоценового возраста. Этим путем датирован ряд вулканических образований [6]. Кроме того, ранее временно используемым в лаборатории трековым методом, несмотря на ограниченные возможности, были определены четвертичные возрасты ряда риолитовых куполов Армении [7].

Если по степени изотопно-геохронологической изученности (на единицу площади) территория Армении занимает первое место среди регионов СССР, то, наоборот, слабо охарактеризованы в этом аспекте ее верхнеплиоцен-четвертичные вулканические формации.

Решению этой не менее актуальной проблемы геологии Армении во многом содействует плодотворное научное сотрудничество ИГН и Атомки, основанное на совместной разработке темы «Геохронологические исследования» (1987—1990 гг.).

В соответствии с этой темой в лаборатории Атомки проводится систематическое изотопно-геохронологическое изучение образцов верхнеплиоцен-четвертичных вулканических К/Аг методом. Осуществляются они благодаря специально сконструированному в этой лаборатории масс-спектрометру и экстракционному прибору, которые поз-

воляют измерять ультрамалые содержания радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  [13]. Как увидим ниже, уже получены возрастные значения более чем двадцати образцов новейших вулканитов Армении (1987—1988 гг.). Здесь кстати отметить, что в соответствии с темой научного сотрудничества за это же время в лаборатории ИГН подверглись тщательной К/Аг геохронометрии (по 2—3 серии на каждой пробе) 36 образцов пород\*, отобранных преимущественно из палеогеновых, отчасти мезозойских и реже позднепалеозойских формаций области Веленсе (Венгрия). Результаты доложены Г. П. Багдасаряном на совместном заседании ученых Венгерского геологического института и Центрального геологического управления Венгрии (в июле 1989 г.) с участием представителей института Атомки.

Следует с особой признательностью подчеркнуть ту большую роль, которую сыграл видный ученый и зам. руководителя Центрального геологического управления Венгрии Морван Густав в создании плодотворного научного сотрудничества между обеими лабораториями.

Охарактеризованные в настоящей работе образцы вулканических пород отбирались Г. П. Багдасаряном и К. И. Карапетяном путем многократного выезда в поле в 1987—1988 гг.; отбор проводился целенаправленно из различных стратиграфических уровней верхнеплиоцен-четвертичных разрезов по схеме, взаимно согласованной и намеченной К. И. Карапетяном. Им же проводилось микроскопическое описание отобранных образцов вулканических пород.

#### Краткие данные о местонахождении и петрографической характеристике исследованных пород (образцов)

Объектом исследования послужили вулканиты Приереванского района, в котором стыкуются все основные магматические формации (комплексы) верхнеплиоцен-четвертичного возраста двух крупнейших вулканических зон—Северной вулканической дуги Армянского нагорья и Транскавказского вулканического ареала [9]. Выбор конкретных объектов диктовался их: а) маркирующим положением в развитии новейшего вулканизма на площади до 5000 км<sup>2</sup> и б) относительно хорошей, комплексной, стратиграфо-возрастной изученностью. Характеристика вулканитов приводится в общепринятой стратиграфической последовательности. Групповое выделение образцов условное, определяемое ходом постановки опытов.

*Базальтовая формация, верхний плиоцен. Группа I*—обр. 7069 и 7070, долеритовые базальты. Структура полнокристаллическая, долеритовая, частично микродолеритовая. Порода состоит из плагиоклаза, оливина, клинопироксена, рудного минерала. В обр. 7069 по оливину развиваются гидроокислы железа.

Город Ереван, правый берег р. Раздан, Циернакаберд, напротив детской ж/дороги, на высоте 120 м над рекой, лавовый поток.

*Андезит-базальтовая формация, четвертичная. Группа II*—обр. 7001, 7002, 7003, 7004, андезит-базальты—базальты Котайкской группы вулканов. Структура пород порфиристая, по плагиноклазу—серийная. Основная масса микролитовая, местами полнокристаллическая, микродолеритовая, состоит из плагиноклаза, клинопироксена, рудного минерала, стекла. Фенокристаллы—плагиноклаз, оливин, клинопироксен.

Город Ереван, левый берег р. Гедар, у зоопарка, ошлакованный лавовый поток мощностью 13—15 м.

*Группа III*—обр. 7063, 7064, 7067, 899\*\*, андезит-базальты Разданского потока. Структура пород порфиристая, по плагиноклазу—серийная. Основная масса микролитовая, участками интерсертиальная, состоит из плагиноклаза, клинопироксена.

\* В этой же лаборатории подверглись тщательному микроскопическому исследованию 36 образцов, с уточнением их петрографического состава.

\*\* Обр. 899, отобранный из низов потока, был передан в лабораторию Атомки на определение изохронного возраста еще раньше—в 1982 г. ученым Венгрии Борши.

рудного минерала, стекла. Фенокристаллы темноцветов (до 5%)—клинопироксен, оливин.

Город Ереван, левый и правый берега р. Раздан, район детской ж/дороги. Низы потока мощностью 20—25 м, на террасе +24÷25 м.

*Группа IV*—обр. 6994, 6995, 6996, 6997, андезито-базальты Ереванского (Аргавандского) потока. Структура пород порфировая, основной массы—микролитовая и гналопилитовая. Фенокристаллы (до 8%)—плагноклаз, клинопироксен, очень редко оливин; основная масса состоит из плагноклаза, клинопироксена, рудного минерала, стекла.

Город Ереван, правый берег р. Раздан, у искусственного водохранилища. Поток мощностью 10—12 м, на террасе +14÷15 м.

*Группа V*—обр. 7066, 7068, андезито-базальты того же потока; структура и состав те же.

Город Ереван, правый берег р. Раздан, у стадиона «Раздан». Мощность потока 10—15 м, на надпойменной террасе.

*Группа VI*—обр. 7005, 7006, андезиты Гегардского потока. Структура пород порфировая, основной массы—гналопилитовая. Фенокристаллы (до 5%)—плагноклаз, клинопироксен; основная масса состоит из плагноклаза, клинопироксена, рудного минерала, стекла; встречаются единичные зерна ксеногенного (?) кварца.

Правый борт ущелья р. Азат, у шоссе Ереван-Гегард, в 2,5 км от последнего. Поток мощностью 10÷12 м.

*Группа VII*—обр. 7065, долеритовый базальт, гальки из террасы, подстилающей Разданский поток (см. гр. III). Порода является полным аналогом обр. 7069 (гр. I).

## Методика исследования

Измерение K/Ar возраста выполнено в Институте ядерных исследований (Атомки) Венгерской Академии наук в г. Дебрецене. Для датировки использовались валовые пробы пород или их фракций, различающихся по минеральному или химическому составу.

Образцы измельчались до величины 0,1—0,5 мм, а при необходимости выделения различных фракций—до 0,1—0,15 мм. Образец № 899 был разделен на фракции с различной магнитной чувствительностью зерен. Часть измельченных образцов была превращена в порошок для определения содержания калия.

Для измерения Ar использовался прибор (установка) экстракции Ar и масс-спектрометр. Оба сконструированы в Атомки.

Образцы плавилась при помощи высокочастотного индукционного нагревания. Для очистки Ar применялись обычные геттерные материалы (титановая губка, CuO, цеолит и охлаждающие ловушки). Дозированное количество эталонного <sup>38</sup>Ar вводилось в систему с помощью газовой пипетки до начала плавки образца. Очищенный аргон непосредственно вводился в масс-спектрометр.

Масс-спектрометр с однородным магнитным полем с углом отклонения ионов 90° и радиусом центральной траектории ионного пучка 150 мм. Работал он в статическом режиме. Запись и расчет аргонного спектра контролировались микрокомпьютером.

0,1 г протертого в порошок образца разлагался в HF с добавлением небольшого количества серной и перхлорной кислоты. Разложенный образец растворялся в 100 мл 0,25 н HCl и после пятикратного разбавления добавлялись 100 ppm Na и 100 ppm Li как буфер и внутренний стандарт. Содержание калия измерялось при помощи пламенного фотометра типа OE-75 венгерского производства. Для контроля измерений использовались внутрилабораторные стандарты «Азия 1/65» и G1-O.

Детали оборудования использованных методов и результаты калибровки описаны ранее (Balogh, 1985; Odln, 1982).

## Фактический материал

Результаты К/Аг изотопного датирования изложены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

| № №<br>п п | №№<br>обр. | %<br>кальц | % ра<br>ин г<br>40Аг | 40Аг<br>с.м <sup>3</sup> г<br>10 <sup>-3</sup> | 40Аг/40К<br>10 <sup>-3</sup> | 40Аг, 16Аг | К 40Аг<br>м <sup>3</sup> · 10 <sup>-3</sup> | Возраст в<br>млн лет |
|------------|------------|------------|----------------------|--|------------------------------|------------|---|----------------------|
| Гр. I      | 171        | 7069       | 0.745                | 15.1   | 8.79                         | 17.705     | —   | 3.04 ± 0.28          |
|            | 1792       | 7070       | 0.802                | 22.9   | 7.77                         | 14.535     | —   | 2.47 ± 0.17          |
| Группа II  | 1589       | 7001       | 1.191                | 26   | 12.37                        | 15.540     | 399.3                                       | 2.66 ± 0.15          |
|            | 1590       | 7002       | 1.357                | 42.9   | 16.51                        | 17.856     | 517.5                                       | 3.06 ± 0.15          |
|            | 1591       | 7003       | 1.921                | 19.9   | 17.42                        | 13.603     | 368.9                                       | 2.33 ± 0.17          |
|            | 1592       | 7004       | 1.400                | 47.8   | 13.82                        | 14.817     | 566.1                                       | 2.54 ± 0.11          |
| Гр. III    | 1788       | 7063       | 2.094                | 23.5   | 4.74                         | 3.396      | 386.3                                       | 0.583 ± 0.038        |
|            | 1789       | 7064       | 2.149                | 18.1   | 5.31                         | 3.710      | 400.8                                       | 0.635 ± 0.051        |
|            | 1790       | 7067       | 1.952                | 10.5   | 3.65                         | 2.801      | 330.2                                       | 0.481 ± 0.065        |

(см. изохрону на рис. 5 и табл. 2)

|           |      |      |       |      |      |       |       |               |
|-----------|------|------|-------|------|------|-------|-------|---------------|
| Группа IV | 1585 | 6994 | 1.871 | 11.8 | 3.71 | 2.972 | 335.0 | 0.510 ± 0.060 |
|           | 1596 | 6995 | 1.913 | 8.20 | 2.97 | 2.330 | 311.9 | 0.410 ± 0.068 |
|           | 1587 | 6996 | 1.863 | 4.80 | 3.08 | 2.483 | 310.7 | 0.423 ± 0.123 |
|           | 1588 | 6997 | 1.815 | 7.00 | 4.14 | 3.423 | 317.7 | 0.57 ± 0.110  |
| Гр. V     | 1795 | 7066 | 1.842 | 10.1 | 2.22 | 1.808 | —     | 0.310 ± 0.043 |
|           | 1794 | 7068 | 1.599 | 10.7 | 1.77 | 1.676 | —     | 0.285 ± 0.037 |
| Гр. VI    | 1593 | 7005 | 2.394 | 4.0  | 1.53 | 0.961 | —     | 0.16 ± 0.037  |
|           | 1591 | 7005 | 2.377 | 8.0  | 1.58 | 0.997 | —     | 0.171 ± 0.030 |
| Гр. VII   | 1973 | 7065 | 0.923 | 30.5 | 8.64 | 14.01 | —     | 2.41 ± 0.15   |

Таблица 2

К/Аг датирование андезито-базальта № 899  
(см. гр. III и рис. 5)

|                  | К, %  | 40Аг(р.д), % | 40Аг (р.д.)<br>с.м <sup>3</sup> г · 10 <sup>-3</sup> | 40Аг/40К |
|------------------|-------|--------------|--|----------|
| Валовая проба    | 2.10  | 13.0         | 3.45   | 339.7    |
| Минер. фракции I | 1.79  | 9.0          | 3.512  | 34.7     |
| — " — II         | 1.895 | 10.5         | 3.8,6  | 30.5     |
| — " — III        | 2.204 | 11.3         | 4.281  | 333.1    |
| — " — IV         | 2.222 | 11.8         | 4.640  | 335.0    |

### Оценка К/Аг возрастов

Наиболее критическим фактором, мешающим правильному К/Аг датированию плиоцен-плейстоценовых базальтов, является часто присутствующий в них избыточный аргон. Для обнаружения последнего широко применяются изохронные методы [15, 16], основанные на анализе различных образцов базальтового тела (лавовый поток, дай-ка и т. д.) или же различных фракций единичного образца породы.

как это было предложено Фитчем и др. [14]. Последний метод считается лучшим, так как в случае отдельного куска породы более вероятно гомогенизация изотопного состава аргона во время охлаждения. Кроме того, тщательно приготовленные фракции обычно отличаются большими колебаниями содержания калия, чем различные образцы базальтового тела. Фракции чаще всего различаются минеральным составом и только в исключительных случаях бывают мономинеральными. Выделяют их, главным образом, согласно магнитной восприимчивости или плотности. Если содержание калия в различных фракциях примерно одинаково, то можно использовать лишь  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-\text{K}/^{36}\text{Ar}$  изохронный метод (заметим, что  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-\text{K}/^{36}\text{Ar}$  метод по существу тот же самый, что и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  метод, однако в первом случае вводимые данные, используемые для вычисления наклона изохроны независимыми от  $^{40}\text{K}/\text{K}$  отношения, которое используется только для вычисления возраста по наклону прямой). С помощью этого метода можно получить реальные значения возраста в том случае, если первичное  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношение было однородным и если концентрация Ar в отдельных фракциях различна. Сплошная линия, проведенная через полные (заливные) кружки, представляет этот случай на рис. 1. Однако, если к образцам, содержащим избыточный аргон, добавляется различное количество атмосферного аргона, то точки, представляющие эти образцы, будут располагаться вдоль прямой линии (линия смещения), определяющей ошибочно древний «кажущийся возраст» (пунктирная линия образцов 1 и 2, проведенная через полные и пустые кружки на рис. 1). Если к образцам, содержащим избыточный аргон и первоначально располагающимся вдоль прямой линии, добавляется различное количество воздушного аргона, то точки на  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-\text{K}/^{36}\text{Ar}$  диаграмме будут распределяться беспорядочно (точки, отмеченные треугольниками на рис. 1). Для этих образцов могут быть вычислены «эрохроны» (эрохронные возрасты), которые могут быть как древнее, так и моложе истинного геологического возраста. Однако, если образцы не содержат избыточного аргона, то добавки атмосферного аргона не будут перемещать точки образцов от прямой линии и, следовательно, возраст останется не измененным. Таким образом, беспорядочное распределение точек образцов указывает на присутствие избыточного аргона и, поэтому, минимальный K/Ar возраст может рассматриваться как наиболее близкий к истинному геологическому, если исключить возможность потери Ar. Колебания содержания воздушного аргона обычно связаны с нестабильными условиями экстракционной системы или процессов выделения аргона и его очистки, как это, например, было показано Г. Д. Афанасьевым и С. И. Зыковым [5]. Таким образом, если в образцах присутствует избыточный аргон, то весьма важным требованием является высокая воспроизводимость процессов, происходящих в системе экстракции.

В настоящем исследовании главным образом датированы валовые пробы пород и только одного лавового потока, применен изохронный метод по фракциям единичного образца. Это приводит к некоторой неопределенности хронологических выводов, но делает возможным датировку базальтов из других районов Армении и, несмотря на ограниченное число возрастных определений, получить общую информацию о пригодности их для K/Ar датировки.

Исходя из неизмененного характера датированных образцов, потеря радиогенного аргона представляется весьма маловероятной, поэтому K/Ar возрасты равны или древнее, чем возрасты, основанные на геологических данных.

• Для более детального ознакомления с изохронными методами интересующего читателя отсылаем к [18].

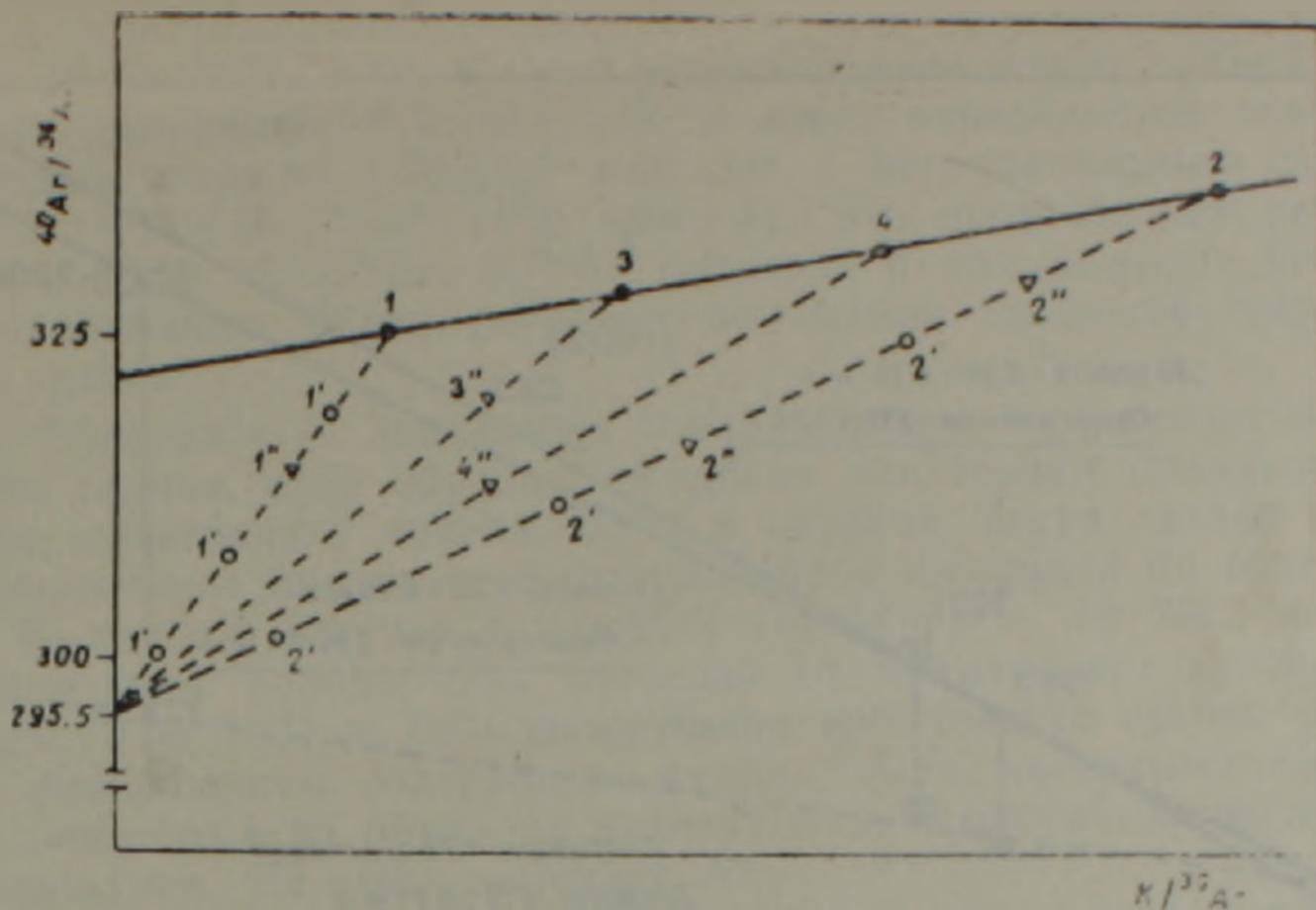


Рис. 1. Диаграмма эффекта добавления атмосферного аргона к образцам с содержанием избыточного аргона и однородным первичным  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношением.

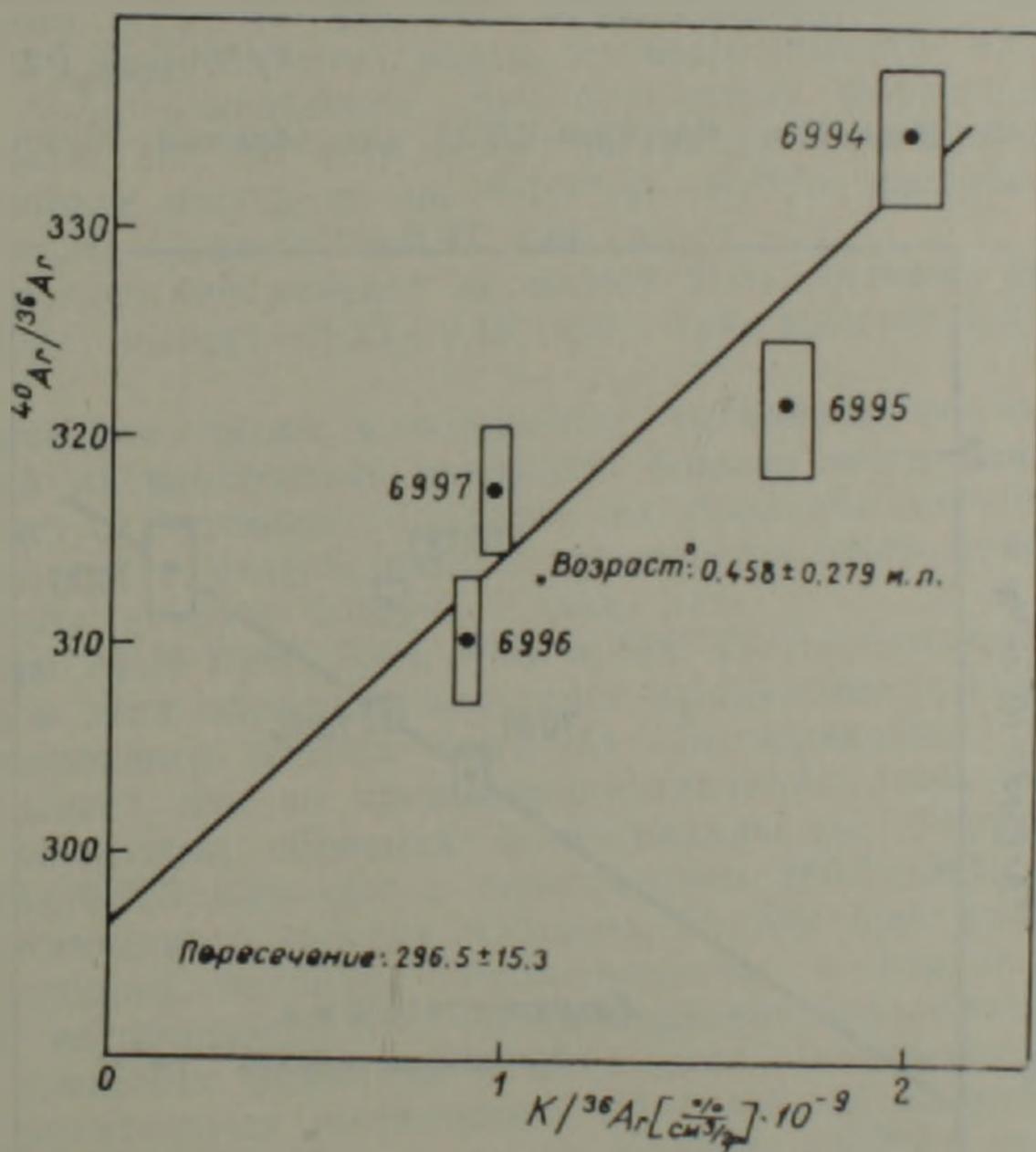


Рис. 2. Диаграмма  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — $\text{K}/^{36}\text{Ar}$  для образцов группы IV.

Образцы № № 7069 и 7070. Различие измеренных возрастов превышает экспериментальную погрешность. Ввиду схожего содержания калия и обогащения радиогенным аргоном применение изохронных методов не представляется возможным. Более молодое значение возраста  $2,47 \pm 0,17$  млн лет можно рассматривать как наиболее близкое к истинному геологическому возрасту вулканической активности.

Образцы № № 7001, 7002, 7003 и 7004. Точки, которые показаны на  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — $\text{K}/^{36}\text{Ar}$  диаграмме, на рис. 3 не ложатся на прямую линию. Точка пересечения с осью ординат  $279,4 \pm 28,7$ , несмотря на

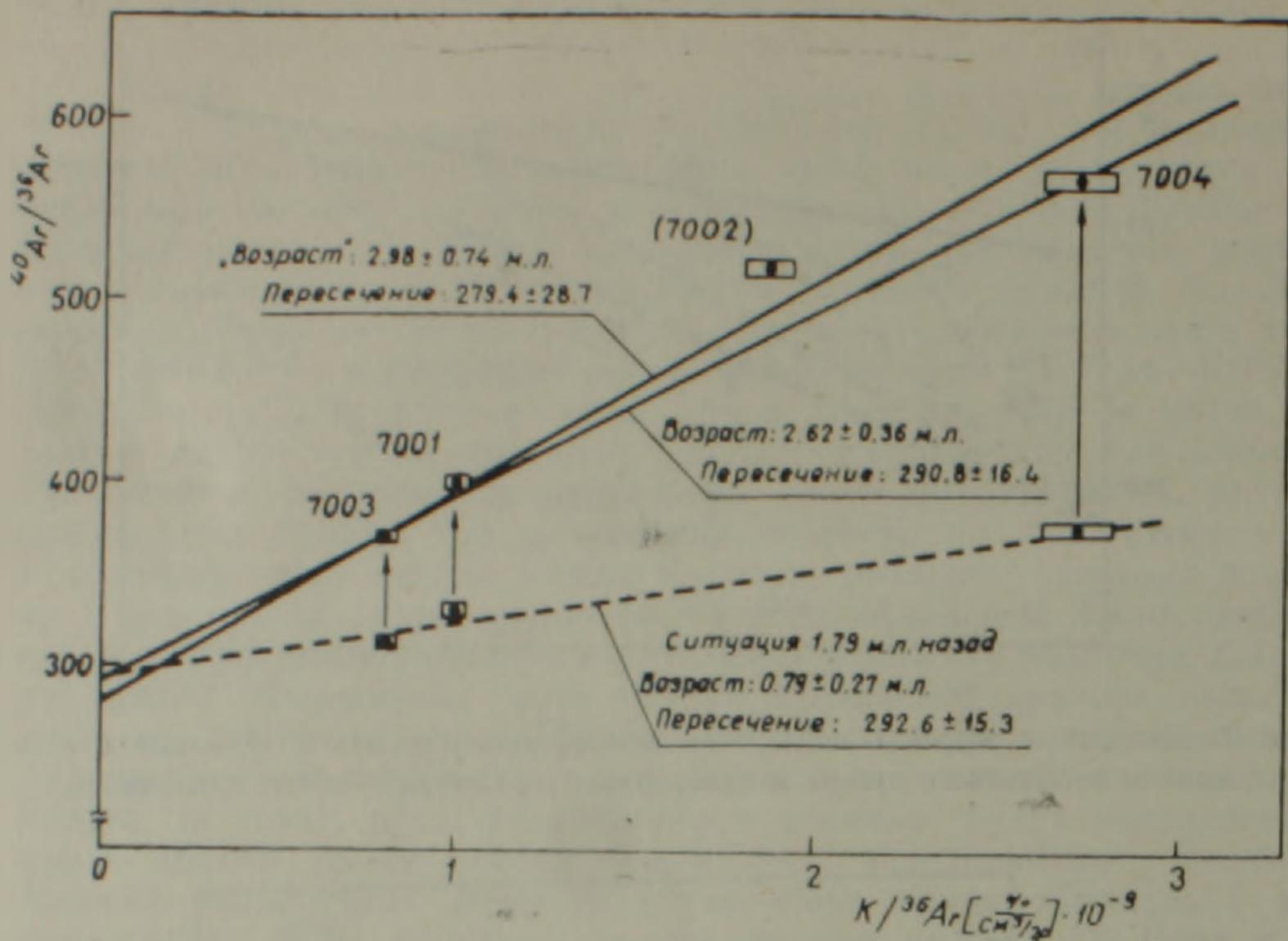


Рис. 3. Диаграмма  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — $\text{K}/^{36}\text{Ar}$  для образцов группы II.

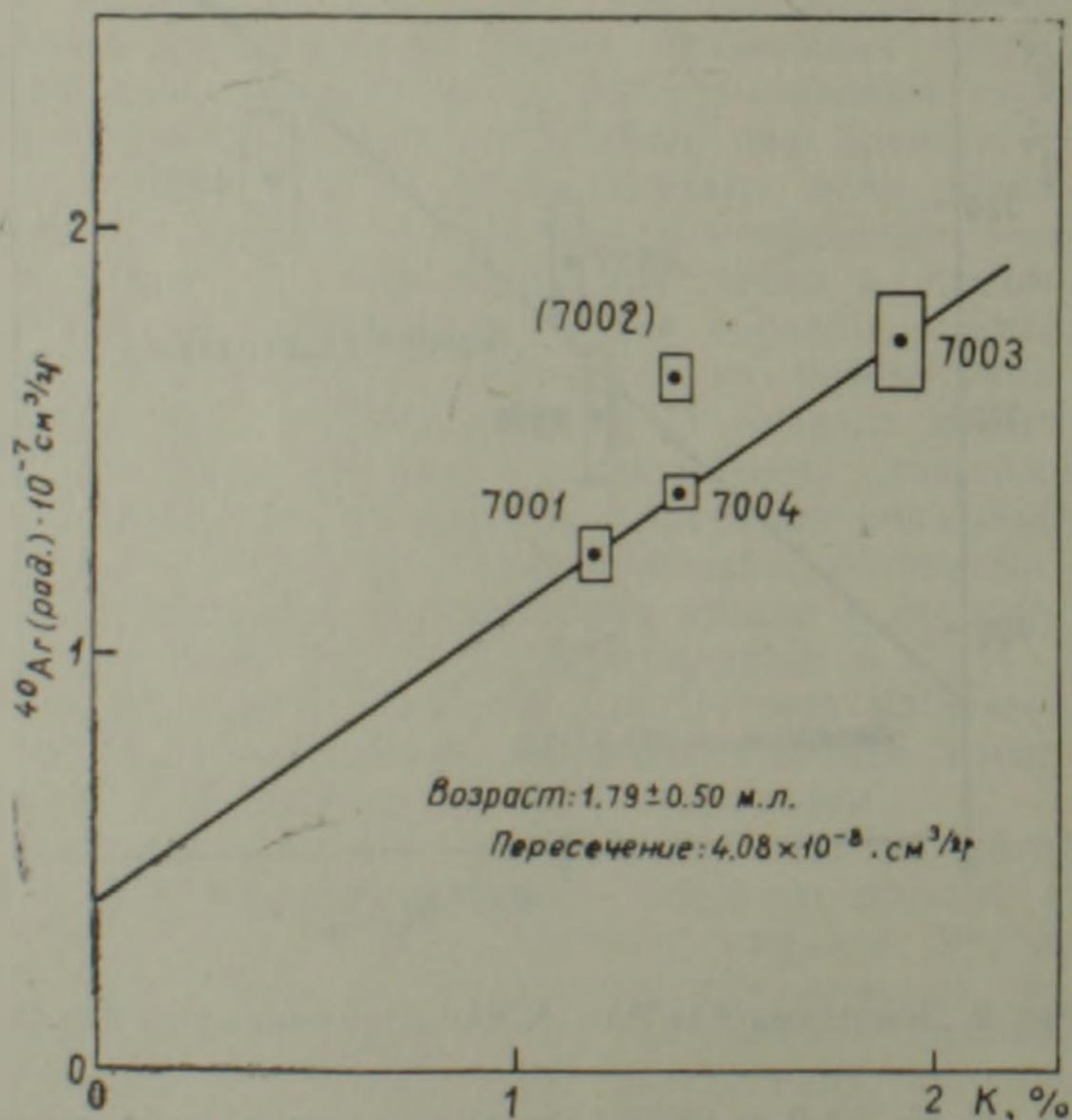


Рис. 4. Диаграмма  $^{40}\text{Ar}(\text{рад})$ — $\text{K}$  для образцов группы II.

большую ошибку, показывает, что формально вычисленный «эрохронный возраст»  $2,98 \pm 0,74$  млн лет не имеет геологического смысла и что реальный возраст может быть моложе. Следует отметить, что точки образцов № № 7001, 7003 и 7004 ближе к прямой линии и по ее наклону может быть вычислен изохронный возраст  $2,62 \pm 0,36$  млн

лет с пересечением  $290,8 \pm 16,4$ , который указывает, что захваченный во время кристаллизации пород аргон был атмосферным. Однако образцы № № 7001, 7003 и 7004 располагаются вдоль прямой линии также на диаграмме  $^{40}\text{Ar}(\text{рад})\text{—K}$  и здесь определяется значительно молодой возраст  $1,79 \pm 0,5$  млн лет с первоначальным содержанием  $^{40}\text{Ar}$   $4,08 \times 10^{-5}$  см<sup>3</sup> ТР/г (рис. 4). Это противоречит результату, полученному  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\text{—K}/^{36}\text{Ar}$  методом, и для решения этого вопроса необходимо более глубокое понимание эволюции изотопного состава аргона.

На  $^{40}\text{Ar}(\text{рад})\text{—K}$  диаграмме точки ложатся на прямую не только в том случае, если образцы содержат или теряют одинаковые количества избыточного аргона, но и в случаях, когда захват или потеря избыточного аргона является линейной функцией от содержания калия. В данном случае возможно, что образец № 7003 во время кристаллизации породы был свободен от избыточного аргона, но в образцах № № 7001 и 7004 содержание избыточного аргона увеличилось с уменьшением содержания калия.  $^{40}\text{Ar}/\text{K}$  диаграмма показывает, что некоторые из образцов захватили избыточный аргон во время их образования. Из этого вытекает, что:

1) Выравнивание точек вдоль прямой линии, определяющей возраст  $2,62 \pm 0,36$  млн лет, без первоначального избыточного аргона является недействительным и вызвано случайным распределением атмосферного аргона в образцах, следовательно, этот возраст древнее геологического возраста. На рис. 3 иллюстрировано также положение точек  $1,79$  млн лет тому назад, когда содержание их радиогенного аргона было одинаковым. Это определяет формальный возраст  $0,79 \pm 0,27$  млн лет, то есть если  $^{40}\text{Ar}(\text{рад})\text{—K}$  изохрона дает правильный возраст пород, то по  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\text{—K}/^{36}\text{Ar}$  изохроне время образования пород будет  $0,79 \pm 0,27$  млн лет.

2) Геологический возраст не может быть древнее, чем наиболее молодой K/Ar возраст  $2,33 \pm 0,17$  млн лет, измеренный по образцу № 7003.

Ограниченное число выполненных датировок не позволяет решить, какой из изохронных возрастов больше всего ближе к реальному возрасту. Возможно принятие их среднего значения  $2,21 \pm 0,5$  млн лет вместе с утверждением, что породы этого лавового потока не могут быть древнее  $2,33 \pm 0,17$  млн лет.

Образцы № № 7063, 7064, 7067 и 899. Почти одинаковое содержание калия в этих образцах позволяет применение только  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\text{—K}/^{36}\text{Ar}$  изохронного метода (рис. 5). Беспорядочное расположение точек указывает, что во время кристаллизации лавы  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношение в изученных образцах было различным. Формальный «возраст»  $0,699 \pm 0,253$  млн лет с пересечением  $280,2 \pm 26,3$ , очевидно, не имеет геологического смысла. Образец № 899 был разделен на отдельные фракции, которые пронумеровались в порядке увеличения магнитной восприимчивости. Незначительные различия содержания калия в отдельных фракциях и небольшое обогащение радиогенным аргоном препятствуют вычислению  $^{40}\text{Ar}(\text{рад})\text{—K}$  изохронного возраста с приемлемой точностью, но на  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\text{—K}/^{36}\text{Ar}$  диаграмме точки определяют изохрону, соответствующую возрасту  $0,323 \pm 0,053$  млн лет, который рассматривается как геологически приемлемый. Пересечение  $307,7 \pm 7,7$  показывает величину  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношения во время остывания образца № 899.

Образцы № № 6994, 6995, 6996 и 6997. Так как содержание калия в этих образцах почти одинаковое, то для представления образцов использована только  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}\text{—K}/^{36}\text{Ar}$  диаграмма (рис. 2). Однако, как это видно из диаграммы, точки не располагаются вдоль прямой линии и ошибка формально вычисленного «изохронного возраста» слишком велика ( $0,458 \pm 0,279$  млн лет).

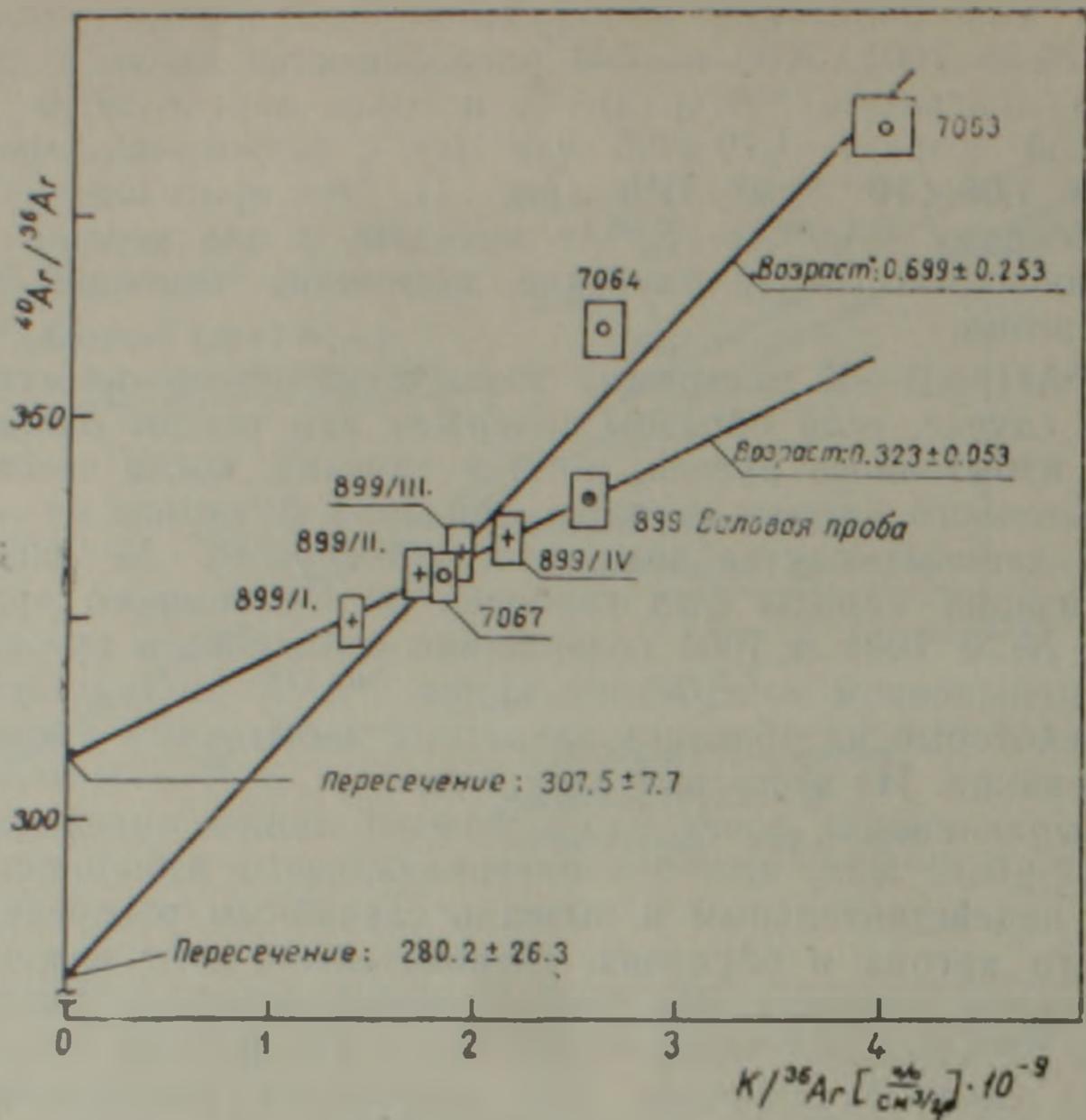


Рис. 5. Диаграмма  $^{40}Ar/^{36}Ar - K/^{36}Ar$  для образцов группы III.

Это показывает, что в образцах присутствует избыточный аргон и взвешенное среднее значение возрастов ( $0,494 \pm 0,087$  млн. лет) определено древнее, чем геологический возраст. В этом случае среднее значение наиболее молодых возрастов ( $0,413 \pm 0,059$  млн. лет для образцов № 6995 и 6996) можно считать наилучшим приближением геологического возраста, но следует подчеркнуть, что данная величина все еще может быть заметно древней для этих пород.

Образцы № 7066 и 7068. Различие в измеренных возрастах находится в пределах экспериментальной погрешности и, таким образом, взвешенное среднее значение  $0,297 \pm 0,028$  млн. лет может быть использовано как максимальный возраст.

Образцы № № 7005 и 7006. Содержания калия и  $K/Ar$  возрасты очень близки, различие в обогащении радиогенным аргонном, возможно, вызвано добавлением воздушного аргона к образцу № 7005. Вычисленное среднее значение возраста равно  $0,170 \pm 0,027$  млн. лет, которое может рассматриваться как максимальный возраст. Реальный возраст может быть моложе, если в обоих образцах присутствует одно и то же количество избыточного аргона.

### Обсуждение результатов

Рекомендуемые в предыдущем разделе наиболее надежные, близкие к истинным датировки подтверждают последовательность образования вулканитов, установленную другими, уже упомянутыми методами. Что касается возраста вулканитов, то здесь дело по понятным, разобраным выше причинам обстоит менее «благополучно» (табл. 3). Это закономерно, так как следует еще учесть, что геологические определения в наших условиях, да еще при произвольности выбора границы между плиоценом и четвертичным периодом, остаются весьма условными.

## Данные о геологическом и К/Аг возрасте

| Вулканисты   | В о з р а с т                              |  |
|--|--|--|
|  | Геологически - определения<br>(по авторам) | Рекомендуемые К Аг<br>опред. (в млн лет)       |
| Доцеритовые базальты<br>Лавы вулканов Котайкской<br>группы | Верхний плиоцен                            | $2.47 \pm 0.17$                                |
|  | Верхний плиоцен                            | $2.21 \pm 0.6$                                 |
|  | Нижний плейстоцен                          | $0.323 \pm 0.053$                              |
|  | Средний плейстоцен                         | $0.297 \pm 0.023$                              |
| Разданский поток   | Верхний плейстоцен                         | (менее вероятен возраст<br>$0.113 \pm 0.059$ ) |
| Ереванский поток   | Верхний плейстоцен                         | $0.170 \pm 0.027$                              |
| Гегардский поток   | Верхний плейстоцен                         | $0.170 \pm 0.027$                              |

Интересно, что К/Аг возраст базальтов, с извержением которых начался верхнеплиоцен-четвертичный вулканический цикл, близок значению 2,48 млн. лет, отмечающему нижнюю границу эпохи Матуяма; может быть изливания завершающих единый базальтовый комплекс прямо намагниченных потоков в отдельных районах (басс. р. Ахурян) были приурочены к субхронам Режуньон или Олдувай? Сближенным оказался возраст лав Котайкских вулканов, которые по геологическим данным извергались (после небольшого перерыва) вслед за доцеритовыми базальтами.

Несколько завышенными, с геологической точки зрения, представляются датировки Гегардского потока, извержение которого было одним из самых последних в вулканизме Северной дуги и немного более раннего Ереванского потока. «Разнобой» в датировках последнего (см. табл. 3) и тот факт, что он, по всем данным, значительно моложе Разданского потока, диктуют необходимость дополнительного исследования. Важность специального исследования лав Ереванского потока определяется и тем обстоятельством, что если максимально надежной окажется датировка, даже близкая к самому «младодому» ( $0,297 \pm 0,28$  млн. лет) из полученных значений, то и в этом случае новейшая геологическая история Араратской котловины и ее горного окаймления должна быть пересмотрена.

## В ы в о д ы

1. Плиоцен-плейстоценовые базальт-андезитовые породы Армении в известном смысле являются весьма подходящими для К/Аг датирования. Благодаря удивительно низкому содержанию газа, выделенный аргон может быть легко очищен и, несмотря на молодой возраст, обогащение радиогенным аргоном весьма заметно.

2. В породах часто присутствует избыточный аргон, который может вызвать увеличение возраста для некоторых образцов более чем 0,5 млн лет. однако разница К/Аг и геологического возраста обычно только 0—0,2 млн. лет, причем последний относится к более молодым. Увеличение возраста может быть различным в образцах одного и того же лавового потока.

3. Наилучшим и обязательным методом получения геологических возрастов является выполнение серии определений на тщательно отобранных фракциях отдельных образцов.

4. Изложенный в статье фактический материал, отражающий первую попытку К/Аг изотопной геохронологии позднеплиоцен-четвертичных вулканических образований Армении, вселяет уверенность в целесообразности продолжения начатых в 1987 г. совместных работ

по творческому научному сотрудничеству лабораторий изотопных исследований ИГН и Атомки в 1990 и последующие годы.

Институт ядерных исследований АН ВР,  
АН Армении

Поступила 22 XII.1989

Կ. ՔԱՂՅ. Գ. Պ. ԲԱՂՎԱԾԱՐՅԱՆ, Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Զ. ՊԵՉԱԼԻ,  
Է. ԱՐՎԵՆՈՇ, Թ. Ե. ԿՈՒՊՍՅԱՆ

**Հ Հ ՏԱՐԱԾՔԻ ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՑԵՆ—ՉՈՐՐՈՐԳԱԿԱՆԻ ՀՐԱԹԵԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԿԱԼԻՈՒԹ—ԱՐԳՈՆԱՅԻՆ ԱՌԱՋԻՆ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՔՐՈՒԹՅՈՒՆԸ**

**Ա մ փ ո փ ո լ մ**

ՀՀ տարածքը կազմող միջբեմբրից մինչև միջին պլիոցենի հասակի բազմաթիվ երկրաբանական ֆորմացիաների իզոտոպային երկրաժամանակագրական ընդարձակ ուսումնասիրությունների հետ մեկտեղ, մինչ այժմ բացառվել էին տարածքի մեկ երրորդը ծածկող վերին պլիոցեն—չորրորդական ժամանակահատվածի հրաբխային ապարների բացարձակ հասակների որոշումները գիտական լայն ճանաչում գտած կալիում-արգոնային մեթոդով:

Հանրահայտ է այդ ապարների իզոտոպային հետազոտությունների խոշոր նշանակությունը թե՛ գիտական, և թե՛ կիրառական տեսանկյուններից, նամանավանդ ՀՀ համար, որի երկրաբանական գլխավոր առանձնահատկություններից մեկն էլ պլեյստոցենի հրաբխային պրոցեսների բուռն արտահայտությունն է: Հիմնական խոչընդոտը՝ ապարներում ռադիոգեն արգոնի նվազագույն կուտակումներն են: Ճշգրիտ իզոտոպային չափումները տարիներ շարունակ բացառված էին ԽՍՀՄ-ում և եվրոպական մի շարք այլ երկրներում՝ համապատասխան մասս-սպեկտրամետրի բացակայության պատճառով:

Հողվածում բերված ՀՀ տարածքի վերին պլիոցեն—չորրորդական հրաբխային ապարների իզոտոպային հասակների սիստեմատիկ որոշումները առաջին փուլի (1987—1988 թթ.) արդյունքները հնարավոր դարձան ՀՀ ԿԵԵՊԻ երկրաբանական զիտությունների և Հունգարիայի Գ.Ա.Մ իջուկային հետազոտությունների ինստիտուտների խիստ արդյունավետ բիտակաճ համագործակցության շնորհիվ: Հունգարական ինստիտուտում ստեղծված հատուկ կոնստրուկցիայի մասս-սպեկտրամետրը հնարավորություն ընձեռնեց, առաջին անգամ լինելով ՀՀ երկրաբանության համար, վերին պլիոցեն—չորրորդական ապարների համար իզոտոպային հասակների լիարժեք որոշումներ կատարել:

Այսպիսով, նշված ինստիտուտի երկրաժամանակագրական լաբորատորիաների համատեղ հետազոտությունների շնորհիվ (1987—1988 թթ.) որոշվեցին Մերձերևանյան տարածքի մի քանի տարրեր հրաբխային ֆորմացիաներին բնորոշ քսանից սվեյի ապարների հասակները՝ սկսած 3,06 միլիոն տարուց մինչև 166000 տարի առաջ ձևավորված գոյացումները:

Հողվածում առաջին անգամը լինելով ցույց է տրվում հետազոտությունների մեթոդական շատ արժեքավոր նշանակության մի փաստ: Դա հետազոտված ապարների որոշ մասի մեջ հայտնաբերված մնացորդային ռադիոգեն արգոնի առկայությունն է: Վերջինիս քանակական ճիշտ որոշումը հնարավորություն է ստեղծում հրաբխային ֆորմացիաների ապարների հասակների որոշ ճշգրտումներ կատարել:

THE FIRST K-Ar ISOTOPE DATING OF THE ARMENIAN  
UPPER PLIOCENE-QUATERNARY VOLCANIC ROCKS

A b s t r a c t

The results of the first stage (1987—1988) of themes isotope-geochronological investigations are brought according to the scientific collaboration between the laboratories of isotope geology of the Armenian Academy of sciences Institute of geological sciences and Hungarian Academy of sciences Institute of nuclear investigations. For the first time the K-Ar ages of the Armenian territory some Upper Pliocene-Quaternary volcanic rocks are serially determined.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акоюнц Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 171 с.
2. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. ДАН АрмССР, 1963, XXXVI, № 5, с. 293—297.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
4. Асланян А. Т., Сяядян Ю. В., Харитонов В. М., Якимов В. П. Открытие черепа древнего человека в Ереване. — В кн.: Вопросы геологии четв. периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с. 11—24.
5. Афанасьев Г. Д., Зыков С. Н. Итоги сверки эталонной пробы 1/65 в геохронологических лабораториях СССР. — Труды XV Сессии по определению абсолютного возраста геологических формаций М. Изд. Наука, 1970, с. 316—321.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации. — В кн.: Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, с. 266—270.
7. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Результаты определения возраста молодых вулканитов Армянской ССР методом треков осколков деления ядер урана. — В кн.: Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, с. 271—272.
8. Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. — Сб. памяти А. Н. Мазаровича. М.: Изд. МОИП, 1952, с. 138—154.
9. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 3, с. 3—14.
10. Карапетян К. И. Об использовании данных археологии при стратиграфическом расчленении четвертичных вулканитов Армянской ССР. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с. 75—84.
11. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 196 с.
12. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. МО, ч. 60, в. 11, 1931.
13. Balogh K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies. ATOMKI Rep. E/1. (Debrecen), pp. 277—288.
14. Fitch F. J., Miller J. A., Hooker P. J. (1976): Single whole rock K—Ar isochrons. Geol. Mag. III pp. 1—10.
15. Harper C. T. (1970): Graphical solution to the problem of radiogenic argon—40 loss from metamorphic minerals. Ecl. Geol. Helv. 63, pp. 119—140.
16. McDougall J., Pollack H. A., Stipp J. J. (1969): Excess radiogenic argon in young subaerial basalts from Auckland volcanic field, New Zealand. Geochim. Cosmochim. Acta, 33 pp. 1485—1520.
17. Odin G. S. ed. (1982): Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley and Sons, Stichester, New York, Brisbane, pp. 112—143.
18. Shafigullah, M., Damon, P. E. (1974): Evaluation of K—Ar isochron methods. Geochim. Cosmochim. Acta 38 pp. 1341—1358.

17. *Orin G. S. ed.* (1982) Numerical Dating in Stratigraphy Wiley & Sons, Chichester New York, Brisbane, pp. 142—143.
18. *Shafigulla M., Dama P. E.* Evaluation of K—Ar isochron methods. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 pp. 1341—1358.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1990, XLII.1, № 2, 38—45.

УДК: 553.064.32(449.25)

М. А. АРУТЮНЯН, О. Г. МАДАНЯН

## ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

В результате исследований определены температурные условия формирования скарнов Зангезурского рудного района и связанной с ними рудной минерализации. Подтверждено наличие собственно скарнового и наложенного гидротермального оруденения в рудопрооявлениях скарново-полиметаллической и скарново-медно-молибденовой формации.

Скарны Зангезурского рудного района представлены образованиями известковой формации магматического и постмагматического этапов. Среди последних на отдельных участках их развития отмечается наличие прожилково-вкрапленной медно-молибденовой (Анкасар, Кефашен) и полиметаллической (Пейган, Аревог, Сагюкали) минерализаций. В задачу настоящего исследования входило определение температурных условий формирования скарнов Зангезурского рудного района и пространственно связанного с ними оруденения на основе изучения газовой-жидких включений в собственно скарновых минералах, а также кварцах и кальцитах парагенетических ассоциаций рудных минералов. С этой же целью использовались диаграммы фазового соответствия в биминеральных геотермометрах.

По своему минеральному парагенезису скарны Зангезурского рудного района отнесены к пироксен-гранат-воластонитовой (скарны магматического этапа восточного борга Дебаклинского разлома—Еркатасар, Сурбкар, Сухан, Абгаз, Хдебанц, и постмагматического этапа—Аревог, Сагюкали, Гехи, Кефашен, Анкасар, Пейган), пироксен-гранатовой и эпидот-гранатовой (скарны постмагматического этапа западного борга Дебаклинского разлома—Килит, Тирани-дзор, Агарак) температурным фациям, образование которых согласно В. А. Жарикову [2] происходило соответственно в интервале 750—550°C, 550—500°C и 500—400°C.

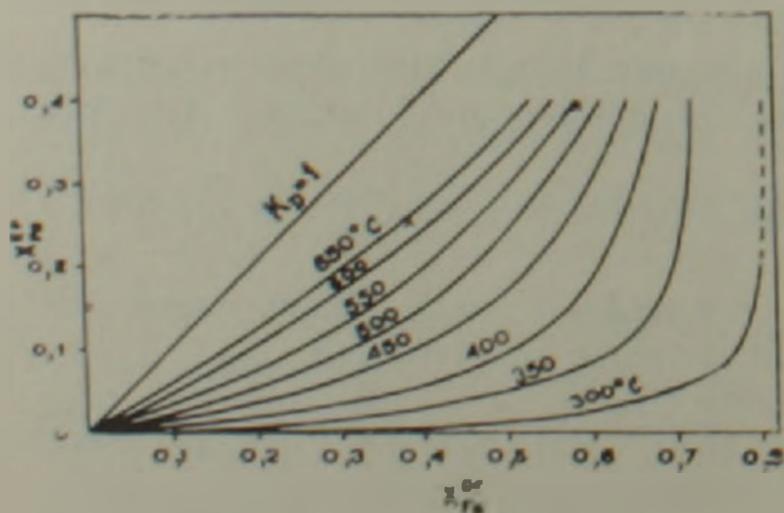


Рис. 1. Температура образования скарнов Кефашена и Тирани-дзора по эпидот-гранатовой диаграмме фазового соответствия

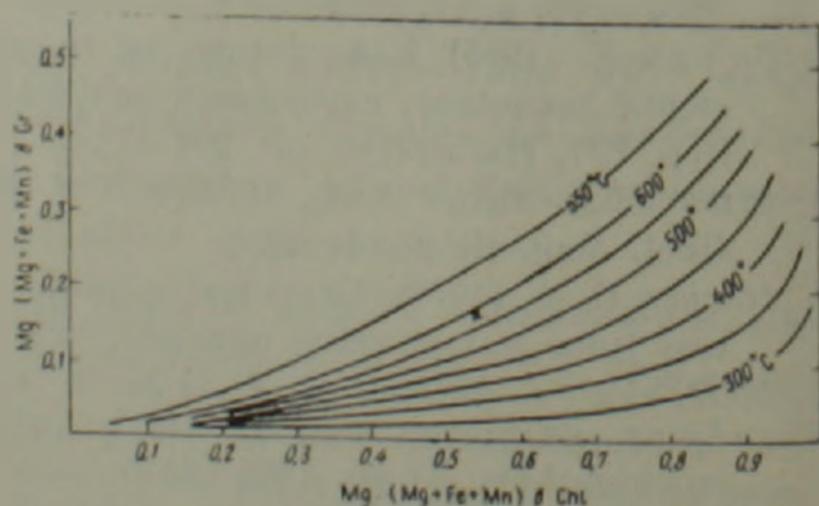


Рис. 2. Температура образования скарнов Анкасара по хлорит-гранатовой диаграмме фазового соответствия.

17. *Orin G. S. ed.* (1982) Numerical Dating in Stratigraphy Wiley & Sons, Chichester New York, Brisbane, pp. 142–143.
18. *Shafigulla M., Dama P. E.* Evaluation of K–Ar isochron methods. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 pp. 1341–1358.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1990, XLII.1, № 2, 38–45.

УДК: 553.064.32(449.25)

М. А. АРУТЮНЯН, О. Г. МАДАНЯН

## ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

В результате исследований определены температурные условия формирования скарнов Зангезурского рудного района и связанной с ними рудной минерализации. Подтверждено наличие собственно скарнового и наложенного гидротермального оруденения в рудопрооявлениях скарново-полиметаллической и скарново-медно-молибденовой формации.

Скарны Зангезурского рудного района представлены образованиями известковой формации магматического и постмагматического этапов. Среди последних на отдельных участках их развития отмечается наличие прожилково-вкрапленной медно-молибденовой (Анкасар, Кефашен) и полиметаллической (Пейган, Аревог, Сагюкали) минерализаций. В задачу настоящего исследования входило определение температурных условий формирования скарнов Зангезурского рудного района и пространственно связанного с ними оруденения на основе изучения газовой-жидких включений в собственно скарновых минералах, а также кварцах и кальцитах парагенетических ассоциаций рудных минералов. С этой же целью использовались диаграммы фазового соответствия в биминеральных геотермометрах.

По своему минеральному парагенезису скарны Зангезурского рудного района отнесены к пироксен-гранат-воластонитовой (скарны магматического этапа восточного борга Дебаклинского разлома—Еркатасар, Сурбкар, Сухан, Абгаз, Хдебанц, и постмагматического этапа—Аревог, Сагюкали, Гехи, Кефашен, Анкасар, Пейган), пироксен-гранатовой и эпидот-гранатовой (скарны постмагматического этапа западного борга Дебаклинского разлома—Килит, Тирани-дзор, Агарак) температурным фациям, образование которых согласно В. А. Жарикову [2] происходило соответственно в интервале 750–550°C, 550–500°C и 500–400°C.

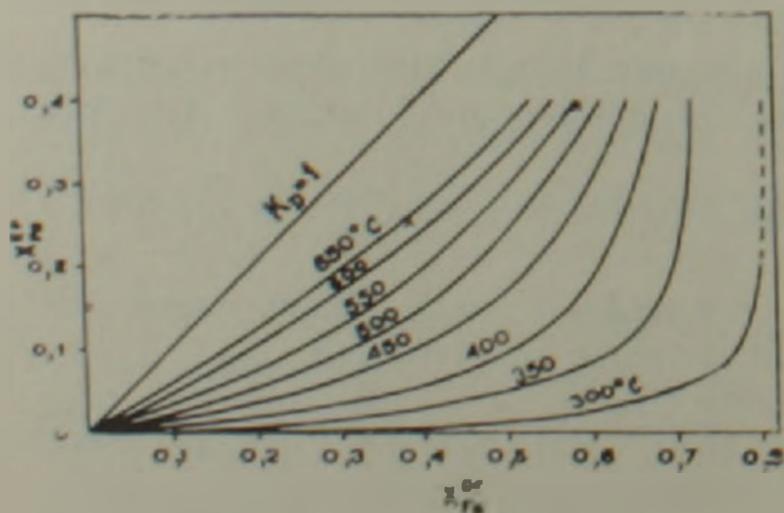


Рис. 1. Температура образования скарнов Кефашена и Тирани-дзора по эпидот-гранатовой диаграмме фазового соответствия

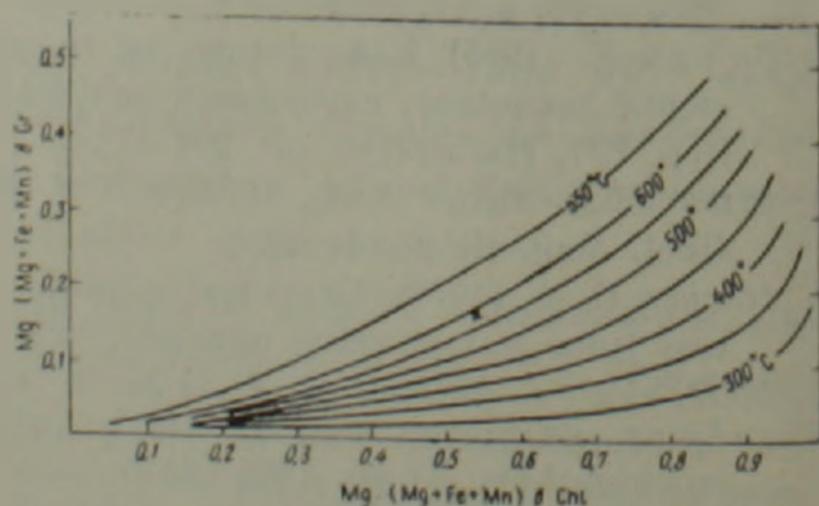


Рис. 2. Температура образования скарнов Анкасара по хлорит-гранатовой диаграмме фазового соответствия.

Таблица 1

## Химический состав скарновых минералов

|                                | Г р а н а т |        |        |        |        |        |        | Эпидог |        | Хлорит |        | Пироксен |       |        |
|--------------------------------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|-------|--------|
|                                | 1316        | 1423   | 30     | 702    | 104    | 134    | 780    | 55     | 711    | 218    | 30     | 1316     | 1423  | 702    |
| SO <sub>2</sub>                | 39,75       | 38,19  | 36,70  | 37,55  | 34,45  | 37,06  | 38,17  | 38,18  | 39,46  | 32,68  | 51,32  | 48,11    | 41,69 | 50,25  |
| TiO <sub>2</sub>               | —           | 0,62   | 0,36   | 0,55   | 0,21   | 0,25   | 0,10   | 0,27   | 0,22   | 0,25   | —      | 0,24     | 1,00  | 0,75   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,76        | 12,30  | 11,24  | 5,23   | 14,71  | 8,60   | 6,93   | 18,17  | 22,23  | 11,93  | 3,65   | 1,81     | 16,55 | 10,65  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 26,20       | 13,18  | 15,43  | 23,52  | 12,94  | 19,16  | 20,06  | 17,57  | 13,82  | 9,38   | 0,90   | 14,28    | 9,56  | 2,63   |
| FeO                            | 1,40        | 0,56   | 1,60   | 1,16   | 0,96   | 0,56   | 1,14   | 0,57   | 0,87   | 19,31  | 6,80   | 14,28    | 0,85  | 5,84   |
| MnO                            | 1,43        | 0,21   | 0,29   | 0,36   | 0,64   | 0,33   | 0,31   | 0,26   | 0,13   | 0,85   | 0,76   | 0,22     | 0,14  | 0,38   |
| CaO                            | 28,00       | 34,02  | 32,81  | 30,24  | 33,32  | 32,70  | 30,26  | 23,12  | 29,91  | 0,98   | 22,15  | 20,10    | 24,50 | 20,75  |
| MgO                            | 0,80        | 0,97   | 1,65   | 1,09   | 2,81   | 0,69   | 1,24   | сл     | 1,31   | 18,47  | 14,11  | 1,61     | 4,48  | 6,74   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,26        | 0,15   | —      | 0,40   | 0,20   | 0,16   | 0,44   | 0,09   | 0,13   | —      | 0,10   | 0,02     | 0,07  | 0,90   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,14        | 0,13   | —      | 0,31   | —      | 0,06   | 0,11   | 0,13   | 0,28   | —      | 0,03   | 0,30     | 0,23  | 0,31   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,05        | —      | —      | 0,05   | —      | 0,03   | 0,09   | —      | —      | —      | сл     | 0,18     | 0,14  | —      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,05        | 0,23   | —      | 0,14   | —      | 0,29   | 0,34   | 0,11   | —      | —      | —      | 0,23     | 0,05  | 0,34   |
| п.п.п.                         | 0,05        | 0,05   | 0,48   | 0,35   | 0,34   | 0,89   | 1,13   | 1,85   | 1,37   | 4,70   | —      | 0,27     | 0,38  | 0,30   |
| Сумма                          | 100,97      | 100,69 | 100,56 | 100,87 | 100,61 | 100,78 | 100,32 | 100,32 | 100,87 | 99,23  | 100,60 | 100,76   | 99,63 | 100,52 |

Согласно нашим исследованиям температура образования магматических скарнов в момент завершения формирования метасоматической колонки (данные декрипитации газовой-жидких включений в гранатах) составляет 620—560°C (табл. 4).

Предварительное представление о температуре образования скарнов постмагматического этапа дает анализ фазового соответствия сосуществующих минералов переменного состава, представленных хлорит-гранатовой и эпидот-гранатовой парами, на основе распределе-

ния 
$$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al} \parallel \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$
 по диаграммам Л. Л. Перчука и И. Д.

Рябчикова [3] и А. Я. Арановича [1] (рис. 1 и 2 по данным табл. 2. Расчет петрохимических параметров проведен на основе результатов химического анализа минералов табл. 1). Высокие значения температуры, полученные по скарнам Тиран-дзора, дают основание нам предположить, что для расчетов была использована непарагенная пара минералов и верхний температурный предел сильно завышен.

Таблица 2

Петрохимические параметры минералов и температура их образования

| №№        | Местонахождение | Петрохимические параметры   | Т°С |
|-----------|-----------------|---|-----|
| 134 и 55  | Кефашен         | гранат<br>$X = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al} = 0,58;$ эпидот<br>$X = 0,38$ | 550 |
| 780 и 711 | Тиран-дзор      | гранат<br>$X = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al} = 0,38;$ хлорит<br>$X = 0,28$ | 650 |
| 218 и 101 | Анкер           | гранат<br>$X = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} = 0,19;$ хлорит<br>$X = 0,53$      | 580 |

Рис. 3

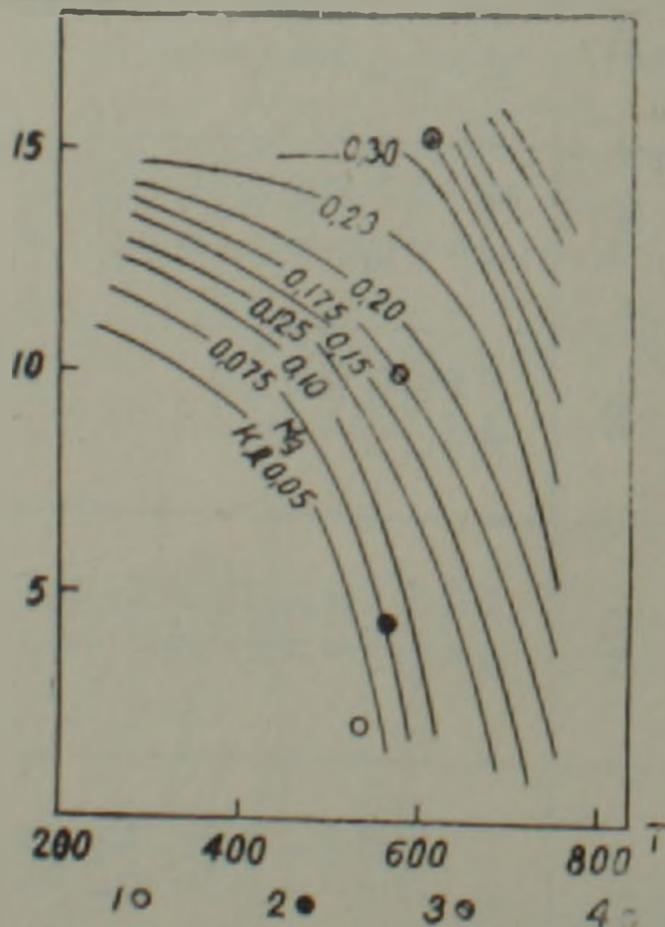


Рис. 3. Определение давления по диаграмме равновесного распределения магния между сосуществующими клинопироксеном и гранатом.

Давление, при котором происходили процессы скарнообразования, определяется по диаграмме равновесного распределения магния между сосуществующими клинопироксеном и гранатом (рис. 3). Петрохимические параметры минералов и значения коэффициента распределения магния приведены в табл. 3 [3]. Согласно этим данным величина давления оценивается от 3 до  $15 \times 10^8$  Па, причем максимальные значения получены для скарнов магматического этапа.

Таблица 3

Петрохимические параметры минералов с соответствующими коэффициентами распределения

| №№ | Гранат<br>$\frac{xMg}{1-xMg}$ | Пироксен<br>$\frac{1-xMg}{xMg}$ | Парагенез<br>минералов | $K_D^{Mg}$ | $T^\circ C$ |
|----|-------------------------------|---------------------------------|------------------------|------------|-------------|
|----|-------------------------------|---------------------------------|------------------------|------------|-------------|

Скарны магматического этапа

|       |      |      |              |      |     |
|-------|------|------|--------------|------|-----|
| 13,6  | 0,04 | 8,09 | Пи + Гр + Эп | 0,33 | 610 |
| 14,23 | 0,11 | 1,32 | Пи + Гр      | 0,17 | 580 |

Скарны постмагматического этапа

|     |      |      |              |      |     |
|-----|------|------|--------------|------|-----|
| 30  | 0,12 | 0,30 | Пи + Гр      | 0,03 | 560 |
| 720 | 0,08 | 0,78 | Пи + Гр + Пл | 0,07 | 570 |

Примечание: температура образования приводится по данным декрипитации газовой-жидких включений.

Более детальные исследования были направлены на выяснение температурных особенностей образования скарнов различных температурных фаций, а также механизма формирования пород метасоматической колонки.

При определении температур процесса скарнообразования метод гомогенизации вследствие непрозрачности собственно скарновых минералов получил ограниченное применение. Это обстоятельство явилось причиной более широкого использования методов декрипитации. Измерения проводились на вакуумном декриптометре, преимущества которого, кроме высокой чувствительности регистрирующей аппаратуры, заключаются в возможности фиксации взрывов включений, проходящих «беззвучно», путем улавливания высвобождающейся флюидной фазы при вскрытии мельчайших вакууолей, обладающих малой энергией взрыва. Исследовались мономинеральные фракции (0,5—0,25 мм) стандартных навесок (1 г) граната, пироксена и волластонита; массовые замеры, полученные методом декрипитации, проверялись методом гомогенизации.

Незначительные превышения температур, полученные методом декрипитации над температурами гомогенизации, обусловлены необходимостью более высоких температур для получения эффекта растрескивания и находятся в зависимости от размеров исследуемых включений, толщины стенки зерна, в котором находится включение, а также давления, при котором происходило образование минерала [4]. В целом эти колебания происходят в пределах 20—40°C (табл. 4).

Исследования газовой-жидких включений методами гомогенизации и декрипитации в скарновых минералах пироксен-гранат-волластонитовой, пироксен-гранатовой и эпидот-гранатовой температурных фаций показали, что они образуются примерно в равных температурных условиях (табл. 4), за исключением скарнов магматического этапа.

Исследуемые методом гомогенизации газовой-жидкие включения в гранатах скарнов постмагматического этапа двухфазовые, имеют

неправильную форму, часто причудливо изогнутые, размерами 0,01—0,02 мм. Обычно они линейно ориентированы параллельно зонам роста кристалла. Соотношения фаз (газ-жидкость) составляют 1:3. Температура гомогенизации варьирует в пределах 480—540°; в этот интервал входят гранаты всех зон метасоматической колонки как контактового, так и жильного типов.

При рассмотрении данных термометрии по гранатам в разрезе вкрест залегания скарновой залежи (Кефашен, Анкасар) обнаруживается горизонтальная температурная зональность, обусловленная последовательным развитием метасоматической колонки: алюмосиликатная порода—пироксен-гранатовая порода (500—530°C)—гранатовый скарн (490—510°C)—андрадитизированный скарн (450—470°C)—волластонит-гранатовый скарн (520—550°C)—скарнированный известняк (480—500°C). Ранние по времени образования кристаллы граната в гранат-волластонитовых и пироксен-гранатовых породах, представляющих собой фронтальные части метасоматической колонки, характеризуются наибольшими температурами образования 540—560°C и обеднены вторичными включениями. Сравнительно обогащены вторичными включениями буровато-красные полизональные кристаллы гранатов, входящие в состав андрадит-кальцитовых и андрадит-кварцевых прожилков. Температура гомогенизации первичных включений 440—460°C, вторичных—от 330 до 150°C.

Таблица 4

Температуры гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений в скарновых минералах пироксен-гранат-волластонитовой (1) пироксен-гранатовой (2) и пироксен-эпидотовой температурных фаций (3)

| Местонахождение                 | Наименование породы    | Минерал     | Температура в °C   |               |
|---------------------------------|------------------------|-------------|--------------------|---------------|
|                                 |                        |             | декрипитация       | гомогенизация |
| Скарны магматического этапа     |                        |             |                    |               |
| 1. Алдра<br>Еркатасар           | Гранатовый скарн       | Гранат      | 560—580<br>600—620 | —<br>—        |
| Скарны постмагматического этапа |                        |             |                    |               |
| Кефашен                         | Гранитовый скарн       | гранат      | 500—540            | 480—510       |
| —                               | Волласт-гран. т. скарн | —           | 540—560            | 520—550       |
| —                               | Пироксен-гранат. скарн | пироксен    | 510—550            | —             |
| —                               | —                      | гранат      | 500—540            | 500—500       |
| Анкасар                         | Волласт.-гранат. скарн | гранат      | 560—570            | —             |
| Гехи                            | —                      | —           | 520—560            | 520—540       |
| —                               | Пироксен-гранат скарн  | пироксен    | 550—560            | —             |
| —                               | Волластонитовый скарн  | волластонит | 550—580            | —             |
| Лерншен                         | Гранатовый скарн       | гранат      | 550—560            | —             |
| 2. Тирани-дзор                  | Гранатовый скарн       | гранат      | 520—570            | —             |
| 3. Килит                        | Гранатовый скарн       | гранат      | 500—540            | 480—520       |
| —                               | Эпидозит               | эпидот      | 420—530            | 400—500       |

При исследованиях мономинеральных фракций граната на вакуумном декриптометре на кривой декрипитации, кроме массовых взрывов включений, отражающих температурный интервал образования минерала, четко фиксируется пик взрывов на интервале температур 200—220°C и менее выраженные пики 420—440°C, 310—340°C и 160—220°C. Эти пики свидетельствуют о наложенной низкотемпературной гидротермальной деятельности и подтверждаются данными гомогенизации включений в кальцитах и кварцах стадии рудообразования.

В этой части исследований, касающейся непосредственно рудообразования, основное внимание уделялось методам гомогенизации и криометрии газовой-жидких включений как первичных, так и наложенных вторичных. Особенно полно термометрическими исследованиями

охвачены скарново-гидротермальные медно-молибденовые рудопроявления Кефашен и Анкасар, для которых определены температуры образования рудных минералов, сопутствующих скарновому процессу, а также наложенных гидротермальных, проявившихся в скарнах и гранодиоритах эндоконтактовой зоны.

Температурный интервал собственно скарнового рудообразования составляет 450—400°C и представлен эпидот-кальцит-магнетит-пирит-халькопиритовой кварц-кальцит-молибденит-гематит-пирит-халькопиритовой парагенетическими ассоциациями (табл. 5); гидротермального—325—170°C. Концентрация солей в рудообразующих растворах достигает максимальных значений в гидротермальный этап рудообразования—200 г/л. Основными компонентами раствора являются NaCl + MgCl<sub>2</sub>.

Таблица 5

Значения температур и солевой нагрузки в рудообразующих растворах при формировании рудопроявлений медно-молибденовой формации

| Парагенетические ассоциации минералов | Кефашен |                     | Анкасар |                     |
|---------------------------------------|---------|---------------------|---------|---------------------|
|                                       | Т°С     | Нагрузка солей, г/л | Т°С     | Нагрузка солей, г/л |

Скарново-рудные образования

|                         |         |     |         |     |
|-------------------------|---------|-----|---------|-----|
| Эп-Кал-Мт Пирит-Андр    | 450     | —   | —       | —   |
| Кв-Кал-Мо Гематит-Хпр-П | 420—400 | 40  | —       | —   |
| Кв-Кал-Хпр Андр         | 320—170 | 165 | 325—220 | 175 |
| Кв-Мо                   | 310—290 | 200 | —       | —   |
| Кв-Карб                 | 215—150 | 70  | 200—165 | 80  |

Гидротермально-рудные образования в гранодиоритах

|          |         |   |         |   |
|----------|---------|---|---------|---|
| Кв-Мо    | 325—310 | — | 320—300 | — |
| Кв-Хпр   | —       | — | 315—170 | — |
| Кв-Пирит | —       | — | 275—170 | — |

Рудные образования скарново-гидротермальной полиметаллической формации, по данным гомогенизации, формируются в том же интервале температур: температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и кальците кварц-галенит-сфалеритовой стадии на Сагюкалинском и Аревоцком рудопроявлениях составляют 320—290°C, кварц-пиритовой—300—270°C в жидкую фазу. На Пейганском скарново-полиметаллическом проявлении, где образования кварц-пиритовой стадии накладываются на известняки, вызывая их перекристаллизацию, первичные включения в кальцитах гомогенизируются при температуре 100—120°C, вторичные—при температуре 180—190°C. Следует отметить, что этот же температурный интервал отмечается и для кварца, ассоциирующего с пиритом в рудных прожилках.

Выводы

1. Процессы скарновообразования на исследованных месторождениях и проявлениях Загезурского рудного района протекали в условиях пироксен-гранат-волластонитовой, пироксен-гранатовой и гранат-эпидотовой температурных фаций. Скарны магматического этапа представлены образованиями пироксен-гранат-волластонитовой фации и их формирование завершалось при температуре 600—580°C. Скарны постмагматического этапа представлены образованиями вышеперечисленных фаций и образуются в интервале 560—440°C.

2. Отмечается пространственная приуроченность высокотемпературных фаций скарнов к востоку от Дебаклинского разлома, а низкотемпературных—к западу от него.

3. Наличие температурного градиента в контактовых скарнах постмагматического этапа с уменьшением его в центральных частях скарновой залежи свидетельствует о последовательном формировании метасоматической колонки скарнов, обусловленном инфильтрационным механизмом образования. В противном случае диффузионно-биметасоматического образования уменьшение температуры наблюдалось бы последовательно от интрузивных пород во вмещающие известняки.

4. Гомогенизация газовой-жидких включений в скарновых минералах постмагматического этапа, несмотря на достаточно высокие температуры 560—440°C, происходит в жидкую фазу, что говорит о гидротермальной природе консервируемого во включениях флюида.

5. Этап гидротермального рудообразования на рудопроявлениях медно-молибденовой и полиметаллической формаций охватывает температурный интервал 325—150°C. Оторванность гидротермального рудообразования от скарнового на рудопроявлениях медно-молибденовой формации фиксируется отсутствием газовой-жидких включений в интервале 400—325°C, а также различными значениями солевой нагрузки в растворах скарнового и гидротермального этапов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 21.III.1989.

Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Հ. Գ. ՄԱԴԱՆՅԱՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՐԻ ԶԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍԿԱՌՆԵՐԻ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՀԵՏ ԿԱՊԿԱԾ  
ԶԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԶԵՐՄԱՍԻՃԱՆԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

#### Ա մ փ ո Վ ո լ մ

Ուսումնասիրված են Զանգեզուրի սկառնային երևակումների առաջացման ջերմաստիճանային պայմանները: Որոշվել են սկառնային և վրադրված ջրաջերմային հանքայնացման առաջացման ջերմաստիճանները: Հաստատված է, որ ուսումնասիրված երևակումների սկառնաառաջացման երևույթներն ընթացել են հիմնականում պիրոքսեն-նոնարտրային ֆազիայի ջերմաստիճանային պայմաններում: Այս երևույթի ջերմաստիճանային ստորին սահմանը տատանվում է 440—460°C:

Սկառնային միներալների ներփակումներում զապա-հեղուկային հոմոպենացումը, չնայած բավականին բարձր՝ 560—460°C ջերմաստիճանային պայմաններին, ընթանում է հեղուկ ֆազայում: Իս վկայում է այն մասին, որ տվյալ միներալն առաջանում է հեղուկ միջավայրում:

Պարզարանված է նաև ջրաջերմային հանքայնացման միներալային կուպրոգոթյունների կազմավորման ջերմաստիճանային միջակայքը, որը տատանվում է 325—150°C սահմաններում:

M. A. HAROUTIUNIAN, H. G. MADANIAN

### THE ZANGUEZOR ORE REGION SKARNS AND CONNECTED WITH THEM MINERALIZATION FORMATION TEMPERATURE CONDITIONS

#### A b s t r a c t

The investigation results have shown the Zangueזור ore region skarns and connected with them mineralization formation temperature conditions. The availability of the skarn proper mineralization as well as the superimposed hydrothermal mineralization is confirmed in the limits of ore manifestations of the skarn-polymetallic and skarn-copper-molybdenum formations.

1. Аранович Л. Я. Некоторые равновесия минералов переменного состава в скарнах. В сб.: Породообразующие минералы и их равновесия. Под ред. Перчука Л. Л., Изд. МГУ, 1979.
2. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968.
3. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.
4. Шатагин И. И. Зависимость температуры декрипитации от размера включений, толщины стенки зерна и давления минералообразования. Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарохимическим процессам минералообразования (24—30 сентября, 1973 г.). Изд. Ростовского ун-та, 1973.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1990, XI-III, № 2, 45—50.

УДК: 550.84.093:053:519.2

Р. С. СИМОНЯН, С. А. КОЧАРЯН

## КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПРИ ПОМОЩИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Предлагается метод классификации по формационной принадлежности и оценки геохимических аномалий, основанный на принципах многомерного статистического анализа.

Классификация и предварительная оценка выявленных геохимических аномалий, т. е. выделение из большого числа аномальных образований наиболее перспективных в промышленном отношении объектов, являются одними из самых трудных и важных задач геохимических поисков. Существенную помощь в деле их решения могут оказать методы многомерного статистического анализа. Впервые этот метод был успешно применен Р. С. Симоняном и Л. Н. Гинзбургом [3] при оценке перспектив геохимических аномалий полиметаллического месторождения Вассбо (Центральная Швеция) и дал довольно обнадеживающие результаты.

Аналогичная задача была поставлена и при определении формационной принадлежности и перспектив геохимических аномалий, выявленных в пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля.

В контурах этого рудного поля находится Марджанское золото-полиметаллическое месторождение, локализованное в верхах капутджухской, низах гехакарской свит, и объединяет ряд кварц-полиметаллических жил преимущественно северо-западного простирания, имеющих многостадийный характер образования (детальная геолого-минералогическая характеристика месторождения приводится во многих публикациях и здесь не рассматривается).

Проведенная оценка ранговых коэффициентов Спирмена [4], с целью описания реальной зависимости между химическими элементами с помощью линейной модели, позволила нам выявить парагенетические ассоциации элементов для различных уровней оруденения месторождения Марджан. Следует отметить, что под парагенетической ассоциацией мы понимаем группу сонаходящихся в конкретном геологическом объекте элементов, сходно (как по интенсивности, так и по знаку) реагирующих на изменения параметров среды и характеризующихся в связи с этим сопряженностью и однонаправленностью изменения их содержаний в пространстве объекта.

Обработка результатов приближенно-количественного спектрального анализа геохимических проб, отобранных из руд и вмещающих

1. Аранович Л. Я. Некоторые равновесия минералов переменного состава в скарнах. В сб.: Породообразующие минералы и их равновесия. Под ред. Перчука Л. Л., Изд. МГУ, 1979.
2. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968.
3. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.
4. Шатагин И. И. Зависимость температуры декрипитации от размера включений, толщины стенки зерна и давления минералообразования. Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарохимическим процессам минералообразования (24—30 сентября, 1973 г.). Изд. Ростовского ун-та, 1973.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1990, XI-III, № 2, 45—50.

УДК: 550.84.093:053:519.2

Р. С. СИМОНЯН, С. А. КОЧАРЯН

## КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПРИ ПОМОЩИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Предлагается метод классификации по формационной принадлежности и оценки геохимических аномалий, основанный на принципах многомерного статистического анализа.

Классификация и предварительная оценка выявленных геохимических аномалий, т. е. выделение из большого числа аномальных образований наиболее перспективных в промышленном отношении объектов, являются одними из самых трудных и важных задач геохимических поисков. Существенную помощь в деле их решения могут оказать методы многомерного статистического анализа. Впервые этот метод был успешно применен Р. С. Симоняном и Л. Н. Гинзбургом [3] при оценке перспектив геохимических аномалий полиметаллического месторождения Вассбо (Центральная Швеция) и дал довольно обнадеживающие результаты.

Аналогичная задача была поставлена и при определении формационной принадлежности и перспектив геохимических аномалий, выявленных в пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля.

В контурах этого рудного поля находится Марджанское золото-полиметаллическое месторождение, локализованное в верхах капутджухской, низах гехакарской свит, и объединяет ряд кварц-полиметаллических жил преимущественно северо-западного простирания, имеющих многостадийный характер образования (детальная геолого-минералогическая характеристика месторождения приводится во многих публикациях и здесь не рассматривается).

Проведенная оценка ранговых коэффициентов Спирмена [4], с целью описания реальной зависимости между химическими элементами с помощью линейной модели, позволила нам выявить парагенетические ассоциации элементов для различных уровней оруденения месторождения Марджан. Следует отметить, что под парагенетической ассоциацией мы понимаем группу сонаходящихся в конкретном геологическом объекте элементов, сходно (как по интенсивности, так и по знаку) реагирующих на изменения параметров среды и характеризующихся в связи с этим сопряженностью и однонаправленностью изменения их содержаний в пространстве объекта.

Обработка результатов приближенно-количественного спектрального анализа геохимических проб, отобранных из руд и вмещающих

пород участка Мазмазак, являющегося составной частью Марджан-Мазмазакекого рудного поля, позволила выявить особенности распределения широкого круга химических элементов: свинца, цинка, серебра, бария, мышьяка, молибдена и др. Было установлено зональное строение первичных ореолов и выделены в пределах Мазмазакского участка шесть аномальных зон (А-I—А-IV). Аналогичные классифицирующие процедуры были проведены и для выявленных геохимических аномалий участка Мазмазак. Анализ формационной принадлежности этих аномалий позволил классифицировать аномалии А-III и А-IV как близкие по своим характеристикам к рудным образованиям нижних горизонтов месторождения Марджан. Остальные аномалии не характерны для золото-полиметаллического оруденения и классифицированы как аномалии медно-молибденовой и вольфрамовой формаций.

Чтобы подтвердить или опровергнуть сделанные ранее выводы, касающиеся классификации геохимических аномалий, использовался многомерный статистический анализ. При этом возникла необходимость по заданным выборкам из двух классов объектов (первого — характеризующего известные геохимические аномалии Марджанского месторождения; второго — характеризующего геохимические поля вокруг альтернативных аномалий Мазмазакского участка) найти решающее правило, позволяющее относить новые объекты к первому или второму классу с наименьшим количеством ошибок.

Кратко суть алгоритмов можно свести к следующему.

Пусть  $K_1$  — класс (совокупность) объектов, характеризующих геохимические поля вокруг известных рудных образований,  $K_2$  — класс объектов, характеризующих геохимические поля иной формационной принадлежности. Каждый объект охарактеризован набором признаков  $x_{ij}$ . В  $l$ -мерном пространстве признаков каждому объекту может быть сопоставлена точка

$$x_{ij} = (x_{ij}^1; x_{ij}^2; x_{ij}^3; \dots; x_{ij}^l).$$

Необходимо найти решающее правило, которое позволит разбить все пространство наблюдений на две непересекающиеся области  $R_1$  и  $R_2$  так, чтобы при пользовании этим правилом мы несли наименьшие потери.

Пусть параметром классов  $K_1$  и  $K_2$  являются  $\mu_1$  и  $\mu_2$  — векторы математического ожидания соответственно I-го и II-го классов; а  $\Sigma_1$  и  $\Sigma_2$  — ковариационные матрицы этих классов.

В случае равенства ковариационных матриц ( $\Sigma_1 = \Sigma_2 = \Sigma$ ) задача сводится к составлению и решению линейного дискриминантного уравнения\*. Дискриминантную функцию в этом случае можно записать в виде

$$l(x) = x' \Sigma^{-1} (\mu_1 - \mu_2) - \frac{1}{2} (\mu_1 + \mu_2)' \Sigma^{-1} (\mu_1 - \mu_2).$$

Решение дискриминантного уравнения для случая неравных матриц ковариации было предложено Т. Андерсоном и Р. Бахадуром [5]. В применении к геологическим задачам их метод был впервые использован В. А. Кутолиным и др. [2].

В случае неравных ковариационных матриц ( $\Sigma_1 \neq \Sigma_2$ ) необходимо найти линейную решающую функцию вида

$$l(x) = b'x - P,$$

где  $b$  — вектор коэффициентов;  $P$  — порог расчленения.

\* Способ построения линейных дискриминантных функций при равных матрицах ковариации изложен во многих работах по многомерному статистическому анализу и поэтому подробно здесь не рассматривается.

Согласно Т. Андерсону и Р. Бахадурю

$$b = |r\Sigma_1 + (1-r)\Sigma_2|(\mu_2 - \mu_1).$$

Следует отметить, что величина  $r$  определяется методом проб и ошибок с помощью выражения

$$\{|r\Sigma_1 + (1-r)\Sigma_2|^{-1}(\mu_2 - \mu_1)\}^{-1} |r^2\Sigma_1 - (1-r)^2\Sigma_2| \{|r\Sigma_1 + (1-r)\Sigma_2|^{-1}(\mu_2 - \mu_1)\} = 0.$$

Величина порога  $P$  определяется из уравнения:

$$P = \frac{(b'\Sigma_2 b)^{1/2} b' \mu_1 + (b'\Sigma_1 b)^{1/2} b' \mu_2}{(b'\Sigma_1 b)^{1/2} + (b'\Sigma_2 b)^{1/2}}$$

Решающее правило заключается в отнесении наблюдений  $x$  к первому классу, если  $l(x) \leq 0$  и ко второму классу, если  $l(x) > 0$ .

Ожидаемая ошибка классификации равна  $1 - \Phi(d)$ , где  $\Phi(d)$  — функция нормального распределения с параметрами  $(0,1)$  при

$$d = \frac{b' \mu_2 - b' \mu_1}{(b'\Sigma_1 b)^{1/2} + (b'\Sigma_2 b)^{1/2}}$$

Для нахождения линейного решающего правила в приведенной выше задаче нами были взяты выборки проб из геохимических ореолов, развитых вокруг золото-полиметаллических рудных тел Марджанского месторождения (объем выборки—50) и на золото-полиметаллической аномалии Мазмазакского участка (А-1, объем выборки 70), представляющие результаты приближенно-количественного спектрального анализа основных элементов индикаторов:

$$x_1 - \text{Zn}; x_2 - \text{Cu}; x_3 - \text{Ag}; x_4 - \text{Mo}; x_5 - \text{Ba}; x_6 - \text{Ni}; x_7 - \text{Pb}.$$

По этим выборкам была построена линейная решающая функция для случая неравных ковариационных матриц. При этом было принято, что логарифм отношения правдоподобия имеет нормальное распределение. Из этого условия, а также условия равенства цен ошибок и получения минимаксного правила решения были получены коэффициенты уравнения разделяющей гиперплоскости и величина порога распознавания ( $P = -0,012$ ).

Это уравнение имеет вид:

$$l(x) = -0,015x_1 - 0,61x_2 + 2,01x_3 + 46,4x_4 - 0,025x_5 - 7,10x_6 - 0,056x_7.$$

Теоретическая ошибка классификации оказалась равной 19%.

Найденное решающее правило было проверено на «экзаменационном» материале—участках, один из которых был классифицирован как золото-полиметаллический, а другой—нет (медно-молибденовый). На основе решающего правила при классификации проб, отобранных из Марджанского месторождения, 81% проб был отнесен к золото-полиметаллическому типу оруденения (или полиметаллическому), а 19% имели другую формационную принадлежность или оказались не аномальными. При классификации проб, отобранных из аномалий Мазмазакского участка, лишь 14% проб были отнесены к полиметаллическому типу оруденения, а 86% были классифицированы правильно. Средняя ошибка классификации составила 17%, что хорошо согласуется с теоретической ошибкой распознавания и нашими выводами.

Значение такой, на первый взгляд, довольно большой ошибки можно объяснить тем, что распределение признаков отличается от нормального закона. Однако доказано, что линейные правила оптимальны при гораздо более широких предположениях о типе распределения, чем предположение о нормальности. В целом, все распреде-

ления унимодальны, имеют эллипсоидальную симметрию и плотность их монотонно убывает в направлении от среднего. Можно ожидать, что многие распределения на практике будут отвечать этим требованиям и для них применение линейных решающих функций окажется оптимальным. Если при этом будут получены результаты, устраивающие нас с точки зрения количества ошибок классификации, то можно считать поставленную цель достигнутой. На основе вышеприведенного алгоритма Р. С. Симоняном и Л. Н. Гинзбургом были составлены программы «Класс-1» и «Класс-2», реализующие методы построения решающих функций, которые написаны на языке «Фортран-IV» и реализованы на ЭВМ ЕС-1020 в ВЦ ИМГРЭ. Программа «Класс-2» предназначена для построения линейных решающих функций независимо от равенства матриц ковариации двух классов. Это достигается путем оформления программы «Класс-1», как одной из подпрограмм программы «Класс-2», причем сравнение ковариационных матриц и передача управления соответствующих подпрограмм производится автоматически.

Данная методика была успешно применена и на ряде других месторождений. Полученные результаты свидетельствуют о перспективности вышепредставленного метода анализа при геохимических поисках рудных месторождений.

ПО «Армгеология»

Поступила 27.XI.1980

Ո. Ս. ՍԻՄՈՆՅԱՆ, Ս. Ա. ԳՈՉԱԲՅԱՆ

ԵՐԿՐԱՔԻՄԻՐԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ ԳԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ ԸՍՏ ԲԱԶՄԱԶԱՓ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒՄՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայտնաբերված երկրաքիմիական անոմալիաների դասակարգումը և նախնական գնահատումը, այսինքն մեծ թվով անրնականոն գոյացումներից արդյունաբերության համար ամենահեռանկարային օրյեկտների առանձնացումը, երկրաքիմիական հետազոտությունների ղեկավարագույն և կարևորագույն խրդիրներից մեկն է: Այդ հարցի լուծման գործում էական օգնություն կարող են ցույց տալ բազմաշափ վիճակագրական վերլուծության մեթոդները, մասնավորապես՝ դիսկրիմինացիոն վերլուծությունը:

Նմանօրինակ խնդիր էր դրված նաև Մարջան-Մաղմաղակի հանրադաշտի շահմաններում հայտնաբերված երկրաքիմիական անոմալիաների ֆորմացիոն պատկանելիության և հեռանկարների որոշման ժամանակ: Դժային մոդելի միջոցով քիմիական տարրերի միջև իրական կանխումը նկարագրելու նպատակով կատարված Սպիրմենի կարգային գործոնների գնահատումը հնարավորություն տվեց մեզ հայտնաբերել, ի տարրերի համաձագումնաբանական դուգորդություններ Մարջանի հանրավայրի տարրեր մակարդակների հանքայնացումների համար: Հարկ է նշել, որ համաձագումնաբանական դուգորդության ասելով, մենք ի նկատի ունենք կոնկրետ երկրաբանական օրյեկտում համատեղ գտնվող տարրերի մի խումբ, որոնք նույն ձևով են հակադրում (թե ուժղնաթյամբ և թե նշանով) միջավայրի պարամետրերի փոփոխությանը և բնութագրվում են օրյեկտի տարածքում նրանց պարունակության փոփոխության առնչությամբ և նույնուգորդվածությամբ: Մաղմաղակի հատվածի հանքայնության և հանք պարունակող ապարներից բնարված երկրաքիմիական նմուշների մոտավոր-բանական լուսապատկերային (սպեկտրալ) վերլու-

Ծուծյան արդյունքների մշակումը թույլ տվեց բացահայտելու բիմիական աարրերի մի ընդարձակ խմբի՝ կապարի, ցինկի, արծաթի, բարիումի, գառիկի, մոլիբդենի և այլ բաշխման առանձնահատկությունները: Որոշվեց առաջնային եզրապսակի զոնալ կառուցվածքը, և Մազմազակի հատվածում առանձնացվեցին վեց անբնականոն գոտիներ: Դասակարգման նմանօրինակ գործողություններ կատարվեցին նաև Մազմազակի հատվածում հայտնաբերված երկրաբիմիական անոմալիաների համար: Այդ անոմալիաների ֆորմացիոն պատկանելիության վերլուծությունը հնարավոր դարձրեց երկու անոմալիաների դասակարգում, որոնք մոտ են իրենց բնութագրով և նման չեն Մարջանի հանքավայրի ստորին հորիզոնների հանքային գոյացումներին: Մնացած անոմալիաները ոսկու և բազմամետաղային հանքայնացման համար բնորոշ չեն և դասակարգվում են որպես պղինձ-մոլիբդենային և վոլֆրամային ֆորմացիաների անոմալիաներ:

Երկրաբիմիական վերլուծությունների վերաբերյալ նախորդ եզրակացությունները հաստատելու կամ հերքելու համար կիրառվել է բազմաշափ վիճակագրական վերլուծություն: Ըստ որում, անհրաժեշտություն առաջացավ երկու դասերի օբյեկտների սրված բնտրանիների հիման վրա (առաջինը՝ Մարջանի հանքավայրի հայտնի երկրաբիմիական անոմալիաները բնութագրող, երկրորդը՝ Մազմազակի հատվածի շուրջը այլընտրական անոմալիաների երկրաբիմիական դաշտերը բնութագրող) գտնել վճռողական մի կանոն, ըստ որի, նվազագույնի հասցնելով սխալների թիվը, դասել նոր օբյեկտները առաջին կամ երկրորդ խմբին: Վճռողական գծային կանոնը գտնելու համար նմուշների բնտրանիներ ենք վերցրել Մարջանի հանքավայրի ոսկու և բազմամետաղային հանքամարմինների շուրջը զարգացած և Մազմազակի ոսկու և բազմամետաղային անոմալիաների երկրաբիմիական եզրապսակներից, որոնք ներկայացնում են հիմնական ցուցիչ-տարրերի մոտավոր-քանակական լուսապատկերային վերլուծության արդյունքները:

Այդ բնտրանիների հիման վրա անհավասար համավարիացիոն մատրիցաների համար գծային վճռողական ֆունկցիա է կառուցվել: Ըստ որում, բնդունվել է, որ ճշմարտանմանության հարաբերության լոգարիթմը նորմալ է բաշխված: Ելնելով այդ պայմանից, ինչպես նաև սխալների սրժեքների հավասարության և լուծման մինիմալ կանոնի որոշման պայմանից, ստացել են բաժանող գերհարթության հավասարման գործոնները և ճանաչման նախադրան մեծությունը:

R. S. SIMONIAN, S. A. KOCHARIAN

## THE GEOCHEMICAL ANOMALIES CLASSIFICATION BY MEANS OF THE MULTI-DIMENSIONAL STATISTICAL ANALYSIS

### Abstract

A method is proposed for classification (according to formational belonging) and evaluation the geochemical anomalies, based on the principles of the multi-dimensional statistical analysis.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений (Методические рекомендации). М.: Изд. ИМГРЭ, 1974, 206 с.
2. Кутюлин В. А. и др. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. — «Геология и геофизика», 1966, № 5, с. 28—41.

3. Симонян Р. С., Гинзбург Л. Н. Применение дискриминантного анализа при разбраковке геохимических аномалий рудных месторождений. — В сб: Методы обработки цифровой информации геохимических поисков. М.: Изд. ИМГРЭ, 1978, с. 3—7.
4. Статистические методы при геохимических поисках месторождений. М.: Изд. ИМГРЭ, 1973. 122 с.
5. Anderson T. W., B. Chadur R. R. Classification into two Multivariate Normal Distributions with Different Covariance Matrices, — Annals of Mathematical Statistics, 1962, vol. 33, № 2

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1990, XLIII, № 2, 50—55.

УДК: 550.34.06

А. И. КАРАПЕТЯН

### СЕЙСМОЭКОЛОГИЯ—ВАЖНЕЙШАЯ ВЕТВЬ ГЕОЭКОЛОГИИ, СТАДИИ ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

На примере Спитакского землетрясения 7.12.1988 г. показано, что сильные землетрясения представляют собой важнейший геоэкологический фактор, а сейсмоэкология—новое научно-прикладное направление геоэкологии. Сейсмоэкология как комплексная научная дисциплина может развиваться, используя достижения многих направлений геологических и других наук.

В густонаселенных районах с развитой промышленностью, широкой и густой сетью коммуникаций (канализация, водопровод, газопровод, инженерные сооружения и т. д.) сильные землетрясения с магнитудой 5—6 и более выступают в роли активного геоэкологического фактора. Под непосредственным влиянием геологических преобразований, связанных с реализацией Спитакского землетрясения, последовавших и предшествовавших его процессов, происходили изменения экологических условий. Интенсивность, характер и скорость этих изменений, в зависимости от стадии проявления землетрясения, были существенно разными. Автором настоящих строк было предложено [1] эти процессы назвать сейсмоэкологическими изменениями и выделить три основные стадии их проявления, связанные с тремя разными, но взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами назревания и реализации землетрясения.

*Первая стадия сейсмоэкологических изменений среды* связана с начальной стадией сейсмического цикла—активизацией района землетрясения, для которой характерны высокий уровень и возрастающий характер тектонических напряжений. С приближением к времени возникновения основного толчка и очагу землетрясения сейсмоэкологические изменения проявлялись сильнее. Они выражались в усилении напряжений, электромагнитного поля, теплового притока, эманиционной активности. Анализ данных наблюдений, проведенных в районе будущего Спитакского землетрясения, показывает, что задолго до основного толчка (землетрясение 7 декабря 1988 г.) в разных частях эпицентральной зоны и прилегающих территорий произошли существенные изменения уровня грунтовых вод. В результате связанных с этим колебаний влажности почвы изменились ее теплофизические характеристики, скорости тепло- и влагообмена. Тепловые положительные аномалии в надпочвенном слое (порядка 3—4°C) выявлены также путем обработки данных многолетних метеорологических наблюдений. Учитывая факт повсеместного повышения температуры при различном характере колебаний уровня грунтовых вод, можно заключить об эндогенном происхождении тепла, рассмат-

ривая его как результат усиления теплового потока в земную кору из верхней мантии или астеносферы. По всей вероятности, этот процесс сопровождался привносом в земную кору и мантийного вещества в виде базальтоидной магмы, различных флюидных, газово-флюидных и газовых систем, включающих фтор, гелий, радон, водород, метан и другие элементы. Радиоактивные эманации привели к значительным экологическим изменениям в эпицентральной зоне, а оптически активные газы ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ), накапливаясь в приземной атмосфере, вызвали локальный парниковый эффект в пределах эпицентральной зоны будущего землетрясения, что, в свою очередь, способствовало еще большему возрастанию температуры, увеличению температурной аномалии в почвах. Все эти процессы постепенно и неуклонно меняли экологическую обстановку зоны землетрясения. Для преобладающего большинства людей эти изменения не чувствительны и лишь определенная категория людей из числа беременных женщин, больных сердечной недостаточностью, людей с особо обостренным чувством к изменениям физического поля земли и (или) химического состава атмосферы, чувствуют эти изменения. Среди живых организмов более чувствительны к этим изменениям (или к определенным их проявлениям) организмы определенных типов рыб, змей, собак, кошек, крыс и др. Восприятие этих изменений и ответные реакции на них уже многие годы являются объектом исследований, но, к сожалению, несистематических и нецелеустремленных. Начало этой стадии сейсмоэкологических изменений и ответные реакции на них со стороны живых организмов и растений, по нашему глубокому убеждению, являются одной из наиболее актуальных и важных задач экологических исследований, вообще, и геоэкологических исследований, в частности. Эти исследования имеют исключительно важное значение не только для разработки рекомендаций по охране здоровья людей, проживающих в районах с высокосейсмической опасностью, но и для разработки теории и практики использования сейсмоэкологии для сейсмопрогностических целей.

*Вторая стадия сейсмоэкологических изменений окружающей среды* связана с главной стадией сейсмического цикла—стадией разрядки. Достижение предела тектонические напряжения в зоне Спитакского землетрясения привели к главным сейсмическим событиям и последующим толчкам (афтершокам). При этом мы считаем, что здесь необходимо выделить две группы факторов, вызвавших сейсмоэкологические изменения окружающей среды.

*Первую группу факторов* основной стадии сейсмического цикла составляют те геологические процессы, которые являются первичными проявлениями разрядки тектонических напряжений—вспарывание разломов, возникновение новых ответвлений, сегментов разлома или нарушений сплошности, гравитационные и вибрационные дислокации (оползни, обвалы, камнепады). В результате вспарывания одного из швов Памбак-Севанского разлома образовался взбросо-сдвиг общей протяженностью 36 км, максимальной вертикальной амплитудой 2,1 м, горизонтальным смещением до 1,6 м. С зоной самого разлома связана высокая эманационная активность, представленная интенсивным привносом радона и других газов. На своем пути этот разлом пересекает реку Чичхан, железнодорожную линию, шоссейную дорогу, линии электропередач, газопровода, водопровода, канализации. Всюду на местах этих пересечений, а также на местах оползней и обвалов произошли значительные изменения окружающей среды. Эти изменения существенно отразились на растительном мире—цикл развития одних растений ускорился, других—сократился, появились такие растения, которые были совершенно не характерны для территории эпицентральной зоны землетрясения и являются образованиями экстремальных условий (например, зеленые водоросли).

*Вторую группу факторов*, обуславливающих сейсмоэкологические изменения основной стадии сейсмического цикла, составляют

рированные первичными геологическими событиями сейсмические волны, возникшие в гипоцентрах основного толчка (землетрясения) и афтершоков. Сейсмические волны по существу являются вторичными сейсмоэкологическими факторами по отношению к самим процессам разрядки (т. е. основным геологическим преобразованиям) тектонических напряжений и образуются в результате вспарывания трещин или возникновения новых нарушений. В близповерхностных частях земной коры сейсмические волны сыграли роль мощного сейсмоэкологического фактора. Особенно сильная сейсмоэкологическая роль сейсмических волн Спитакского землетрясения во многом обусловлена многофазным характером основного сейсмического толчка. На больших (телесеизмических) расстояниях при помощи сейсмических станций ряда стран американским и советским сейсмологам (Дж. Фильсон, Т. Г. Раутман, В. И. Халтурин и др.) удалось идентифицировать не менее трех субочагов, образовавшихся последовательно в течение 15 с. Первый из них возник около города Спитака (в 7 км от Спитака), второй—через 4 с после первого удара на расстоянии 15 км к юго-востоку от него, а третий еще через 10 с в 30 км к западу от первого. Таким образом, сейсмические волны основного толчка генерировались из гипоцентра, который имел размеры 10×15×30 км. Местами эти волны суммировались, вызывая сильные разрушения. Большая разрушительная сила Спитакского землетрясения была обусловлена также тем, что вертикальная составляющая колебаний основного толчка резко превалировала над горизонтальной. Большая разрушительная сила землетрясения, наконец, обусловлена также и повторностью сейсмического процесса. Землетрясение произошло двумя последовавшими один за другим толчками. Через 4 мин 20 с. после первого основного многофазного толчка, интенсивностью 9—10 баллов, последовал второй сильный толчок, интенсивностью 8—9 баллов. Вышедшие из равновесного состояния здания и сооружения не успели прийти в стабильное состояние как последовал второй удар, что пагубно повлияло на них.

Местами, где озерные отложения были насыщены водой, разрушительная сила сейсмических волн резко возросла. Согласно данным установленных в районе Ширакской котловины передвижных сейсмических станций США, произошло усиление сейсмического эффекта от 6 до 10 раз.

Под воздействием сейсмических волн произошло массовое разрушение зданий и сооружений, вышли из строя водопровод и канализация, вся оросительная сеть. В результате разрушения зданий образовалось огромное количество мусора, грязи, пыли. Загрязнение путей циркуляции подземных вод сделало невозможным использование питьевой и поливной вод. Многочисленные жертвы, раненые, инвалиды, больные, с одной стороны, и выход из строя больниц, поликлиник, пунктов оказания первой медицинской помощи, с другой, привели к резкому ухудшению медико-биологических условий. Потери многочисленных родных и близких, отсутствие крова и всего того, что было приобретено многолетним трудом, холод, психические травмы и стрессовые нагрузки, проявление «сейсмофобии» среди населения региона, привели к резкому ухудшению социально-экономических условий и морально-психической атмосферы.

*Третья стадия сейсмоэкологических изменений* соответствует началу третьей стадии сейсмического цикла—началу сейсмического затишья, когда вынужденно осуществляется большой объем восстановительных работ в очень короткие сроки в пределах подвергнутых разрушительному воздействию землетрясения территории. Широкие масштабы проектно-изыскательских и строительных работ, интенсивная и разноплановая хозяйственная деятельность без соответствующих экологических мероприятий, без предварительного эколого-ноосферного обоснования сильно влияют на состояние геологической сре-

ды (почвогрунтов, подземных вод, горных пород и т. д.), что в конечном итоге сильно меняет окружающую природную среду, наносит ущерб растительному и животному миру не только в самой эпицентральной зоне землетрясения, но и в прилегающих территориях. В этой связи изучение геоэкологического состояния подвергнутых разрушительному землетрясению зон, вообще, и Спитакского землетрясения, в частности, прогнозирование ее изменений под влиянием разного рода технических нагрузок ставится в ряд важнейших социально-экономических задач геологической службы республики. Сейсмоэкология, как ветвь междисциплинарной области знаний, возникшая на стыке сейсмологии и экологии, является важнейшей составляющей геоэкологии. Задача сейсмоэкологии — изучение геологической среды зон землетрясений как среды обитания человека и происходящих в ней геофизических, геохимических, гидрогеологических, инженерно-геологических процессов, исследование и оценка загрязнения геологической среды в связи с загрязнением атмосферного воздуха, почв, воды, донных осадков рек, водоемов, растительности с целью определения влияния этих изменений на людей и животный мир, охраны и рационального использования среды, геоэкологического обоснования выделения особо охраняемых территорий, зон водозаборов и санитарной охраны, областей питания водоносных горизонтов.

Сейсмоэкология может развиваться как комплексная научная дисциплина, охватывающая экогеохимию, сейсмогеохимию, гидроэкологию, сейсмогидрогеологию, инженерную геоэкологию и инженерную сейсмологию, экогеофизику и сейсмогеофизику, геоэкодинамику и сейсмогеодинамику, экогеодинамику и сейсмогеодинамику, экогеоморфологию и сейсмоморфологию, экометеорологию и сейсмометеорологию. Развитие сейсмоэкологии невозможно представить без гидрологии, биологии (ботаники, зоологии), ландшафтоведения, метеорологии, медицины, экономики.

Институт геологических наук  
АН Армении

Поступила 3.V.1990.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՍԵՅՍՄՈԷԿՈԼՈԳԻԱՆ ՈՐՊԵՍ ԵՐԿՐԱԷԿՈԼՈԳԻԱՅԻ ԿԱՐԵՎՈՐԱԳՈՒՅՆ ՃՅՈՒՂ,  
Ի ՀԱՅՏ ԳԱԼՈՒ ՓՈՒԼՆՐԸ

Ա. մ փ ո փ ու մ

Ուժեղ երկրաշարժերը ( $M \geq 5-6$ ) խիտ բնակեցված շրջաններում հանդես են գալիս ազդեցիկ երկրաէկոլոգիական գործոնի դերում: 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի իրականացման, նրան նախորդած և հաջորդած պրոցեսների հետ կապված երկրաբանական վերափոխությունների անմիջական ազդեցության ներքո տեղի ունեցան էկոլոգիական պայմանների փոփոխություններ: Դրանց արտահայտման բնույթը և ինտենսիվությունը՝ կախված երկրաշարժի ի հայտ գալու փուլից, էականորեն տարբեր են: Վերջերս հեղինակի կողմից առաջարկվել է այդ պրոցեսներն անվանել սեյսմաէկոլոգիական փոփոխություններ և առանձնացնել ի հայտ գալու երեք հիմնական փուլեր, որոնք կապված են երկրաշարժի հասունացման և իրականացման երեք տարբեր, բայց փոխկապակցված և փոխադարձաբար միմյանցով պայմանավորված պրոցեսների հետ:

Առաջին փուլը կապված է սեյսմիկ ցիկլի սկզբնական փուլի ավարտի՝ երկրաշարժի շրջանի սեյսմիկ ակտիվացման հետ, որի համար բնորոշ են տեկտոնական լարումների բարձր մակարդակ և աճող բյուրի երկրի ֆիզիկա-

կան դաշտի, պրունտային ջրերի մակարդակի և այլ փոփոխութիւնների պատճառով փոխվում է ապարների ջերմաֆիզիկական, ջերմահաղորդական և խոնամալափոխանակման բնութագիրը: Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնական գոտում տեղի ունեցած ջերմաստիճանի բարձրացում, ռադոնի, հելիումի, ֆտորի, ջրածնի, մեթանի արտահոսքի պայլի մեծացում: Օպտիկապես սկտիվ գազերը կուտակվելով մերձցետնյա մթնոլորտում, առաջացրին տեղական ջերմոցային էֆեկտ, նպաստելով հողի վերին շերտում ջերմաստիճանի էլ ավելի բարձրացմանը: Ջերմաստիճանային այս անժամանակ բարձրացումը, ռադիոակտիվ գազերի արտահոսքի մեծացումը և երկրի ֆիզիկական դաշտերի այլ փոփոխութիւնները երկրաշարժի էպիկենտրոնական գոտում հանգեցրին էական էկոլոգիական փոփոխութիւնների: Դրանք ազդեցին կենդանական և բուսական աշխարհի վրա, հանելով նրանց բնականոն գոյավիճակից:

Սեյսմաէկոլոգիական փոփոխութիւնների երկրորդ փուլը համընկնում է սեյսմիկ ցիկլի գլխավոր փուլի՝ տեկտոնական լարումների պարպման հետ: Սահմանային գծին հասած տեկտոնական լարումները հանգեցրեցին գլխավոր սեյսմիկ պրոցեսին՝ հիմնական ստորերկրյա հարվածին և հետագայ ցնցումների (աֆտերշոկերի) առաջացմանը: Այս փուլում սարբերվում են երկու խումբ գործոններ, որոնք առաջ բերեցին շրջակա միջավայրի էկոլոգիական պայմանների փոփոխութիւններ: Առաջին խումբը կազմում են տեկտոնական լարումների պարպման առաջացրին արտահայտութիւնները՝ խզման զոնաների վերաառաջացումները, նոր ճյուղավորութիւնների, սեզմենտների, գրավիտացիոն և տատանողական պրոցեսներով պայմանավորված տեղաշարժերը, որոնք երկրաշարժի էպիկենտրոնական գոտում առաջացրին ռելիեֆի խիստ փոփոխութիւններ: Դրանք մեծ փոփոխութիւններ մտցրին ստորգետնյա ջրերի հոսքի ուղղութիւնների և աղբյուրների ելքերի վրա: Ջրատարների հետ հասման կետերում դրանք առաջնային վթարներ, որոնք հանգեցրին էական էկոլոգիական փոփոխութիւններ: Սեյսմաէկոլոգիական պրոցեսների երկրորդ փուլի երկրորդ խումբ գործոնները՝ պրանք երկրի խորքում առաջացող առաջնային երկրաբանական պրոցեսների հետ առնչված սեյսմիկ պրոցեսներն են, կապված հիմնական հարվածի և աֆտերշոկերի հետ, որոնք, ըստ էության, երկրորդական են երկրաբանական պրոցեսների համեմատութեամբ և, առաջացնելով մեծ ավերածութիւններ, դրանք ամբողջութեամբ փոխեցին միջավայրի էկոլոգիական պայմանները: Սեյսմիկ ալիքների էկոլոգիական դերը մեծապես կախված է հիմնական հարվածի և աֆտերշոկերի ինտենսիվութիւնից ու բնույթից: Սպիտակի երկրաշարժի հիմնական հարվածը, ըստ մեծ հեռավորութեան վրա գտնվող սեյսմիկ կայանների տվյալների, ուներ բաղմափուլ բնույթ՝ ուղղաձիգ բաղադրիչի գերակշռութեամբ, որը մեծապես պայմանավորեց ավերածութիւնների հսկայական մասշտաբները: Ի վերջո, Սպիտակի երկրաշարժի էկոլոգիական հետևանքների մեծ մասշտաբները պայմանավորված են սեյսմիկ պրոցեսի կրկնողութեամբ, ինչպես նաև երկրաշարժի գոտու որոշ բնակավայրերի երկրաբանական և ջրաերկրաբանական անբարենպաստ պայմաններով: Ջրատարների և կոյուղու ցանցի վթարները մի կողմից, պրունտային ջրերի մակարդակի բարձրացումը, մյուս կողմից, հանգեցրին ամբողջ ստորգետնյա ջրավազանի աղտոտմանը: Շենքերի զանգվածային քանդակում պատճառով առաջացած ռսկայական քանակութեամբ կենցաղային և շինարարական աղբը մեծապես անդրադարձան շրջակա միջավայրի էկոլոգիական պայմանների վրա:

Սեյսմաէկոլոգիական պրոցեսների երրորդ փուլը համապատասխանում է սեյսմիկ ցիկլի վերջին փուլի՝ սեյսմիկ անդորրի սկզբին: Ավերիչ երկրաշարժի հետևանքով բանդված բնակավայրերի, զանազան ինժեներական կառույցների և կոմունիկացիաների վերականգնման պրոցեսը, որը բաղմապլան, լայն ճակատով է մեծ ծավալով կատարվող աշխատանք է, հանգեցնում է երկրաբա-

նական միջավայրի էական փոփոխությունների, գգալիորեն վնասում էկոլոգիական պայմաններին: Այդ, ըստ էության, տեխնածին կամ մարդածին ազդեցությունը շրջակա միջավայրի վրա, շնայած իր բնույթով տարբերվում է նախորդ երկու փուլերի էկոլոգիական փոփոխություններն առաջացնող պրոցեսներին, այնուամենայնիվ, այն պետք է մտցվի սեյսմաէկոլոգիական պրոցեսների մեջ, քանի որ այն իր ծագմամբ պայմանավորված է երկրաշարժով:

A. I. KARAPETIAN

## SEISMOECOLOGY AS THE MOST IMPORTANT BRANCH OF GEOECOLOGY. STAGES OF ITS MANIFESTATION

### Abstract

The strong earthquakes ( $M=5-6$ ) are active geoeological factors in densely populated regions with a developed industry as well as with a wide and dense network of communications.

Under the immediate influence of geological transformations, associated with the Spitak earthquake, December 7, 1988, as well as with its previous and subsequent processes, the ecological conditions changes have taken place. These changes intensity, character and velocity were essentially different, depending on the manifestation stages of the earthquake. The author has previously suggested to name these processes as seismoecological changes and to identify three main staged or their manifestation, connected with three various but interrelated and interconditioned processes of earthquakes becoming imminent and realizing.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Карпетян А. И.* Сейсмоэкология—новое научно-прикладное направление геоэкологии. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 2, 1990, с. 88—93.
2. *Сычев К. И.* Геоэкологическое изучение территории СССР. — Разведка и охрана недр, 1990, № 3, с. 3—10.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 2, 55—74.

УДК: 556.532

Г. П. ТАМРАЗЯН

## ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫЙ РЕЧНОЙ СТОК И РЕЧНЫЕ ВОДЫ ЗЕМЛИ

Рассматривается речной сток на Земле в зависимости от их масштабности. Выявлены соотношения между длиной рек и площадью их бассейнов, извилистостью русел рек, стоком речных вод и сносом взвешенных веществ (наносов), а также другие скрытые связи. Между некоторыми рассмотренными явлениями имеются однозначные соотношения, поддающиеся качественной и количественной оценке.

Вопрос о соотношениях между длиной рек и площадью их бассейнов по всей Земле в целом в прошлом не привлекал внимания. Между тем этот вопрос интересен в теоретическом отношении и быть может в будущем приобретет и практическое значение. Ниже рассматриваются в этом ракурсе основные самостоятельные реки планеты, т. е. реки, которые непосредственно впадают в океаны, моря и иногда в крупные озера. И лишь в одном случае (рис. 2) рассмат-

նական միջավայրի էական փոփոխությունների, գգալիորեն վնասում էկոլոգիական պայմաններին: Այդ, ըստ էության, տեխնածին կամ մարդածին ազդեցությունը շրջակա միջավայրի վրա, շնայած իր բնույթով տարբերվում է նախորդ երկու փուլերի էկոլոգիական փոփոխություններն առաջացնող պրոցեսներին, այնուամենայնիվ, այն պետք է մտցվի սեյսմաէկոլոգիական պրոցեսների մեջ, քանի որ այն իր ծագմամբ պայմանավորված է երկրաշարժով:

A. I. KARAPETIAN

## SEISMOECOLOGY AS THE MOST IMPORTANT BRANCH OF GEOECOLOGY. STAGES OF ITS MANIFESTATION

### Abstract

The strong earthquakes ( $M=5-6$ ) are active geoeological factors in densely populated regions with a developed industry as well as with a wide and dense network of communications.

Under the immediate influence of geological transformations, associated with the Spitak earthquake, December 7, 1988, as well as with its previous and subsequent processes, the ecological conditions changes have taken place. These changes intensity, character and velocity were essentially different, depending on the manifestation stages of the earthquake. The author has previously suggested to name these processes as seismoecological changes and to identify three main staged or their manifestation, connected with three various but interrelated and interconditioned processes of earthquakes becoming imminent and realizing.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Карпетян А. И.* Сейсмоэкология—новое научно-прикладное направление геоэкологии. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 2, 1990, с. 88—93.
2. *Сычев К. И.* Геоэкологическое изучение территории СССР. — Разведка и охрана недр, 1990, № 3, с. 3—10.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1990, XLIII, № 2, 55—74.

УДК: 556.532

Г. П. ТАМРАЗЯН

## ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫЙ РЕЧНОЙ СТОК И РЕЧНЫЕ ВОДЫ ЗЕМЛИ

Рассматривается речной сток на Земле в зависимости от их масштабности. Выявлены соотношения между длиной рек и площадью их бассейнов, извилистостью русел рек, стоком речных вод и сносом взвешенных веществ (наносов), а также другие скрытые связи. Между некоторыми рассмотренными явлениями имеются однозначные соотношения, поддающиеся качественной и количественной оценке.

Вопрос о соотношениях между длиной рек и площадью их бассейнов по всей Земле в целом в прошлом не привлекал внимания. Между тем этот вопрос интересен в теоретическом отношении и быть может в будущем приобретет и практическое значение. Ниже рассматриваются в этом ракурсе основные самостоятельные реки планеты, т. е. реки, которые непосредственно впадают в океаны, моря и иногда в крупные озера. И лишь в одном случае (рис. 2) рассмат-

риваются притоки крупных и гигантских рек, причем по тем же критериям, что и для самостоятельных рек.

Будем пользоваться условным понятием о коэффициенте поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ). Под этим понятием имеется в виду отношение площади бассейна (в км<sup>2</sup>) реки к ее длине (в км). Итак, имеем

$$Q = \frac{S}{L}, \quad (1)$$

где  $Q$  — коэффициент поперечной площадной обеспеченности на единицу длины реки (в км<sup>2</sup> на км),  $S$  — площадь бассейна реки (км<sup>2</sup>),  $L$  — длина реки (км).

Коэффициент поперечной площадной обеспеченности ( $Q$ ) совершенно не представляет ширину бассейна реки, как это может ошибочно показаться. Этот коэффициент в существенной мере зависит от извилистости русла реки. При одной и той же величине площади бассейна речной системы у рек с более прямолинейным руслом коэффициент  $Q$  будет намного больше, чем у извилистых (меандрирующих) рек, характерных чаще для равнинных территорий\*. В отношении гигантских рек (площадью бассейнов свыше 300.000 км<sup>2</sup>, табл. 1) выявляется тенденция к ослаблению возрастания площади речных бассейнов по мере увеличения длины рек; для речных бассейнов меньшей масштабности наблюдается обычное увеличение их площади, приходящейся на единицу длины рек, по мере увеличения протяженности рек.

Рисунок 1 отчетливо показывает, что коэффициент  $Q$  распределяется в природе в узких пределах из казалось бы почти всевозможных (на рисунке показаны лишь самостоятельные реки, впадающие непосредственно в океаны, моря и иногда крупные озера, например, Каспийское море).

Соотношения между длиной рек и площадью их бассейнов изменяются в общепланетарном масштабе согласно формуле (2):

$$\lg S = -H \lg Q - h + \frac{\pi Q}{R}, \quad (2)$$

где  $S$  — площадь бассейна реки (в тыс. км<sup>2</sup>, на рисунке в десятичных логарифмах),  $H$  — средний уровень скомпенсированной массы поверхности Земли (км); подробно об этом понятии отмечено ниже,  $Q$  — коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети (в км<sup>2</sup> на 1 км длины реки),  $h$  — средняя высота всех материков Земли, несущих речные системы (в км),  $R$  — радиус Земли (км).

В формуле (2) для конкретного геологического момента (например, современного) все параметры строго лимитированы. Коэффициент  $Q$  является единственной переменной величиной в формуле (2). Параметр  $h$  представляет среднюю высоту материков Земли. Поскольку Антарктида лишена речных систем, то она не принимается в расчет при выводе средней высоты суши. Кроме того, невысокая Австралия имеет мало рек, многие из которых не являются полноценными, пересыхая в теплое время года. Поэтому можно использовать среднюю высоту материков, несущих главные речные системы Земли (Европа, Азия, Африка, Северная Америка, Южная Америка); для них средняя высота материков  $h$  составляет 0,75 км. Если же к этим материкам добавить и Австралию, то средняя высота материков

\* Так, например, при площади бассейна в 10.000 км<sup>2</sup> коэффициент  $Q$  будет иметь величину  $Q = 100$  км<sup>2</sup> на км при длине русла реки в 100 км и  $Q = 40$  км<sup>2</sup> на км при длине русла в 250 км, хотя в обоих случаях ширина речного бассейна одинакова (около 125 км).

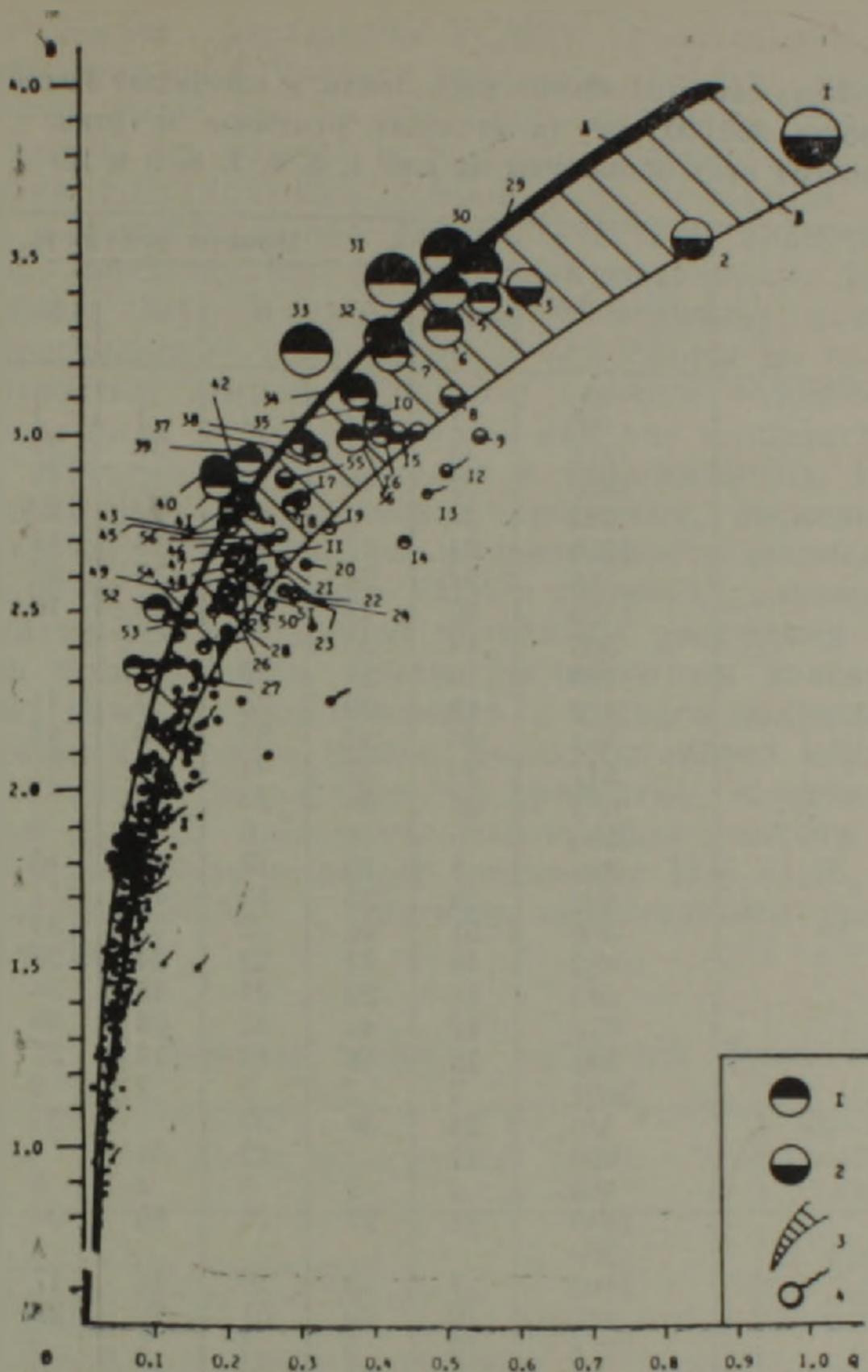


Рис. 1. Соотношения между площадью бассейна гигантских, крупнейших, крупных и средних рек и их длиной (Земля в целом). Эти реки впадают непосредственно в океаны, моря и иногда озера. По оси  $X$  — коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ), по оси  $Y$  — площади бассейнов рек (тыс. км<sup>2</sup>, в десятичных логарифмах). Полушарие (для рек с площадью бассейнов свыше 100 000 км<sup>2</sup>): 1 — северное, 2 — южное, для рек с меньшими размерами бассейнов (менее 100 000 км<sup>2</sup>) оба полушария показаны одинаково (из-за малых размеров на чертеже). 3 — главная трансглобальная полоса максимальной встречаемости соотношения  $Q$  (она располагается между значениями  $IgS$ , исчисленными по современным данным  $H$  и  $h$ , кривая  $A$ , и по данным ледниковых эпох, кривая  $B$  (для случая, когда уровень Мирового океана был ниже современного на 110 м); 4 — реки, русла которых не достигают моря, часто теряясь в песках. Диаметр кружков пропорционален длине рек. Реки (площадью бассейна более 300 000 км<sup>2</sup>): нумерация рек в табл. 1.

составит 0,725 км. На рис. 1 показаны рассчитанные\* величины  $IgS$  по данным обеих высот  $h$  (0,750 и 0,725 км). Это осуществлено путем показа результатов расчетов в виде клина, утолщающегося по мере возрастания  $Q$  (рис. 1, 5).

Параметр  $H$  отвечает новому понятию, введенному автором этой статьи еще в 1978 г. [5]. Средний уровень скомпенсированной массы

\* Первичные данные для различных расчетов в статье заимствованы из работ [1, 2, 3, 7, 8].

Главнейшие самостоятельные реки Земли, с площадью бассейна более 300.000 км<sup>2</sup> (в столбцах отмечены те реки, номера коих обозначены на рис. 1, 5, 6, 7, 8, 9 и 10)

| Реки                  | Площадь бассейна | Номера рисунка |    |    |    |    |    |    |
|-----------------------|------------------|----------------|----|----|----|----|----|----|
|                       |                  | 1              | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 |
| Амазонка              | 7180             | 1              | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  |
| Аму-Дарья             | 379              | 53             | 41 | 35 | 31 | 26 | 9  |    |
| Амур                  | 1855             | 32             | 16 | 9  | 17 | 19 | 30 |    |
| Брахмапутра           | 935              | 37             |    | 50 | 22 | 22 | 5  | 15 |
| Волга                 | 1360             | 34             | 17 | 11 | 13 | 18 | 39 |    |
| Вольта                | 328              | 22             | 28 | 28 | 39 | 32 | 36 |    |
| Ганг                  | 1120             | 16             | 14 | 47 | 20 | 10 | 8  | 12 |
| Гильмонд              | 509              | 14             | 23 |    |    |    |    |    |
| Джуба                 | 200              | 19             | 24 | 20 | 47 |    |    |    |
| Дон                   | 42               | 49             | 30 | 25 | 42 | 41 | 42 |    |
| Днепр                 | 564              | 46             | 33 | 31 | 40 | 44 | 41 |    |
| Дунай                 | 817              | 31             | 37 | 44 | 33 | 31 | 19 |    |
| Евфрат                | 673              | 42             | 32 | 26 | 38 |    |    |    |
| Енисей                | 2580             | 5              | 8  | 6  | 6  | 8  | 27 | 6  |
| Замбези               | 330              | 8              | 19 | 13 | 14 | 15 | 16 | 9  |
| Инд                   | 930              | 38             | 25 | 17 | 15 | 11 | 13 |    |
| Индигарка             | 360              | 51             | 46 | 32 | 37 | 34 | 5  |    |
| Иравади               | 430              | 46             | 44 | 52 | 24 | 25 | 3  | 13 |
| Колорадо              | 645              | 44             | 29 | 24 | 45 | 32 | 14 |    |
| Колумбия              | 670              | 17             | 49 | 45 | 28 | 40 | 24 |    |
| Колыма                | 643              | 18             | 48 | 42 | 35 | 37 | 31 |    |
| Конго                 | 3691             | 2              | 2  | 2  | 2  | 9  | 22 | 2  |
| Кришна                | 330              | 25             | 36 | 30 |    | 35 | 32 |    |
| Кубанг                | 406              | 12             |    | 12 | 34 |    | 23 |    |
| Лена                  | 490              | 4              | 9  | 4  | 4  | 6  | 29 | 8  |
| Лимпопо               | 2440             | 21             | 27 | 29 | 46 | 33 | 37 |    |
| Магдалена             | 260              |                |    |    |    |    | 46 |    |
| Магелан               | 1805             | 7              | 13 | 10 | 16 | 17 | 33 | 16 |
| Макетзи               | 810              | 40             | 40 | 51 | 25 | 28 | 6  | 11 |
| Меконг                | 28               | 0              | 5  | 5  | 5  | 3  | 18 | 5  |
| Миссисипи             | 3057             | 15             | 21 | 19 | 11 | 16 | 38 |    |
| Муррей                | 1072             | 10             | 18 | 14 | 12 | 20 | 43 |    |
| Нельсон               | 1092             | 6              | 6  | 8  | 8  | 5  | 34 |    |
| Нигер                 | 2870             | 31             | 7  | 15 | 9  | 4  | 17 |    |
| Нил                   | 2950             | 29             | 4  | 7  | 7  | 7  | 40 | 14 |
| Обь                   | 2036             | 9              | 20 | 18 | 10 | 13 | 15 |    |
| Оранжевая             | 1086             | 36             | 12 | 48 | 23 | 14 | 2  | 4  |
| Ориноко               | 1663             | 3              | 3  | 3  | 3  | 2  | 10 | 7  |
| Парана                | 2900             | 26             |    | 22 |    |    |    |    |
| Пармайбо              | 322              | 27             | 43 | 38 | 27 | 35 | 21 |    |
| Пелора                | 570              | 45             | 31 | 23 | 44 |    |    |    |
| Рио-Гранде-дель-Норте | 428              | 23             |    |    |    | 29 |    |    |
| Рио-Колорадо          | 325              | 52             | 42 | 36 | 25 |    |    |    |
| Салуин                | 600              | 43             | 32 | 40 | 36 |    |    |    |
| Сан-Франциску         | 290              | 35             | 15 | 36 | 19 | 21 | 25 | 10 |
| Санта-Лаврентия       | 1357             | 24             | 47 | 41 | 32 | 39 | 28 |    |
| Санта-Дария           | 447              |                | 23 |    | 50 |    |    |    |
| Селенга               | 441              | 20             | 26 | 21 |    | 42 |    |    |
| Сенегал               | 437              | 47             | 45 | 53 | 41 | 24 | 4  |    |
| Синдзян               | ~1000            | 11             | 10 | 27 | 43 |    |    |    |
| Тарим                 | 375              | 50             | 39 | 33 | 30 |    |    |    |
| Тигр                  | 770              | 55             |    |    |    |    |    |    |
| Тоуантинс             | 307              | 54             |    | 37 | 51 | 27 | 11 |    |
| Урувай                | 364              | 28             |    | 39 | 29 | 43 | 26 |    |
| Хатанга               | 771              | 41             | 35 | 34 | 48 | 23 | 12 |    |
| Хуанхе                | 700              | 13             |    | 16 | 49 | 45 | 45 |    |
| Шира                  | 513              | 56             |    |    |    |    |    |    |
| Шинью                 | 855              |                | 34 | 43 | 18 | 30 | 20 |    |
| Янцзы                 | 1803             | 33             | 11 | 49 | 21 | 12 | 7  | 3  |

поверхности Земли (сокращенно УСМЗ) представляет условную поверхность, которая оконтуривает реальную твердую земную кору, находясь, однако, выше нее на некоторую величину. Эта величина исчисляется, исходя из объема и толщины условного вещества с плотностью верхов подстилающей земной коры и массой, равной массе гидросферы и атмосферы над данным участком планеты. Говоря образно, УСМЗ представляет глобальную поверхность Земли, которая находится выше твердой земной коры на величину, исчисляемую как бы при «спрессовании» гидросферы и атмосферы до состояния вещества с плотностью земной коры. Это понятие условное. Расстояние от этой поверхности до уровня океана как раз и представляет величину  $H$ . Оно имеет важное значение в геологических, геофизических, географических и гидрологических процессах, поскольку связано с силой тяготения. Формирование и деятельность речных вод связано с гравитацией и поэтому учет УСМЗ является полезным и нужным. Автором статьи были подробно исчислены положения УСМЗ (величина  $H$ ) по всем районам Земли, по широтным поясам планеты (в 10-градусных поясах), для северного и южного полушарий в отдельности и для всей Земли в целом. Была составлена карта расположения УСМЗ земного шара. Все это приведено в упомянутой работе [5]. В этой работе показано, что средняя высота (положение) УСМЗ для всей Земли в целом составляет  $H = -1,46$  км. Сопоставление положения УСМЗ с другими характерными уровнями Земли показано в табл. 2.

Таблица 2

## Характерные уровни и поверхности Земли

| Уровни и поверхности   | Высота<br>(глубина),<br>км |
|--|----------------------------|
| Наибольшая высота суши   | + 8.85                     |
| Средняя высота всех материков  | + 0.86                     |
| Средняя высота Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, Австралии | + 0.725                    |
| Средняя высота Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки            | + 0.75                     |
| Уровень мирового океана  | 0                          |
| Средний уровень УСМЗ для всей Земли                                      | - 1.46                     |
| Средний уровень поверхности литосферы                                    | - 2.45                     |
| Средняя глубина океана   | - 3.75                     |
| Наибольшая глубина океана  | - 11.02                    |

В общепланетарном отношении многие показатели, приведенные в табл. 2 (кроме наибольшей глубины океана и наибольшей высоты суши), участвуют в формировании речного стока и всей гидрологической обстановки на Земле (изменяя, например, базис эрозии). Однако роль УСМЗ до сих пор не учитывалась. Между тем она, как и высота материков, имеет важное значение, обуславливая совместно ту природную обстановку, которая создает речную систему и стимулирует ее динамику.

Поскольку для современного геологического момента параметры  $H$  и  $h$  известны ( $H = -1,46$  км,  $h = 0,75$  км), то формулу (2) можно записать так:

$$\lg S = -1,46 \lg Q - 0,75 + \frac{r}{6371} \quad (3)$$

Это очень простая формула связи площади речных бассейнов с длиной самих рек. В этой формуле три параметра ( $H$ ,  $h$ ,  $R$ ) исчислены строго, а не подобраны эмпирически. В формуле (2) или (3) присутствует лишь одна переменная ( $Q$ ). Приведенные величины параметров ( $H = -1,46$  км,  $h = 0,75$  км,  $R = 6371$  км), являются характер-

ными для современного этапа развития Земли. В прошлом же, в ледниковые эпохи уровень Мирового океана резко снижался (в иные времена, наоборот, уровень, вероятно, повышался). Это снижение уровня океана составляет, по разным оценкам, около 100—150 м и, по последним данным Дж. П. Кеннетта [6]\*; оно составляло в максимуме около 150 м. Если исходить из этого фактического обстоятельства, то в эпоху четвертичного оледенения и понижения уровня океана параметры  $H$  и  $h$  соответственно были другими. При снижении уровня океана до  $-110$  м формула (3) примет вид

$$\lg S = 1,35 \lg Q - 0,85 + \frac{\pi Q}{6371} \quad (1)$$

Результаты расчетов согласно формулам (3) и (4) для всех рек Земли приведены на рис. 1. Как отчетливо видно, современная характеристика речных бассейнов и коэффициентов поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ) хорошо укладываются между двумя кривыми:  $A$  — по современным данным  $H$  и  $h$  и  $B$  — по данным  $H$  и  $h$  во время ледниковых эпох (при понижении уровня океана на 110 м). Это указывает на важную роль четвертичного оледенения в изменении и разработке речной сети на Земле. В любом случае формула (2) отчетливо выявляет положение отдельных речных систем на рис. 1, трассируя на нем положение всей совокупности гигантских, крупных и средних самостоятельных рек на Земле.

Заметим, что всюду в статье имеется в виду максимальная длина рек, считая от истока наиболее протяженного ее рукава, а не по существующему названию реки. Например, длина Миссисипи исчисляется не от истоков самой реки Миссисипи, а от истоков реки Миссури, более протяженного притока, чем протяженность самой Миссисипи. Именно такой подход важен для глобального анализа размещения различных гидрологических показателей Земли и он нами применяется всюду в статье.

На рис. 1 показано размещение коэффициента  $Q$  применительно к самостоятельным рекам Земли, непосредственно впадающим в океаны, моря и иногда озера. Такую же картину выявляет и размещение рек-притоков Земли (рис. 2). Поскольку притоки короче самостоятельных рек и их бассейны меньше, то на рис. 2, по сравнению с рис. 1, верхняя часть менее представительна (число крупных притоков, соразмерных с крупными реками, незначительно). На рис. 2 особенно отчетливо видно размещение  $Q$  средних рек: с площадью бассейнов от 20.000 до 300.000 км<sup>2</sup> (соответственно  $\lg S$  по оси  $Y$  колеблется между 1,301 и 2,477).

Анализ размещения коэффициента поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ) в отношении как самостоятельных рек (рис. 1), так и их притоков (рис. 2), показывает, что геометрическая характеристика речных систем, выявляющаяся по формуле (2) и зависящая от конкретных геологических условий Земли, имеет, вероятно, силу закона, реального как для современной эпохи в развитии нашей планеты (формула (3)), так и в прошлом, в другие геологические эпохи, по формуле (4) при снижении уровня Мирового океана на 110 м по сравнению с современным его положением, и т. д.

Анализ рисунков 1 и 2 позволяет сделать некоторые другие выводы. Современное размещение крупных и гигантских рек (с площадью бассейнов более 300.000 км<sup>2</sup>) по показателям  $\lg S$  и  $Q$  в целом хорошо трассируется кривой  $A$  (рис. 1), построенной по современным величинам  $H$  и  $h$  (речные системы располагаются по обе стороны от кривой  $A$ , вблизи нее). Притоки же крупных и гигантских рек уже несколько смещены от кривой  $A$  вправо, располагаясь между ней и

\* Кстати, уровень океана во время четвертичных оледенений находился, по данным (1957 г.) определениям автора этой статьи, на глубине до 120 м ниже современного уровня океана [4, стр. 100].

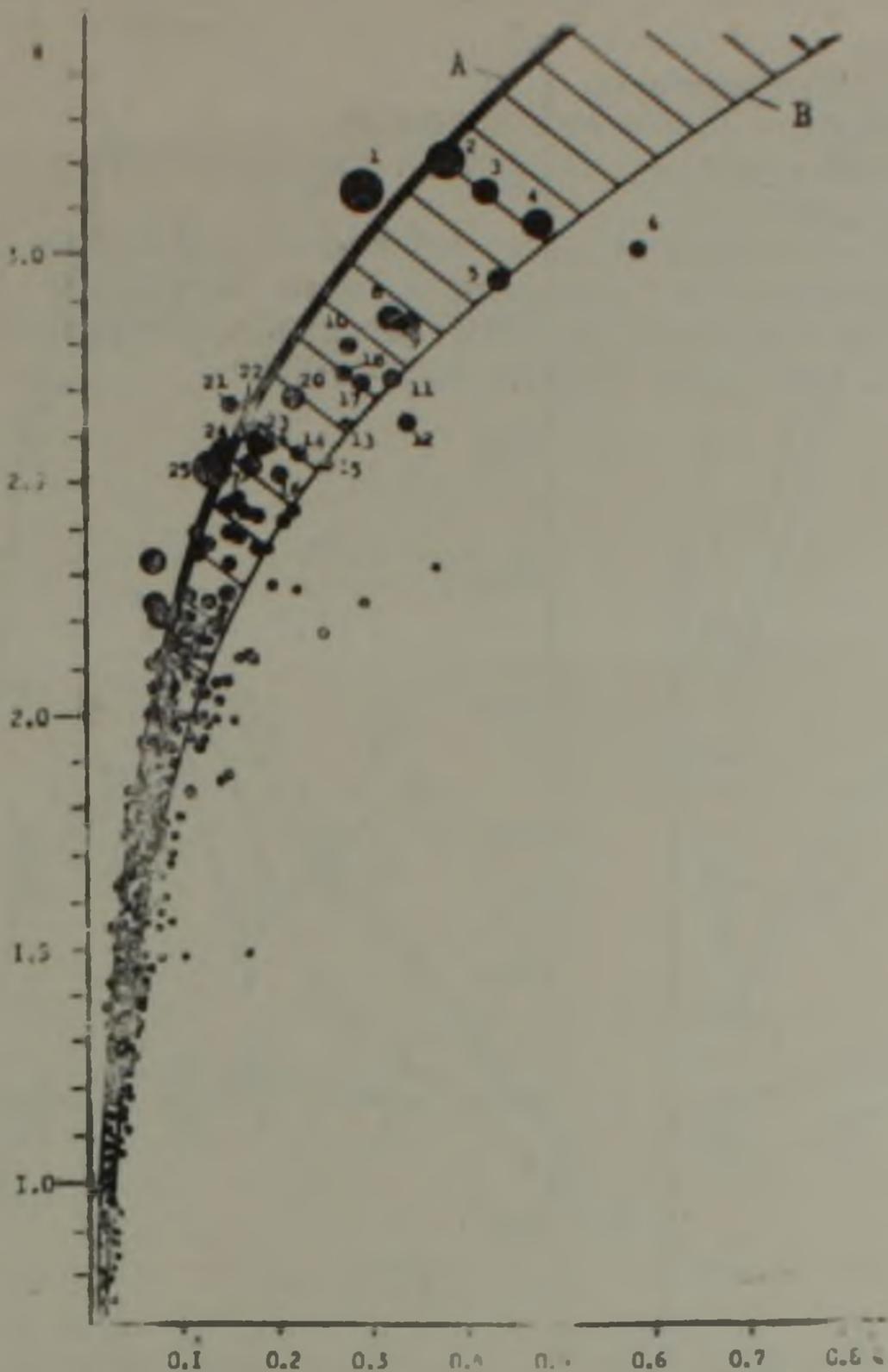


Рис. 2. Соотношение между площадью бассейна рек-притоков и их длиной (Земля в целом). По оси X—коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ), по оси Y—площадь бассейнов рек (тыс. км<sup>2</sup>, в десятичных логарифмах). Диаметр кружков пропорционален длине рек. Штриховка—главная трансглобальная полоса максимальной встречаемости соотношения  $Q$  (она располагается между значениями  $Q$ , исчисленными по современным данным  $H$  и  $h$ , кривая А, и по данным ледниковых эпох, кривая В, для случая, когда уровень Мирового океана был ниже современного на 110 м). Реки-притоки (с площадью бассейна более 300.000 км<sup>2</sup>): 1—Миссури, 2—Иртыш, 3—Мадейра, 4—Парагвай, 5—Касаи, 6—Ангара, 7—Мараньон, 8—Алдан, 9—Убанги, 10—Мамаре, 11—Огайо, 12—Бенуэ, 13—Тобол, 14—Гуанори, 15—Джамна, 16—Голубой Нил, 17—Кама, 18—Сунгари, 19—Шингу, 20—Тапажос, 21—Нижняя Тунгуска, 22—Виллюй, 23—Арканзас, 24—Арагуя, 25—Пурус, 26—Укаяли.

кривой В, построенной для ледниковых эпох, для которых характерны другие величины параметра  $H$  и  $h$ .

Тем самым выявляется стабильность крупных и гигантских рек и их независимость (или почти независимость) от наличия или отсутствия ледниковых эпох. Эти реки при расчетах достаточно надежно характеризуются современными величинами  $H$  и  $h$ . Крупные и гигантские реки-притоки утрачивают эту стабильность, будучи несколько подвержены влиянию колебаний параметров  $H$  и  $h$  (они располагаются между кривыми А и В на рис. 2). Средние реки и тем более их притоки и средние притоки крупных рек отчетливо проявляют свою нестабильность и связь с колебаниями величин  $H$  и  $h$ , на-

ходясь между кривыми А и В в обоих случаях (в отношении как самостоятельных рек, так и притоков). Это, конечно, естественно. Малые и средние реки более подвержены изменениям географической среды, в частности влиянию колебаний базиса эрозии (например, /) и пространственного изменения положения УСМЗ (создающего дополнительные осложнения в воздействии гравитационных сил на гидрологические процессы).

Крупные и гигантские реки северного полушария Земли имеют большую протяженность, чем реки южного полушария (рис. 3). Это отчетливо видно по всем группам бассейнов (площадью, тыс. км<sup>2</sup>): 100—500, 500—1000, 1000—3000 и 3000—7000.

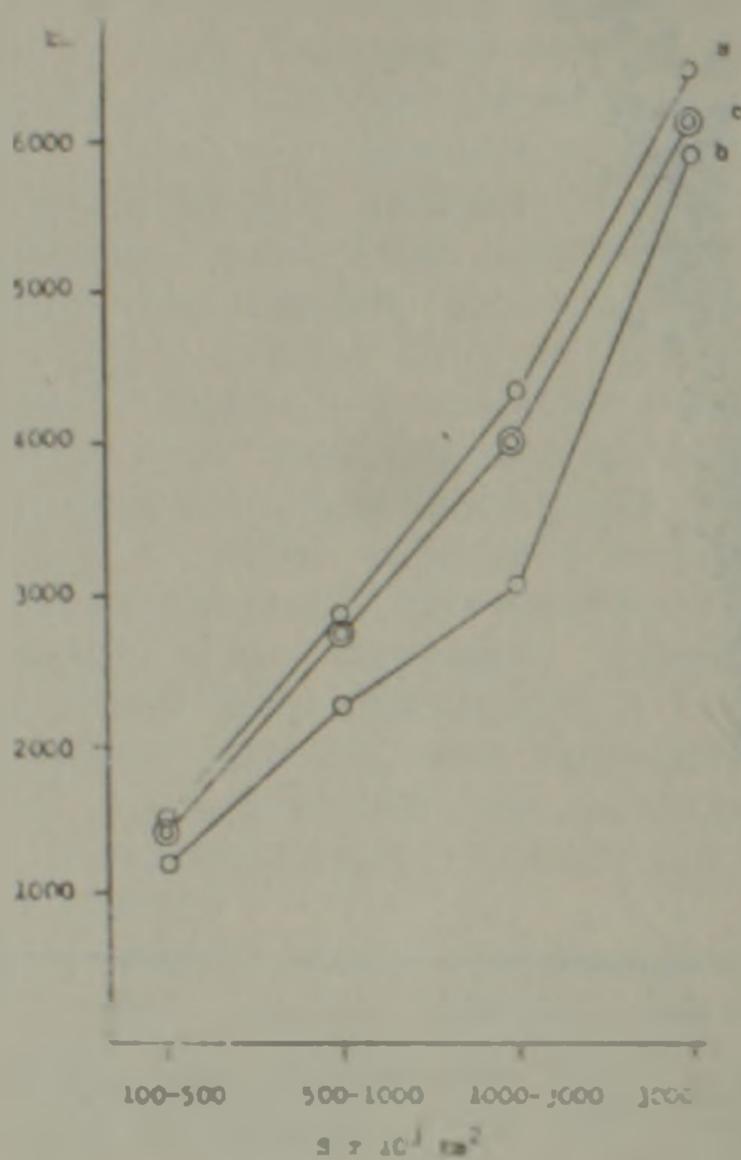


Рис. 3. Средняя длина рек северного и южного полушария Земли при разных величинах площади их бассейна. По горизонтали—группа бассейнов по их площади (тыс. км<sup>2</sup>), по вертикали—средняя длина рек (км) каждой группы бассейнов. Полушарие: а—северное, в—южное; с—Земля в целом.

Изменение средней длины рек на фоне площади материков и средней высоты последних вызывает следующее (рис. 4). Для многих гигантских рек (площадью свыше 1.000.000 км<sup>2</sup>) наблюдается увеличение их средней длины по мере увеличения площади материков. В условиях большей территории наиболее крупных материков гигантские реки, естественно, имеют большую возможность создания наиболее удлиненных русел. Однако такая тенденция наблюдается лишь в целом, чередуясь случаями ее нарушения. Прямая связь длины рек с площадью материков в целом сохраняется и для средних рек (площадью бассейнов 200.000—1.000.000 км<sup>2</sup>). Для малых же рек (площадью бассейнов 70.000—200.000 км<sup>2</sup>) подобная связи уже не выявляется. В пределах всех материков средняя протяженность таких рек примерно одинакова (по 900—1100 км).

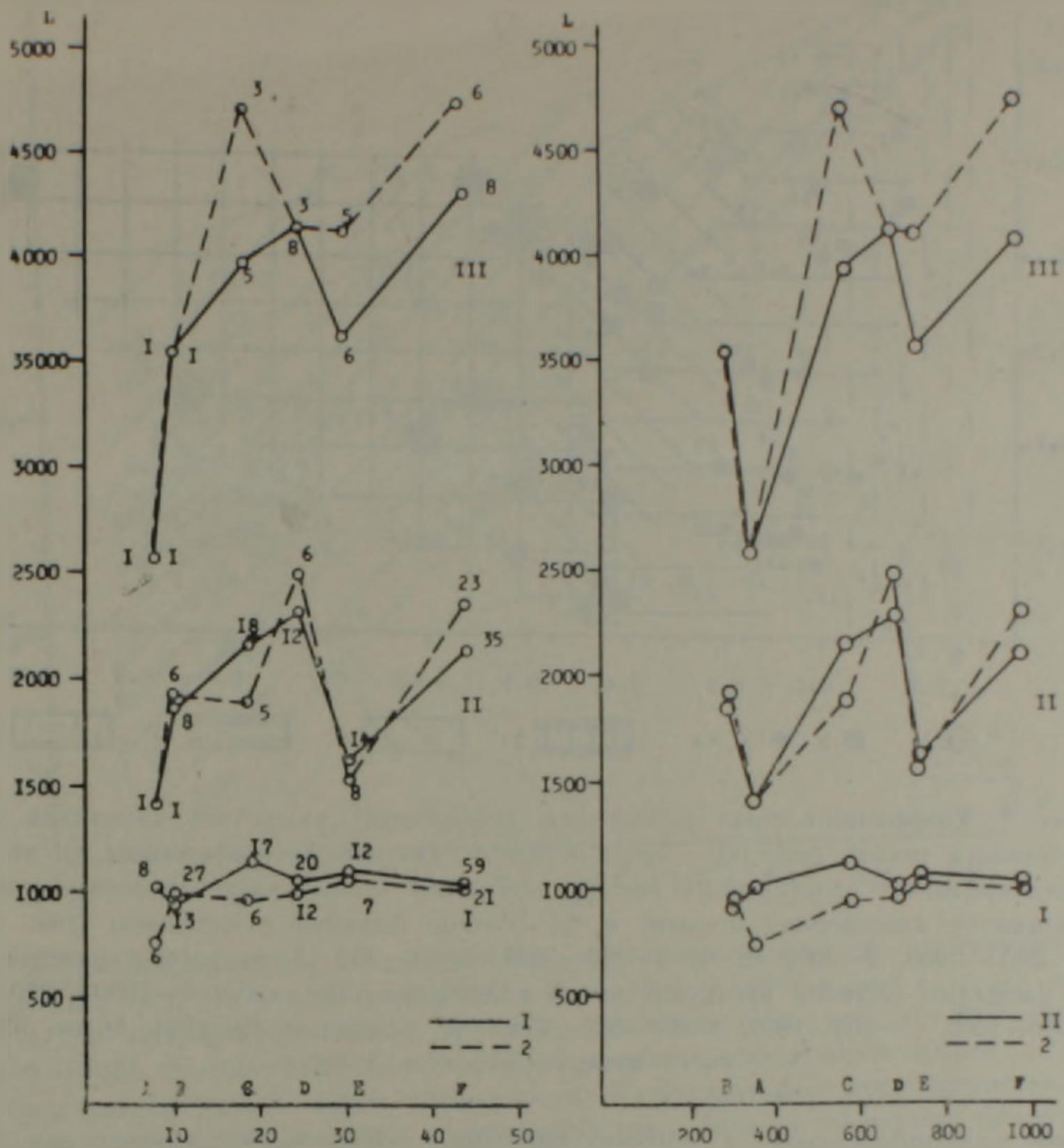


Рис. 4. Средняя длина рек (впадающих в океаны и моря), площади и высоты материков. По оси X: слева—площади материков ( $S$ , млн. км<sup>2</sup>), справа—средняя высота материков (м); по оси Y—средняя длина рек (км) с площадью бассейнов (тыс. км<sup>2</sup>): I—70—200, II—200—1000, III—1000—7000. Материки: А—Австралия, В—Европа, С—Южная Америка, D—Северная Америка, Е—Африка, F—Азия. Цифры на левом чертеже отвечают числу рек, использованных для исчисления их средней длины (на правом чертеже цифры опущены). Реки: 1—самостоятельные (без притоков), 2—то же, но совместно с притоками

Аналогично изменяются соотношения длины рек с высотой материков (рис. 4). Для гигантских речных бассейнов ( $S=1-7$  млн. км<sup>2</sup>), длина рек возрастает с увеличением высоты материков. Для средних рек ( $S=200.000-1.000.000$  км<sup>2</sup>) эта связь осложняется, хотя в целом сохраняется (но местами с нарушениями). Для малых рек ( $S=70.000-200.000$  км<sup>2</sup>) зависимость длины рек от высоты материков утрачивается.

Коэффициент стока речных вод выявляет более интересную картину при его сопоставлении с величиной  $Q$  (коэффициентом поперечной площадной обеспеченности речной сети). Как видно (рис. 5), выявляется лепесткообразное размещение зон пространственного распространения рек с определенными величинами  $Q$  и  $q$ . Расположение крупных и гигантских рек в правой части рисунка обусловлено большими величинами у них коэффициента  $Q$ . При этом с уменьшением величины  $Q$  коэффициент стока речных вод становится все бо-

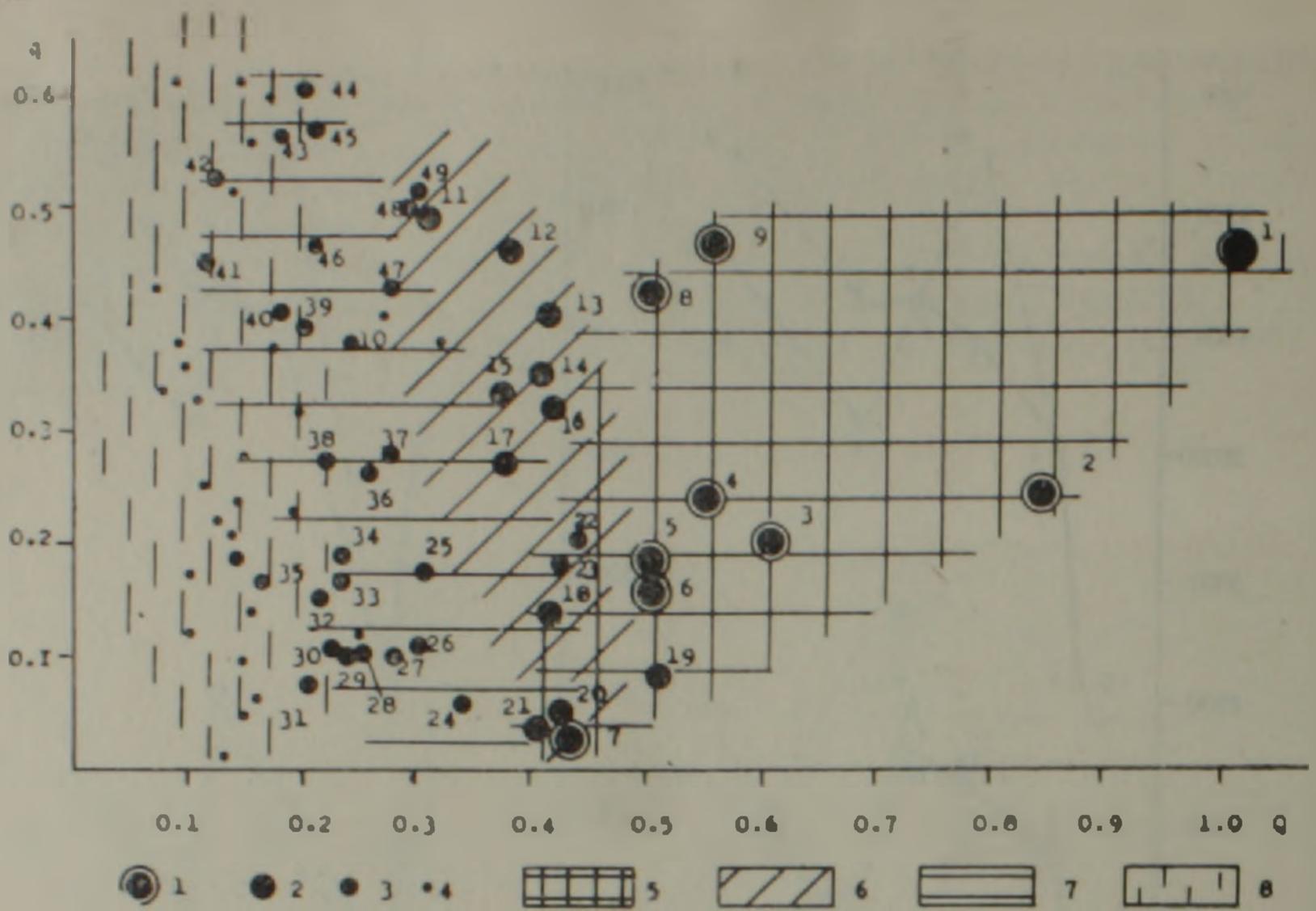


Рис. 5 Коэффициент стока речных вод, коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ). Земля в целом. По оси  $X$ —коэффициент  $Q$ , по оси  $Y$ —коэффициент стока речных вод ( $q$ , отношение количества стока речных вод к количеству атмосферных осадков, в %). Речные бассейны с площадью (тыс. км<sup>2</sup>): 1—2000—7000, 2—1000—2000, 3—300—1000, 4—70—300. Зоны распространения рек с площадью бассейна преимущественно в пределах (тыс. км<sup>2</sup>): 5—2000—7000, 6—1000—2000, 7—300—1000, 8—90—300. Реки (с площадью бассейна более 300.000 км<sup>2</sup>): нумерация рек в табл. 1

лее разнообразным, и соответствующие зоны вытягиваются по направлению оси  $Y$ .

Водоносность рек тесно увязана с коэффициентом поперечной развитости речной сети ( $Q$ ). Максимальная встречаемость на диаграмме (рис. 6) числовых характеристик водоносности рек приурочивается к определенной полосе, сужающейся по мере возрастания величин  $Q$  и речного стока ( $\lg M$ ). Эта главная трансглобальная полоса максимальной частоты встречаемости водоносности рек охватывает многие речные бассейны с различными площадями (от 100.000 до 7.000.000 км<sup>2</sup>). По обе стороны от этой трансглобальной полосы располагаются сателлитовые зоны. К этим сателлитовым зонам приурочиваются иногда расходы отдельных рек. Но это касается не грандиозных рек (с площадью бассейна более 1 млн. км<sup>2</sup>), а обычно более мелкомасштабных речных бассейнов.

Модуль стока речных вод ( $P$ ) и коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ) находятся в определенной связи между собой (рис. 7). По мере понижения величины  $Q$  возрастает модуль жидкого стока (в млн. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> в год). Максимальные величины модуля стока приурочиваются обычно не к гигантским рекам (площадью бассейна свыше 1 млн. км<sup>2</sup>); для таких рек модуль жидкого стока чаще составляет всего 0,02—0,25 млн. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> в год (а  $Q$  изменяется в пределах 0,4—1,0). Максимально высоким модулем стока обладают некоторые малые и средние реки (с  $G=0,05—0,4$ ). Для средних и малых рек наблюдается значительная разбросанность величин модуля жидкого стока (рис. 7). Это связано с тем, что с уменьшением площади речного бассейна возрастает относительная роль

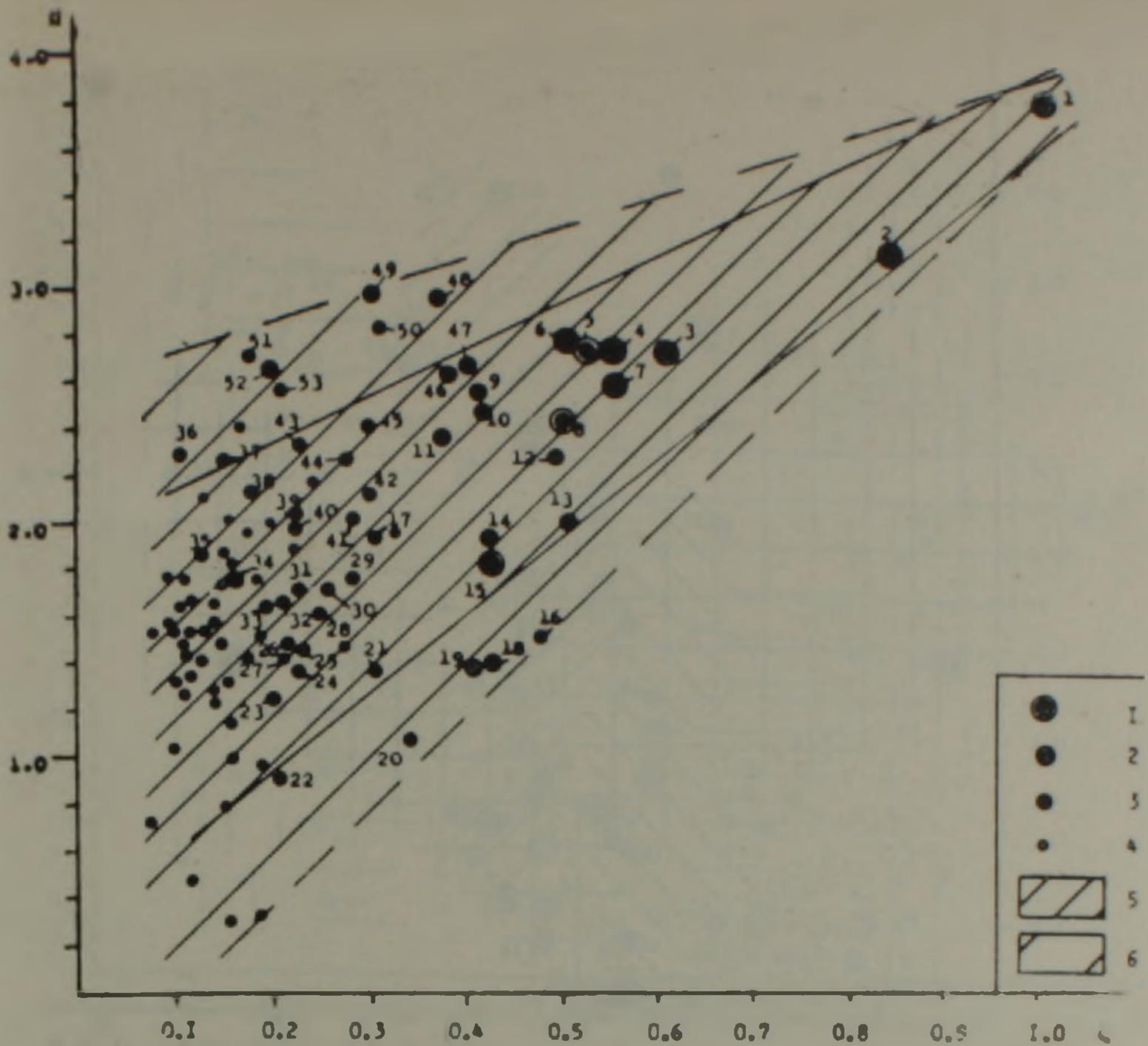


Рис. 6. Водоносность рек и коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ). По оси  $X$ —коэффициент  $Q$ , по оси  $Y$ —речной сток в устьях рек,  $M$  ( $\text{км}^3$ , в логарифмах). Реки с площадью бассейнов (тыс.  $\text{км}^2$ ): 1—2000—7000, 2—1000—2000, 3—300—1000, 4—100—300; 5—главная полоса максимальной встречаемости рек с разной мерой водоносности, 6—сателлитовые зоны, прилегающие к главной полосе максимальной встречаемости рек. Реки (с площадью бассейнов более 300.000  $\text{км}^2$ ): нумерация рек в табл. 1.

местных климатических факторов (объема осадков и др.), а также деталей геологического строения, состава и структуры почв, наличия или отсутствия растительности и т. д. Для таких рек характерен наиболее широкий диапазон встречаемости различных величин модуля жидкого стока.

Снос взвешенных веществ реками как бы следует особенностям изменения их жидкого стока. Модуль сноса наносов (рис. 8), в отличие от модуля стока речных вод (рис. 7), колеблется в более широких пределах даже и для гигантских рек. Кроме того, в отличие от модуля стока речных вод, модуль сноса взвешенных веществ более четко дифференцирован для речных бассейнов с различными величинами  $Q$  (зоны распространения рек с различными величинами площади бассейнов на рис. 8 более четко отграничены друг от друга).

Наконец, рассмотрим соотношение стока речных вод и сноса взвешенных веществ во взаимосвязи (рис. 9). На рисунке отчетливо выявляется следующая картина размещения речных систем в разных широтных поясах Земли. Бореальные реки (с широтами  $45-75^\circ \text{N}$ ) приурочены почти полностью к левой нижней части рисунка. Реки, расположенные в пределах промежуточных широт ( $15-45^\circ \text{N, S}$ ), сосредоточены в основном в правой части рисунка 9. При этом реки южного полушария сосредоточены преимущественно в нижней части рисунка ( в условиях малых величин коэффициента стока речных

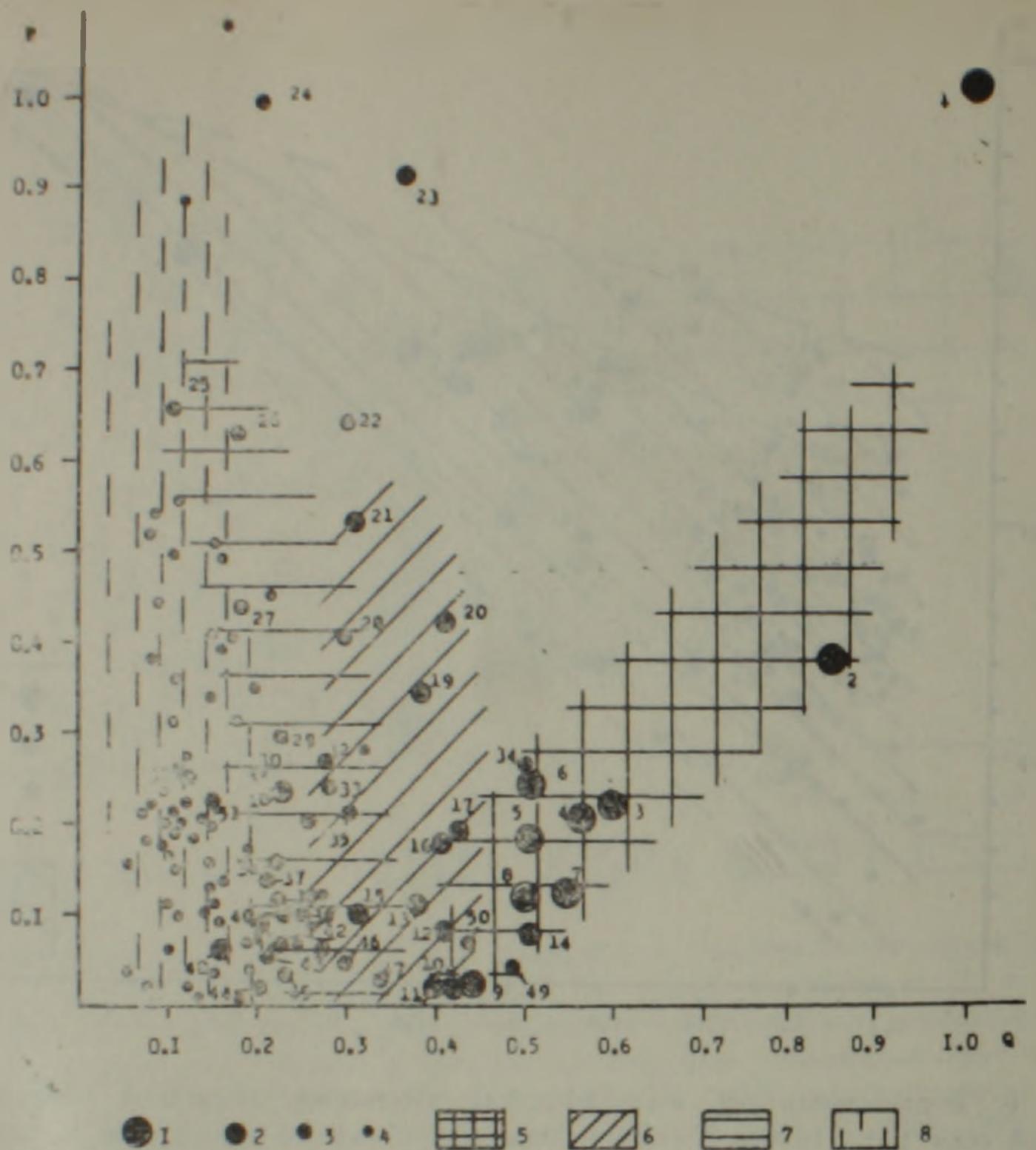


Рис 7. Модуль стока речных вод ( $P$ ) и коэффициент поперечной площадью обеспеченности речной сети ( $Q$ ). По оси  $X$ —коэффициент  $Q$ , по оси  $Y$ —модуль стока речных вод (млн.  $m^3/km^2$  в год). Реки с площадью бассейнов (тыс.  $km^2$ ): 1—2000—7000, 2—1000—2000, 3—300—1000, 4—70—300. Зона распространения рек с площадью бассейнов преимущественно в пределах (тыс.  $km^2$ ): 5—2000—7000, 6—1000—2000, 7—300—1000, 8—90—300. Реки (с площадью бассейна более 300.000  $km^2$ ): нумерация рек в табл. 1.

вод), тогда как реки северного полушария разбросаны по всей правой части рисунка. Приэкваториальные реки ( $0 \pm 15^\circ$ ) расположены в зоне, промежуточной между двумя вышеописанными и прослеживающейся сверху вниз, пересекая их в области стыка.

Рис. 9 указывает на различающуюся характеристику рек разных широтных поясов Земли. Бореальные реки характеризуются минимальными величинами модуля стока речных вод и модуля сноса взвешенных веществ. Реки промежуточных широт отличаются большими величинами модуля сноса взвешенных веществ, но в то же время весьма широким диапазоном модуля стока речных вод. Приэкваториальные реки отличаются промежуточными величинами модуля сноса взвешенных веществ, но, как и реки промежуточных широт, широким диапазоном модуля стока речных вод.

В целом бореальные реки характеризуются малыми величинами как модуля сноса взвешенных веществ, так и модуля стока речных вод. При этом бореальные реки на рис. 9 характеризуются большой скученностью (концентрацией) своего местонахождения. Реки промежуточных и приэкваториальных широт характеризуются большими

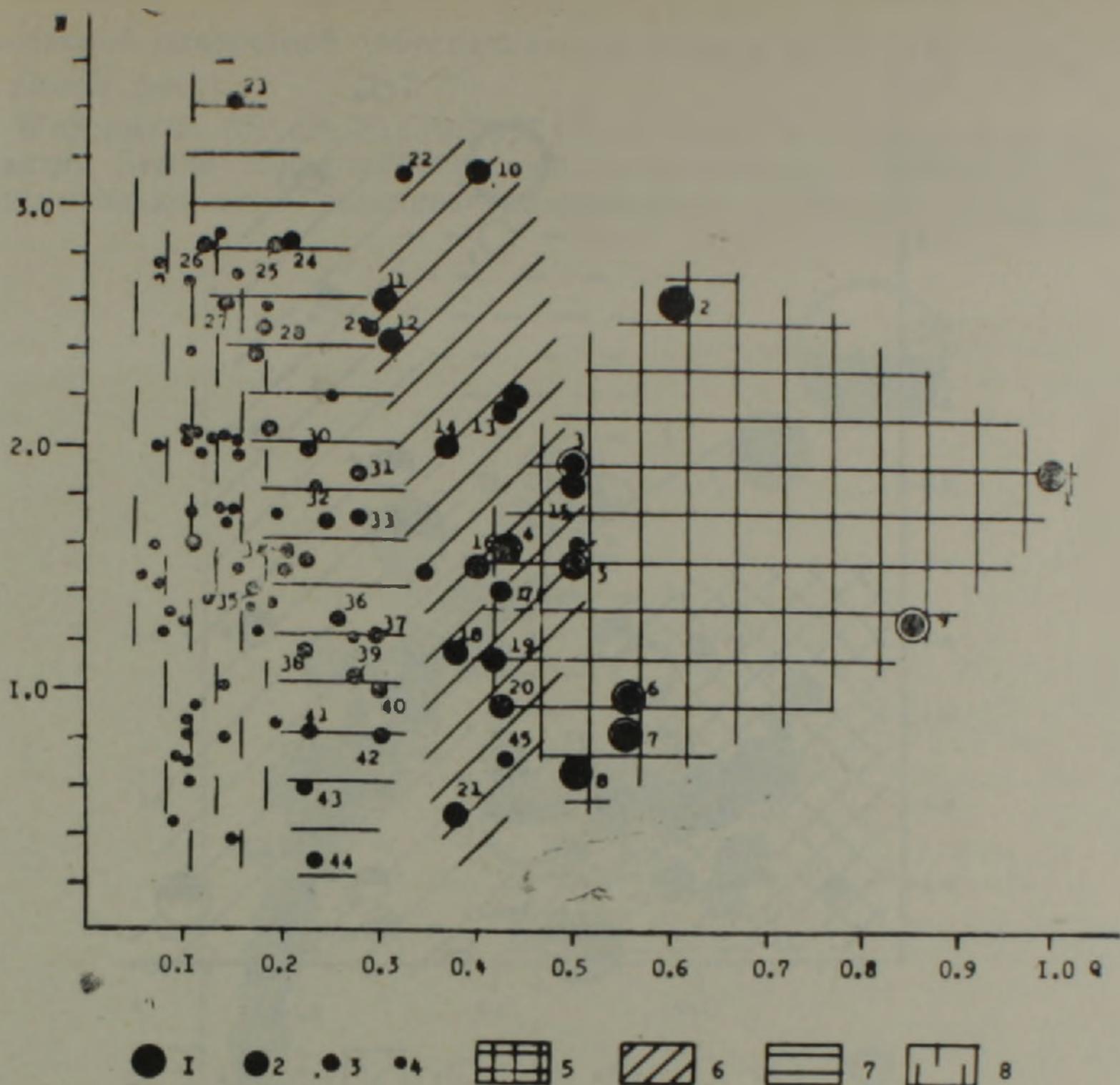


Рис. 8. Снос наносов (взвешенных веществ) главными реками и коэффициент поперечной площадной обеспеченности речной сети ( $Q$ ). По оси  $X$ —коэффициент  $Q$ , по оси  $Y$ —модуль сноса наносов ( $N$ ,  $t/km^2$  в год, в логарифмах). Реки с площадью бассейнов (тыс.  $km^2$ ): нумерации рек в табл. 1.

величинами как модуля стока речных вод (по оси  $Y$ ), так и модуля сноса взвешенных веществ (по оси  $X$ ). Однако приэкваториальные реки отличаются все же меньшими величинами модуля сноса взвешенных веществ, чем реки промежуточных широт.

Четкая приуроченность рек отдельных широтных поясов к разным полям на рис. 9 вскрывает интересные скрытые соотношения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Речные системы, несмотря на пеструю смесь своих разных показателей, тем не менее отличаются глобальными особенностями скрытых характеристик. Эти характеристики обусловлены общепланетарными связями гидрологических явлений, событий и процессов и общими процессами развития Земли [10]. В этом комплексе условий важную роль играют средние высоты материков и все еще широко неизвестные параметры УСМЗ. С ними так или иначе увязаны объемы сносимых реками вод и взвешенных веществ (наносов). Они существенны также для наиболее общих характеристик речных бассейнов (их площадей и длины рек). Эти связи имеют, вероятно, скрытую генетическую природу. Они приобретают значение закономерностей, а некоторые из них, пожалуй, претендуют на роль одного из важных законов гидрологии.

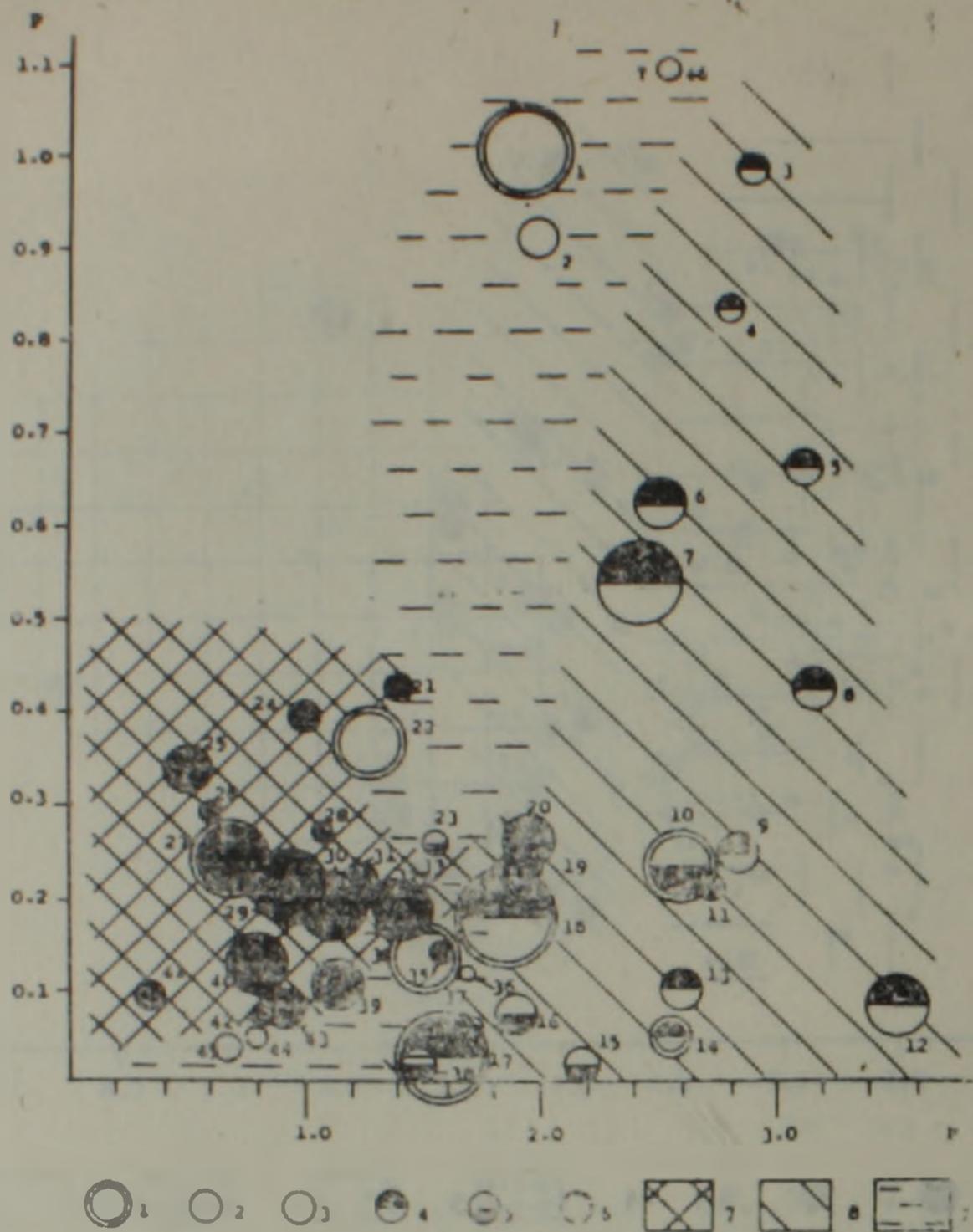


Рис. 9. Сток речных вод и снос взвешенных веществ (наносов) в разных широтных поясах Земли (главнейшие и средние реки). По оси X—модуль сноса наносов,  $N$  ( $\text{т/км}^2$  в год, в логарифмах), по оси Y—модуль стока речных вод,  $P$  ( $\text{млн. м}^3/\text{км}^2$  в год). Реки: 1—грандиозные (площадью бассейнов 2.000.000—7.000.000  $\text{км}^2$ ), 2—крупные и средние реки (площадью бассейнов от 90.000 до 2.000.000  $\text{км}^2$ ). Диаметр кружков отвечает длине рек. Широты речных бассейнов: 3— $0 \pm 15^\circ$ , 4— $15-45^\circ$  С, 5— $15-45^\circ$  Ю, 6— $45-75^\circ$  С. Зоны преимущественного распространения рек: 7—бореальных (широты  $45-75^\circ$  С), 8—с промежуточными широтами ( $15-45^\circ$  С и Ю), 9—приэкваториальных ( $0 \pm 15^\circ$ ). Реки (площадью бассейна более 300.000  $\text{км}^2$ ): нумерация рек в табл. 1.

Скрытые взаимосвязи в природе распространены широко, и их выявление представляют задачу научного исследования.

В системе подобных исследований можно, в связи с содержанием статьи, использовать следующее общопланетарное соотношение, связывающее особенности размещения площадей речных бассейнов с некоторыми параметрами Земли:

$$\lg S = \frac{ge\pi}{R} \lg Q - (h_1 - h_2) + \frac{\pi Q}{R}, \quad (5)$$

где  $S$ —площадь бассейна реки (в  $\text{тыс. км}^2$ , в логарифмах),  $g$ —ускорение силы тяжести ( $\text{см/сек}^2$ ),  $R$ —радиус Земли ( $\text{км}$ ),  $h_1$ —средняя высота всех реконесущих континентов Земли (региона) над средним уровнем литосферы ( $\text{км}$ ),  $h_2$ —средняя высота уровня Мирового океана над средним уровнем литосферы ( $\text{км}$ ),  $Q$ —коэффициент

поперечной площадной обеспеченности речной системы (в км<sup>2</sup> на 1 км длины реки).

В формуле (5) все параметры ( $g, R, h_1, h_2$ ) в современный этап развития Земли являются постоянными величинами; переменной является только одна величина—коэффициент  $Q$ . Распределение рас-

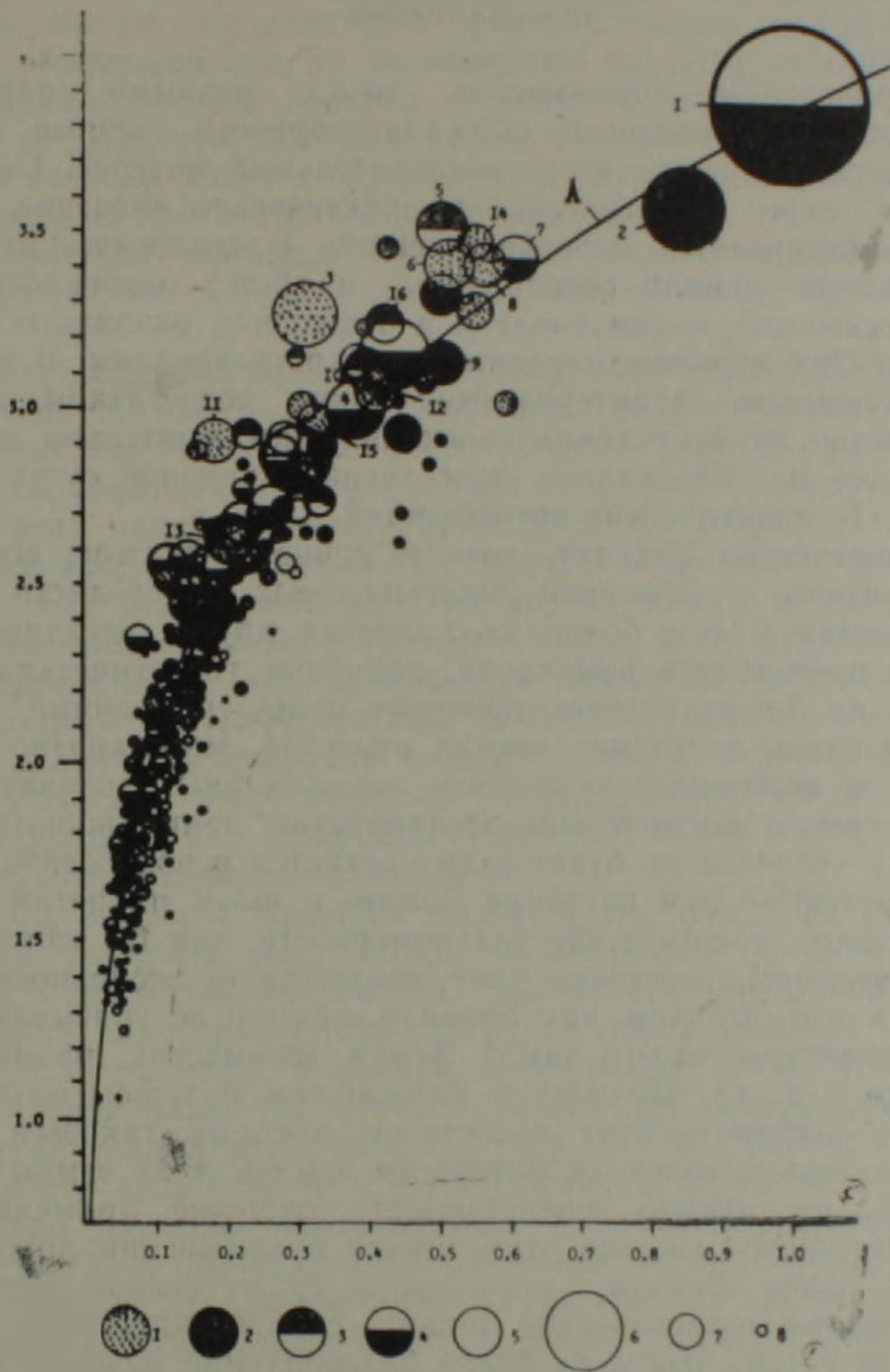


Рис. 10. Поперечная площадная обеспеченность речных систем ( $Q$ ) Земли и расход воды в них (главные, крупнейшие и средние реки). По оси  $X$ —коэффициент  $Q$ , по оси  $Y$ —расход воды (м<sup>3</sup>/сек, в логарифмах). Континенты (реки с площадью бассейна свыше 300 000 км<sup>2</sup>): 1—Азия (средняя высота 950 м), 2—Африка (750 м), 3—Северная Америка (700 м), 4—Южная Америка (580 м), 5—Австралия (350 м) и Европа (300 м), а также Океания. Из рек с площадью бассейна менее 300 000 км<sup>2</sup> приведены (притом без конкретизации по континентам, из-за мелкого масштаба) те, для которых расход воды свыше 400 м<sup>3</sup>/сек. Площадь кружков пропорциональна расходу воды в реках (в м<sup>3</sup>/сек), например: 6—50 000, 7—10 000 и 8—1000 м<sup>3</sup>/сек. Кривая линия  $A$  исчислена по формуле (5) и она является обобщающей планетарной для всей Земли. Реки с максимальным расходом воды (свыше 10 000 м<sup>3</sup>/сек): нумерация рек в табл. 1. Кроме них еще 8 притоков Амазонки (Мадейра, Риу-Негру, Жапура, Шингу, Топажос, Укаяли, Пурус, Мараньон) и Токантинс в Южной Америке и Касаи (приток Конго) в Африке имеют расход воды также свыше 10 000 м<sup>3</sup>/сек (до 30 000 м<sup>3</sup>/сек у Мадейры и Риу-Негру).

хода речных вод Земли согласно формуле (5) приведено на рис. 10. Отчетливо видно, что расход воды в реках трассируется кривой А на этом рисунке. На деталях размещения речных систем на рис. 10 не останавливаемся.

## ПОСЛЕСЛОВИЕ

Вышеприведенные соотношения между разными параметрами речного стока, обусловленные общепланетарными связями, несомненно, представляют прежде всего познавательный интерес. Они, кроме того, имеют также теоретическое и практическое значение, хотя это не сразу осмысливается непосредственно. В геологических исследованиях выявлено немало региональных и общих особенностей и даже закономерностей, в том числе и в отношении различных полезных ископаемых. Они детально описаны и конкретизированы. В то же время эти достижения характеризуются одним недостатком, к стати до сих пор обычно не замечаемом, поскольку исключительно земные заботы человека не позволяли в повседневной научной суете выходить за пределы его практических потребностей.

Но человечество выходит, хотя и робко, в космос, его далекое будущее связано с освоением околозвездных пространств. Там, на других планетах и тем более на планетах других звездных систем, необходимо производить изыскания, подобные геологическим на Земле. И если на Земле человек проводит целеустремленные геологические исследования в течение многих столетий, многократно дублируя и проверяя и перепроверяя решение тех или иных возникающих вопросов, то там, в космическом пространстве, таких вольготных возможностей у человека не будет и ему остается использовать свои знания, приобретенные при изучении Земли, к иным планетам и мирам. Но те или иные геологические закономерности, как бы тщательно они не были выявлены, содержат одну неизвестную особенность, заключающуюся в том, что они, как правило, обычно не увязываются с основными характеристиками самой Земли (ее массой, размерами, силой тяжести и т. д.). Поэтому в ближайшем будущем возникнет необходимость устранить этот недостаток, который таковым не является применительно только к интересам землян в их земных заботах, но который, несомненно, представляет упущение применительно к возможности задействования этих знаний в отношении других космических тел. Таким образом в перспективе существенное значение приобретают разные геологические знания, скорректированные на параметры Земли с тем, чтобы их более благоразумно и эффективно применять к другим небесным телам. И это время относится не к отдаленному будущему, оно практически уже стучится в ворота и кое-где приходится приоткрывать двери в этой связи.

Человечеству известно очень много полезных ископаемых, оно их высоко ценит, особенно если они труднодоступны и их немного. Оно высоко ценит, хотя и не с такой подчеркнутостью, как в отношении драгоценностей, и такое «обычное» полезное ископаемое как вода, огромные массы которой в океанах как бы обесценивают остроту ее значимости в глазах широкой публики, в том числе и научной, хотя многие знают, что без нее жизнь вообще невозможна, как и без углерода (углекислого газа). Вода—это не только ценнейшее полезное ископаемое, но это и источник громадных количеств энергии.

Ныне в США разрабатывается программа по созданию на Луне базы космических исследований. Как отмечено в печати [9], к 1993 г. в НАСА будет готов проект запуска людей на Луну на продолжительное время (месяцы и годы); отдадим должное пионерским достижениям американцев—многократным посадкам их астронавтов на Луне еще 20 лет назад (1969—1972 гг.). И вот ныне возникла проб-

лема получения воды на Луне, причем в качестве источника водорода—топлива для ракетных двигателей. Тем самым возникла проблема поисков воды на Луне, причем предполагается, что водосодержащие емкости могут быть приурочены к глубоким кратерам на полярных широтах, где могло скопиться немало льда в условиях отсутствия здесь освещения солнцем. Уже на 1992—1993 гг. запланирован запуск космического зонда (с разрешающей способностью до 1 м!) на полярную окололунную орбиту с целью поисков воды. Если будет обнаружен лед, то экспедициям на Луну не придется привозить с Земли жидкий водород в качестве топлива для ракетных двигателей, с помощью которых будет исследоваться солнечная система (ведь запуски ракет с Луны требуют меньше топлива, поскольку притяжение на ней в 6 раз меньше земного).

Вода является наиболее пригодным энергетическим сырьем на трассе межзвездных полетов—она источник огромных количеств энергии при ядерном синтезе. Ведь будущее человечества связано с освоением околозвездных пространств. Ему необходимо создавать особые двигатели и иметь соответствующие энергетические источники. Традиционные для Земли источники энергии (нефть, газ, конденсат, уголь, энергия радиоактивного распада и др.) не являются подходящими для этих целей. Транспортировать сырье (горючее) в бескрайние дали космоса невыносимо. Проводить разработку известных на Земле полезных ископаемых там, на других мирах, в режиме интенсивного движения, очевидно, невозможно, да и не практично, не говоря о непригодности этих ископаемых для целей их утилизации в качестве энергии для межзвездных полетов. Единственным средством для прокладывания маршрутов в далекие миры является разработка способа пополнения энергетических ресурсов кораблей за счет утилизации легкодоступных природных ресурсов самих небесных тел на их пути. Таковым является только вода.

Для того, чтобы в будущем человечеству при полетах в космические дали находить воду, столь незаменимый источник энергии, потребуется умение для их поисков. При полетах в автономном режиме надежность запрограммирования будет обеспечиваться максимальной широтой и полнотой вводимой информации, разработанной принудительно пока лишь по данным Земли, но скорректированной с учетом общих показателей небесных тел (масса, размеры, сила тяжести, скорость вращения и т. д.). Поэтому становится необходимым в перспективе изучение закономерностей размещения воды на Земле, но обязательно выявляя скрытые взаимосвязи гидрологических и планетологических (геологических) характеристик. В этом заключается не только теоретический, но особенно практический смысл исследований, учитывающих общепланетарные показатели и соотношения. В ряду таких находится приведенная выше формула (5), учитывающая общепланетарные соотношения, связывающие размещение площадей речных бассейнов с некоторыми параметрами небесного тела (в данном случае Земли). Входящие в формулу (5) параметры (радиус небесного тела, ускорение силы тяжести на нем, средняя высота реконесущих регионов и др.) будут определяться соответствующими техническими средствами и их осуществление, вероятно, довольно таки нетрудно. Их учет и осмысливание их значения для определения наиболее перспективных водосборных регионов—это задача теоретических исследований, результаты которых приобретут непосредственный практический интерес. И данная статья представляет попытку апробации на этом пути.

Человечеству придется обращаться к подобным научным уловкам для изучения дальних околозвездных пространств быть может лишь в далеком будущем (через сотни лет и быть может через еще более длительное время). Однако непредвиденные контакты с внеземной цивилизацией могут существенно ускорить такую возмож-

ность. Но даже и без иноземных интеллектов человечество уже в ближайшее время (1993—1995 гг.), как упомянуто выше, попытается использовать возможные водные ресурсы Луны. Так что не следует откладывать на отдаленное будущее то, что уже ныне намечается в перспективных исследованиях. Когда-то и где-то должен начаться старт подобных исследований. И пусть эти начальные стартовые исследования закрепляют приоритет интеллектуальной тяги к получению скорректированной планетологической (а не только геологической в обычном понимании) информации. Пилотируемые или дистанционно управляемые межзвездные полеты будут остро нуждаться в обеспечении такой информацией, необходимой для успешного пополнения кораблей энергетическими ресурсами на пути их следования.

### *Резюме*

Речные системы, несмотря на пеструю смесь своих разных показателей, тем не менее отличаются глобальными особенностями скрытых характеристик. Эти характеристики обусловлены общепланетарными связями гидрологических явлений, событий и процессов и общими процессами развития Земли. В этом комплексе условий важную роль играют средние высоты материков и некоторые другие параметры, характеризующие строение верхов земной коры. С ними так или иначе увязаны объемы сносимых реками вод и взвешенных веществ (наносов). Эти связи имеют вероятно скрытую генетическую природу.

В работе рассматривается речной сток на Земле в зависимости от их масштабности. Выявлены соотношения между длиной рек и площадью их бассейнов, извилистостью русел рек, стоком речных вод и сносом взвешенных веществ (наносов), а также другие связи. Между некоторыми рассмотренными показателями имеются однозначные связи, поддающиеся качественной и количественной оценке. Конкретные соотношения проиллюстрированы многочисленными диаграммами и чертежами, наглядно вскрывающими суть связей, раскрываемых в работе.

Соотношения между площадью бассейна и длиной рек показано на рис. 1 и 2 (на рис. 1 показаны самостоятельные реки, на рис. 2—крупные притоки гигантских и крупнейших рек). Соотношения между коэффициентом стока речных вод, водоносностью рек и модулем стока речных вод, с одной стороны, и коэффициентом поперечной площадной обеспеченности речной сети, с другой, показаны соответственно на рисунках 5, 6 и 7.

Модуль сноса наносов (рис. 8), в отличие от модуля стока речных вод (рис. 7), колеблется в более широких пределах даже и для гигантских рек. Кроме того, в отличие от модуля стока речных вод, модуль сноса взвешенных веществ более четко дифференцирован для речных бассейнов с разными величинами  $Q$  (зоны распространения рек с различными величинами площади бассейнов на рис. 8 более четко отграничены друг от друга).

Наконец, интересны соотношения между стоком речных вод и сносом взвешенных веществ в разных широтных поясах Земли (рис. 9). Бореальные реки (с широтами  $45\text{--}75^\circ$  С) приурочены почти полностью к левой нижней части рисунка. Реки, расположенные в пределах промежуточных широт ( $15\text{--}45^\circ$  С, Ю), сосредоточены в основном в правой части рис. 9. При этом реки южного полушария сосредоточены преимущественно в нижней части рисунка (в условиях малых величин коэффициента стока речных вод), тогда как реки северного полушария разбросаны по всей правой части рисунка. Приэкваториальные реки ( $0\text{--}15^\circ$ ) расположены в зоне, промежуточной между двумя вышеописанными и прослеживающейся сверху вниз, пе-

ресекая их в области стыка. Бореальные реки характеризуются минимальными величинами модуля стока речных вод и модуля сноса взвешенных веществ. Реки промежуточных широт отличаются большими величинами модуля сноса взвешенных веществ, но в то же время весьма широким диапазоном модуля стока речных вод. Приэкваториальные реки отличаются промежуточными величинами модуля сноса взвешенных веществ, но, как и реки промежуточных широт, широким диапазоном модуля стока речных вод.

Институт геологических наук  
АН Армении

Поступила 2.11.1990.

Գ. Գ. ԽԱՄՐԱԶՅԱՆ

ՀԱՄԱՄՈՒՈՐԱԿԱՅԻՆ ԴԵՏԱՏԻՆ ՋՐՀՈՍՔԸ ԵՎ ԵՐԿՐԱԳՆԻԻ ԴԵՏԱՏԻՆ ՋՐԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում է նրկրագնդի գետային ջրհոսքը՝ կախված գետերի մասշտաբայնությունից: Բացահայտված են գետերի երկարության և նրանց ավազանների մակերեսի, գետահունների ոլորքայնության, գետերի ջրհոսքի և ջրերում կախված վիճակում գտնվող մանր նյութի տեղատարման միջև եղած փոխհարաբերությունները, ինչպես նաև այլ թաքնված առնչություններ: Որոշ վերոհիշյալ երևույթների միջև գոյություն ունեն միանշանակ կապեր, որոնք ենթարկվում են որակական և քանակական գնահատման:

G. P. TAMRAZIAN

## THE PLANETER RIVER RUN-OFF AND THE EARTH'S RIVER WATERS

A b s t r a c t

The Earth's river run-off is considered depending on its volume. Correlations are revealed between the rivers length and their basins area, the river-beds meandering, the river waters run-off and the suspended material removal, as well as the other latent relations. Between some considered phenomena there are unambiguous relations, which can be qualitatively and quantitatively estimated.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Географический Энциклопедический словарь. М.: Советская Энциклопедия, 1988. 528 с.
2. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на Земле. Изд. Казанского ун-та, 1984, 264 с.
3. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Гидрометеониздат, 1974, 640 с.
4. Тамразян Г. П. Геотектоническая гипотеза. — Изв. АН АзССР, 1957, № 12, с. 85—115.
5. Тамразян Г. П. Уровень скомпенсированной массы земной поверхности и особенности его распределения. — Изв. ВУЗов, сер. «Геология и разведка», 1978, № 9, с. 19—29.
6. Kennett J. P. Marine Geology. Printice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. Y., 1982.
7. The Encyclopedia Americana. International Edition, U. S. A., New York, 1974.
8. The Water Encyclopedia. Ed. D. K. Todd, U. S. A., Washington, 559 p., 1970.
9. „New Scientist“ (England). 1989, vol. 115, № 1673, p. 40.
10. Tamrazyan G. P. Global peculiarities and wash-down of the suspended sediments—The Earth as a whole - Journal of Hydrology, 1989, v. 107, p. 113—151 (Printed in the Netherlands)

С. Н. НАЗАРЕТЯН

## КАРТА ИЗОСЕЙСТ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 ДЕКАБРЯ 1988 г.

Путем макросейсмического обследования последствий Спитакского землетрясения 1988 г. составлена карта изосейст. На основе анализа этой карты делается заключение, что форма изосейст связана с двумя основными факторами: мультиплетным характером землетрясений с глубинным геологическим строением. Локальные участки повышения или понижения сейсмической интенсивности в основном связаны с инженерно-геологическими условиями территории населенных пунктов. Поднимается вопрос о необходимости модернизации сейсмической шкалы MSK-64.

При составлении карты были обследованы основные сейсмодислокации плейстоценовой зоны и здания около 500 населенных пунктов (230—на территории Республики Армения, 150—на территории Азербайджанской ССР, 90—на территории Грузинской ССР, 30—на территории Турции). Интенсивность на территории населенных пунктов определялась в баллах согласно сейсмической шкале MSK-64 [2].

Макросейсмические работы на территории Республики Армения были проведены сотрудниками Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении. Для получения более или менее однородного материала была составлена анкета, которая заполнялась для каждого населенного пункта (кроме городов), и подписывалась специалистами, проводящими макросейсмическое обследование. В анкете требовались ответы на такие вопросы, как форма рельефа местности расположения населенного пункта; характерные грунты; основные типы домов—их количество, степень повреждений и количество поврежденных домов; тип зданий школ, детских садов, домов культуры, животноводческих ферм и степень их повреждений; количество населения и жертв; изменения в рельефе (дислокации); изменения дебита вод родников; падение мебели, ощущение людей и др. По совокупности этих данных определялась балльность.

Как правило, обследование велось группами из 3—5 человек. В макросейсмических работах принимали участие следующие сотрудники института: Назаретян С. Н., Маркарян А. Б., Овсепян А. А., Хачатрян С. О., Мартиросян Р. П., Амасян Р. О., Гаспарян Г. С., Григорян В. Г., Микаелян Э. Л., Айвазян Г. С., Мурадян Г. С., Баграмян А. Х., Карапетян С. С., Симонян С. С., Манвелян Г. Д., Аракелян Л. А., Микаелян В. С.

Работы были организованы и результаты обобщены С. Н. Назаретяном. При обследовании зданий особое внимание было уделено состоянию одно-двухэтажных частных зданий, построенных из разного камня (тип зданий А по шкале MSK-64) или пиленного (тесанного) камня правильной формы с размерами 40×30×20 см (тип В) на бетонном растворе.

Учтено то обстоятельство, что часть этих домов имела антисейсмические элементы (железо-бетонные антисейсмические пояса, арматуры в стенах и др.). Некоторые здания школ, ферм, клубов, домов культуры, детских садов отнесены к зданиям типа В (в основном каркасные железобетонные дома). Во многих населенных пунктах они одинакового типа, поэтому с помощью сравнения степени их повреждения возможно было оценить изменение интенсивности землетрясения в разных населенных пунктах.

Более подробно было изучено проявление интенсивности землетрясения на территории городов и райцентров зоны бедствия (Ленинакана, Кировакана, Степанавана, Спитака, Ахуряна, Амасии, Гу-

касяна). В ряде случаев интенсивность Спитакского землетрясения на средних грунтах территории городов была равной исходной балльности (по новой схеме сейсморайонирования территории Республики Армения 1989 года). Так, для города Спитака она составляла 10 баллов, а для Ленинакана, Степанавана, Ахуряна—9 баллов. Это позволило составить карты или схемы сейсмического микрорайонирования застроенной части этих городов по макросейсмическим данным.

Макросейсмическое обследование последствий Спитакского землетрясения на территории Азербайджана проводилось сотрудниками Опытно-методической экспедиции Института геологии АН АзербСССР А. Г. Гасановым и Р. Н. Шафадияевым, на территории Грузии—сотрудниками Институтами строительной механики и сейсмостойкости, а также геофизики АН ГССР В. Г. Папалашвили, Т. И. Мухадзе, Л. Н. Матадзе. Данные по территории Турции любезно были предоставлены доктором Р. Атеш. Надо отметить, что макросейсмические данные на границах республик довольно хорошо совпали.

Густота исследованных населенных пунктов такова, что позволила построить карту изосейст 1:500000 масштаба (рис. 1), а для изосейст 7—10 баллов—1:200000 масштаба (рис. 2).

В таблице 1 представлены основные параметры изосейст.

Карта изосейст Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. имеет ряд особенностей. Вкратце остановимся на некоторых из них:

1. Первая изосейста (десятибалльная) вытянута в северо-западном направлении вдоль образованного при землетрясении разлома, а последующие 3 изосейсты вытянуты в субширотном направлении

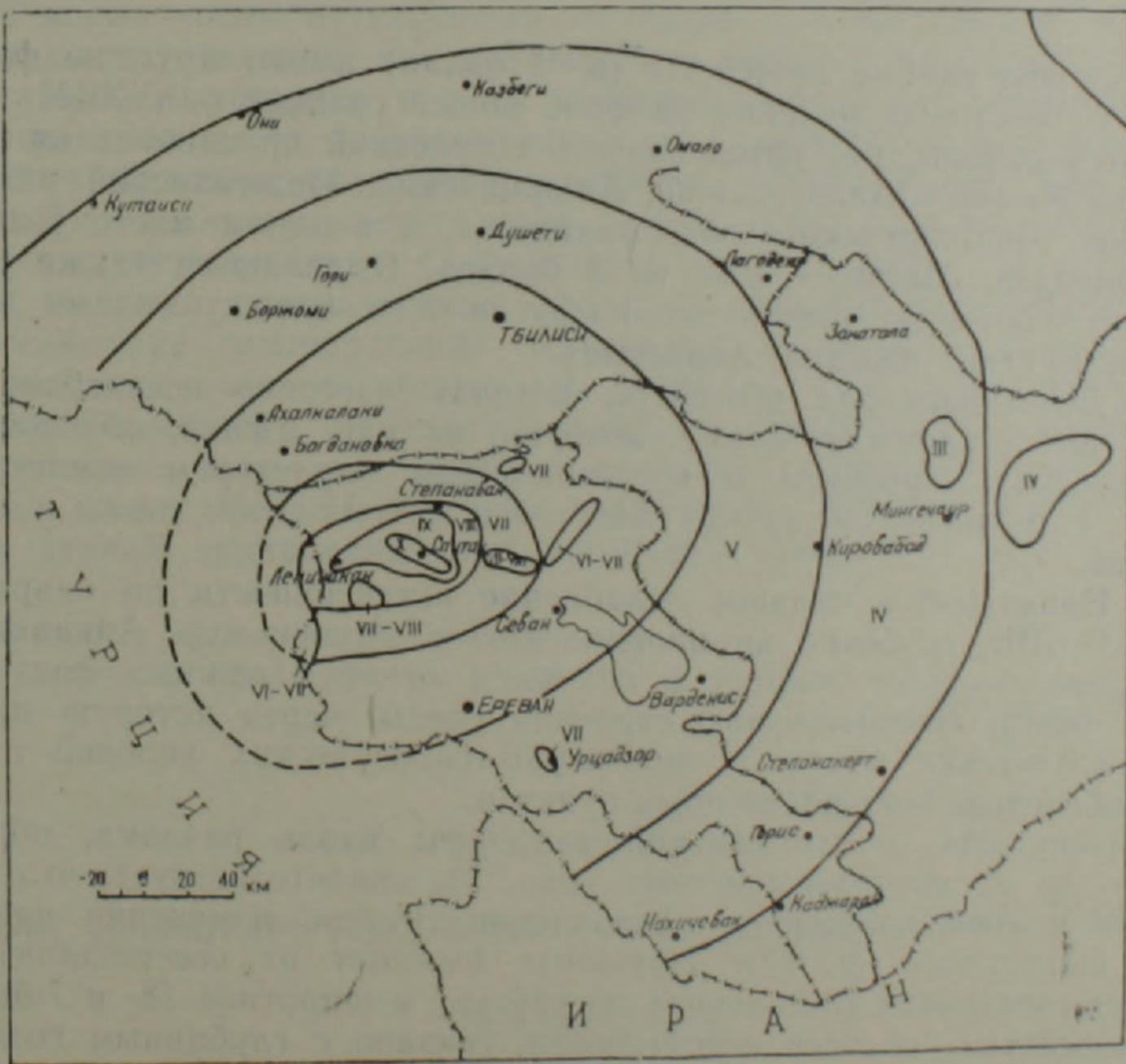


Рис. 1. Карта изосейст Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. (составил С. Н. Назаретян по материалам сотрудников Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении, Института строительной механики и сейсмостойкого строительства, Института геофизики АН ГССР, Института геологии АН АзербСССР и турецких специалистов).



Основные параметры изосейст

| $I_i$<br>в баллах | $r_{max}$<br>км | $r_{min}$<br>км | $S_i$<br>км <sup>2</sup> | $\bar{r}_i$ | $n_i$ |
|-------------------|-----------------|-----------------|--------------------------|-------------|-------|
| 10                | 16              | 4               | 200                      | 10          | 14    |
| 9                 | 28              | 8               | 730                      | 15          | 35    |
| 8                 | 32              | 16              | 2060                     | 23          | 61    |
| 7                 | 55              | 27              | 9230                     | 40          | 49    |
| 6                 | 125             | 80              | —                        | 100         | 58    |
| 5                 | 175             | 160             | —                        | 150         | 64    |

Примечание: В таблице применены следующие обозначения:  $I_i$ —интенсивность в баллах по шкале MSK-64;  $r_{max}$ —максимальный радиус изосейсты;  $r_{min}$ —минимальный радиус изосейсты;  $S_i$ —площадь, ограниченная данной изосейстой;  $\bar{r}_i$ —средний радиус изосейсты;  $n_i$ —количество обследованных населенных пунктов, по которым проведена изосейста данной балльности.

Надо отметить, что карты изосейст Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. территории Армянской ССР были составлены и другими специалистами и организациями, например, Ереванским отделением Атомэнергопроект, Н. В. Шебалиным (на основе аэрофотоснимков). Но эти карты по детальности обследования зданий и количеству обследованных населенных пунктов заметно уступают карте, составленной ИГИС АН АрмССР. Она отличается от вышеотмеченных карт как по морфологии, так и по площади изосейст.

В конце хотим остановиться на одном важном вопросе. Специалисты давно отметили, что действующая сейсмическая шкала балльности MSK-64 устарела и с ее помощью определить интенсивность землетрясения часто затруднительно, т. к. описанные в шкале типы зданий в Армении мало распространены. Необходимость модернизации старой шкалы особенно остро дала о себе знать при макросейсмическом обследовании Спитакского землетрясения. В настоящее время многими специалистами накоплен определенный материал по макросейсмике землетрясений территории республики и сопредельных районов, имеется уникальный материал (макросейсмический и инструментальный) по десятибалльному Спитакскому землетрясению, которые, по нашему мнению, позволяют переделать (модернизировать) шкалу MSK-64 с учетом характерных повреждений основных типов зданий, построенных на территории Армянской ССР.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении

Поступила 22.I.1990.

Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵՅԱՆ

1988 թ. ԳԵՎԵՍԵՐԵՐԻ 7-Ի ՍՊԵՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԻԶՈՍԵՅՍՏԻԿ ՔԱՐՏԵԶԸ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հայաստանի Հանրապետության և Վրաստանի Կոմունիստական ԽՍՀ-ների, մասնակիորեն Քուրքիայի տարածքների մոտ 500 բնակավայրերի շենքերի վիճակի ուսումնասիրման արդյունքներով կազմվել է Սպիտակի երկրաշարժի իզոսեյստերի 1:500000 մասշտաբի քարտեզը: Ավելի մանրամասն է ուսումնասիրվել երկրաշարժի ուժեղ ավերման գոտին: Դա էլ նախազորություն է

տվել կազմելու 7—10 բալ ուժգնություն իզոսեյստերի 1:200000 մասշտաբի քարտեզը:

Իզոսեյստերի քարտեզն ունի բարդ տեսք, որը պայմանավորված է երկրաշարժի բնույթով և տարածքի խորքային երկրաբանական կառուցվածքով: Երկրաշարժի ուժգնության ուժեղացման կամ թուլացման առանձնացված տեղամասերի առկայությունը պայմանավորված է տարածքի ինժեներա-երկրաբանական և ջրաերկրաբանական կառուցվածքով: Երկրաշարժի հետևանքների ուսումնասիրման պրոցեսում ավելի պարզ դարձավ Հայաստանի Հանրապետությունում գործող MSK—64 սեյսմիկ սանդղակի կատարելագործման անհրաժեշտությունը, հաշվի առնելով տարածված շենքերի և կառույցների տիպերը:

S. N. NAZARETIAN

## THE SPITAK EARTHQUAKE, DECEMBER 7, 1988, ISOSEISMAL MAP

### A b s t r a c t

By means of the Spitak earthquake consequences macroseismic investigation a isoseismal map is drawn up. On the basis of this map analysis a conclusion is drawn, that the isoseismal lines shape depends on the multiplet character of earthquakes and the abyssal geological structure. The local areas of the seismic intensity increase or decrease are generally connected with the populated areas territories engineering-geological conditions. The question on the necessity of modernization the MSK—64 seismic scale is raised.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Караханян А. С.* Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988 года — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1989, с. 20—24.
2. *Медведев С. В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности (MSK—64), М.: Наука, 1964, 12 с.