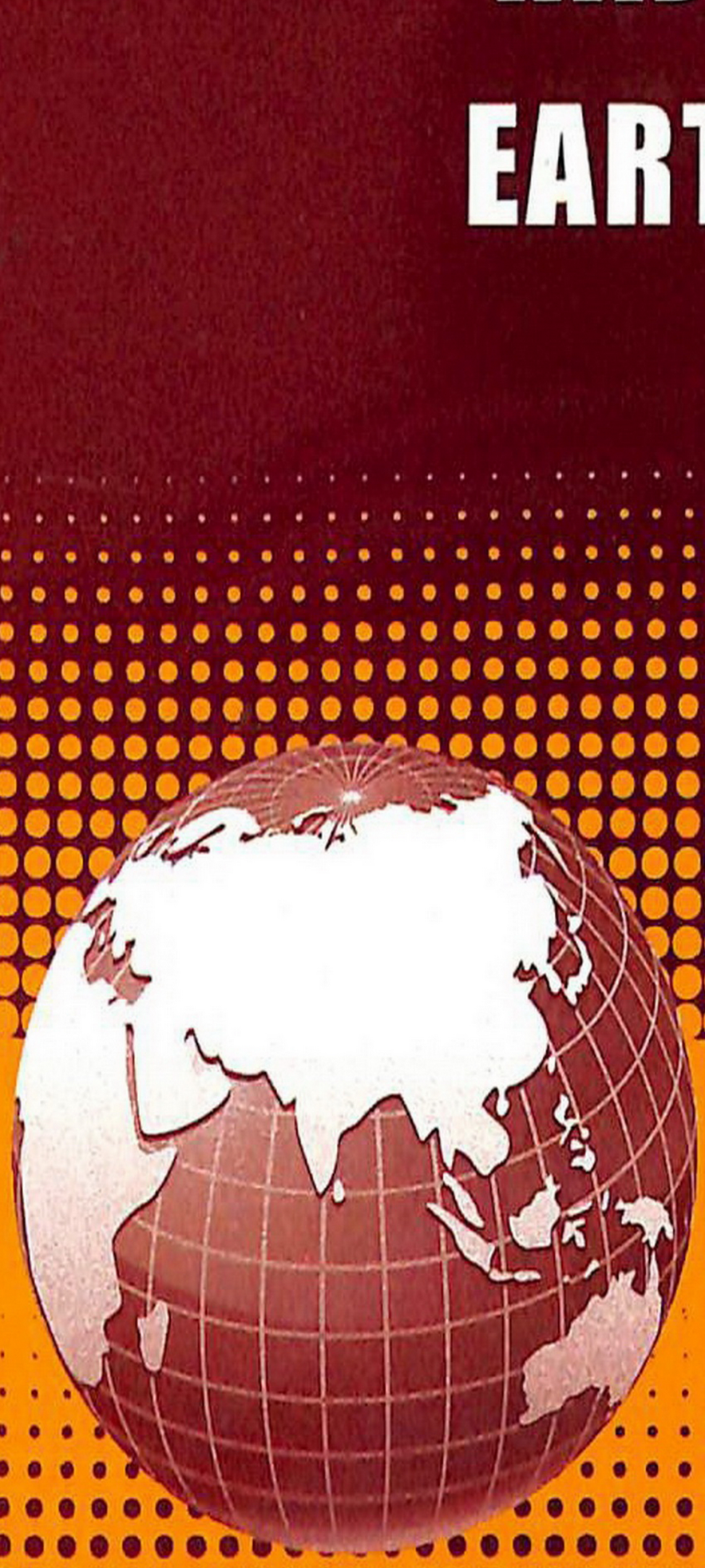
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 05[illegible]5-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ
հայերեն և ռուսերեն լեզուներով

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԿՏԻՎ

Ե-Ն գ. թ. Պ. Գ. Ալոյան, Ա-Ն գ. դ. Շ. Հ. Ամիրյան, Ա-Ն գ. թ. Ա. Լ. Անանյան, աշխ. գ. դ. Վ. Ռ. Բոյնագրյան, Ֆ-մ գ. դ. Ս. Ս. Դարբինյան, ՀՀ ԳԱԱ թղթ. անդ. Բ. Կ. Կարապետյան, (պատ. խմբ.), Ֆ-մ գ. դ. Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Ա-Ն գ. դ. Ռ. Լ. Մելքոնյան, Ա-Ն գ. թ. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Ա-Ն գ. դ. Ս. Ն. Նազարեթյան, Ա-Ն գ. դ. Ռ. Տ. Ջրբաշյան (պատ. խմբ. տեղ.), Ե-Ն գ. դ. Մ. Ա. Սաթիան, Ա-Ն գ. թ. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատ. խմբ. տեղ.):

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. г.-м. н. *П. Г. Алоян*, д. г.-м. н. *Ш. О. Амирян*, к. г.-м. н. А. Л. Ананян, д. геогр. н. *В. Р. Бойнагрян*, д. ф.-м. н. *С. С. Дарбинян*, д. г.-м. н. *Р. Т. Джрбашян* (зам. отв. ред.), чл.-корр. НАН РА *Б. К. Карапетян* (отв. ред.), д. г.-м. н. *Р. Л. Мелконян*, к. г.-м.н. *Р. Т. Мириджанян*, д. г.-м. н. *С. Н. Назаретян*, д.-ф.-м. н. *С. М. Оганесян*, д. г.-м. н. *М. А. Сатиан*, к. г.-м. н. *А. С. Фарамазян* (зам. отв. ред.).

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова*

ՀԱՆԴԵՍԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՄԱՆԸ ՕԺԱՆԴԱԿՎԵԼ Է «ՀԱՅԸՆԴԵՐՔ» ՊԵՏԱՐԱՆԻ

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա
Адрес редакции. 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Багрямяна. 24в

Издательство «Гитутюн» НАН РА
Известия НАН РА. Науки о Земле, 1994

АЖ 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿԱՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1—2 Հատոր XLVII 1994

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Մ. Գրիգորյան, Ի. Գ. Գաբրիելյան. *Դիլիջանի շերտախմբի ստրատոտիպը* . . 3
Վ. Ա. Ագամալյան. *Հայաստանի մինչքեմբրյան հրաբխականությունը* . . . 7
Ռ. Ա. Մանդալյան. *Հրաբխածին-կարբոնատային պարագենեզիս (անալիտիկ ընդհանրացում և ծագումնաբանական մեկնաբանություն)* 24
Ս. Ի. Բալասանյան. *Թիկնոցի դիֆերենցիացիայի մակարդակի քանակական գնահատման համար համանուն քիմիական տարրերի կլարկների հարաբերությունների կիրառման մասին* 35
Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ա. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալթունյան. *Ալավերդու հանքադաշտի պղնձի և բազմամետաղ հանքայնացման հեռանկարները և առաջարկներ հետագա որոնում-գնահատումնային, երկրաբանա-հետախուզական և գիտական աշխատանքների ուղղության մասին* 41
Պ. Գ. Ալոյան. *Հանքաքարի արդյունաբերական տեսակավորում և որակի կառավարում երկրաբանա-տեխնոլոգիական քարտեզագրման հիման վրա* 49
Ա. Ս. Ֆարամազյան, Մ. Պ. Ասլանյան, Ռ. Ս. Սիմոնյան, Ք. Վ. Խաչանով. *Տարրերի պարագենետիկական համախմբերը և նրանց տարածական տեղաբաշխումը Կապան—Շաումյան հանքային հանգույցի սահմաններում* 56
Ա. Վ. Մուրադյան, Ռ. Ս. Կուզանյան, Լ. Գ. Արուստամովա. *Շորաղբյուրի տեղամասի ենթահողային գազերի ուսումնասիրություններ գազային քրոմատոգրաֆիայի մեթոդով* . 63
Վ. Լ. Ասանյան, Լ. Ա. Աբրահամյան, Ռ. Խ. Մեժունց, Ռ. Հ. Ռևազյան, Է. Ա. Աֆրագբեկյան. *Հայաստանում մինոլորտի տեղումների քիմիական կազմի մասին* . . 70
Յու. Ա. Աղաբալյան, Ֆ. Ս. Լազարյան, Ս. Ռ. Բաղդասարյան. *Ծգրագծային պարունակության և մարվող հանքաստիճանների սահմանային դիրքի հիմնավորման մասին հանքամարմնի բնեք և սակավաբնեք տեղադրման դեպքում* 83
Վ. Ռ. Բոյնագրյան, Տ. Դ. Բոյնագրյան. *Սառցադաշտային մորֆոլիտոգենեզը Հայկական լեռնաշխարհի պայմաններում և լեռնալանջերի ձևավորումը* . . . 89
Վ. Բ. Փամոյան, Հ. Վ. Ինորգյան. *Ճյուղավորված շերտաձև հանքային մարմնի բնական էլեկտրական դաշտը* 100
Կ. Բ. Կարապետյան. *Հայաստանի Հանրապետության տարածքի ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականության որոշման արդյունքները* 106

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

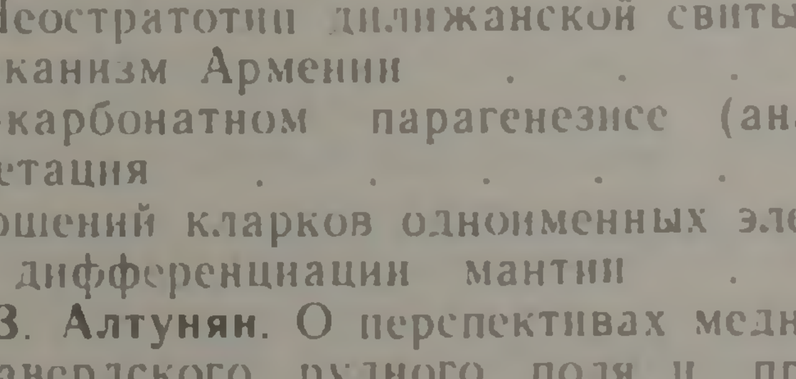
Ռ. Ա. Փաշայան, Ա. Լ. Ասեանյան. *Հայաստանի որոշ հանքային աղբյուրների ռեակցիայի առանձնահատկություններն ուժեղ երկրաշարժերի ընթացքում* . . . 113
Ռ. Ժ. Ջահարյան, Ս. Ն. Նազարեթյան. *Ուժեղ երկրաշարժերի իզոսեյստերի մոդելները Հայաստանի տարածքում և կից շրջաններում* 118
Ա. Ա. Վարդանյան, Տ. Բ. Նեչաևա, Դ. Օ. Միքաելյան, Ա. Կ. Կարախանյան. *Պալեոդարյան փոփոխությունների ուսումնասիրություններ Լուսաղբյուր երկրորդ կտրվածքում* 122
Ա. Կ. Թովմասյան, Ռ. Վ. Գուրբունովա. *Pmax փուլերի ուսումնասիրությունը 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի Բույլ աֆտերշոկերի գրանցումների օջախային պրոցեսները բացահայտելու նպատակով* 128
Ա. Յու. Աղաբալյան. *Բացահանքի սահմանների և արտադրողականության համատեղ օպտիմիզացումը ընդերքի համալիր յուրացման դեպքում.* 133

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Ընկերոջ հիշատակին (Կ. Քարամյանի ծննդյան 70-ամյակի առթիվ) . . . 138
Հենրիկ Մնացականի Ավյան 141

СОДЕРЖАНИЕ

С. М. Григорян, И. Г. Габриелян. Неостратотип дилижанской свиты . . . 3
В. А. Агамалян. Докембрийский вулканизм Армении 7
Р. А. Мандалян. О вулканогенно-карбонатном парагенезисе (аналитический обзор и генетическая интерпретация 24
С. И. Баласанян. О применении отношений кларков одноименных элементов для количественной оценки уровня дифференциации мантии 35
Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян. О перспективах медного и полиметаллического оруденения Алавердского рудного поля и предложения по направлению дальнейших поисково-оценочных, геолого-разведочных и научных работ 41
П. Г. Алоян. Промышленная типизация и управление качеством руд на основе геолого-технологического картирования 49
А. С. Фарамазян, М. П. Асланян, Р. С. Симонян, Х. В. Хачанов. Парагенетические ассоциации элементов и их пространственное распределение в пределах Капан—Шаумянского рудного узла 56
А. В. Мурадян, Р. С. Кузанян, Л. Г. Арустамова. Состав и содержание газов



в подпочвенном воздухе Шорахбюрской площади методом газовой хроматографии 63
В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, Б. Х. Межунц, Р. Г. Ревазян, Э. А. Сафразбекян. О химическом составе атмосферных осадков в Армении . . . 70
Ю. А. Агабалян, Ф. С. Лазарян, А. Т. Багдасарян. К обоснованию бортового содержания и предельного положения погашаемых уступов при пологом и наклонном залегании рудных тел 83
В. Р. Бойнагрян, Т. Г. Бойнагрян. Ледниковый морфолитогенез в условиях Армянского нагорья и формирование склонов 89
В. Б. Гамоян, А. В. Геворкян. Естественное электрическое поле разветвленного пластообразного рудного тела 100
К. Б. Карапетян. Результаты определения повторяемости сильных землетрясений на территории Республики Армения 106

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. А. Пашаян, А. Л. Ананян. Особенности реакции некоторых минеральных источников Армении на сильные землетрясения 113
Г. Ж. Закарян, С. Н. Назаретян. Модели изосейст сильных землетрясений на территории Армении и сопредельных районов 118
А. А. Варданян, Т. Б. Нечаева, Дж. О. Минасян, А. К. Караханян. Изучение палеовековых вариаций в разрезе Лусахпюр II (Республика Армения) 122
А. К. Товмасян, И. В. Горбунова. Исследование фазы P_{max} на записях афтершоков Спитакского землетрясения 1988 г. для изучения очаговых процессов 128
А. Ю. Агабалян. Совместная оптимизация границ и производительности карьера при комплексном освоении недр 133

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти товарища (к 70-летию рождения К. А. Карамяна) 138
Генрих Месропович Авчян 141

CONTENTS

S. M. Grigorian, I. G. Gabrielian. The Neostratotype of Dilijan Suite . . . 3
V. A. Agamalian. The Pre-Cambrian Volcanism in Armenia 7
R. A. Mandalian. On Volcanogenic-Carbonaceous Paragenesis (Analitical Review and Genetic interpretation) 24
S. I. Balasanian. On Application of Clarks Ratios for One-Group Elements to Estimate Mantle Differentiation level Quantitatively 35
Sh. H. Amirian, M. S. Azizbekian, A. Z. Altounian. On Prospectivity of Copper and Complex Mineralization of the Alaverdi Ore Field and Proposals for Lines of Furder Exploration and Appraisal, Geological Prospecting and Researches . 41
P. G. Aloyan. Industrial Standartization and Control of ore Quality on the Basis of Geological-and-Technological Mapping 49
A. S. Faramazian, M. P. Aslanian, R. S. Simonian, Kh. V. Khachanov. Paragenetic Associations of Elements and Their Spatial Distribution within Kapan—Shahumian Ore Center 56
A. W. Mouradian, R. S. Kouzanian, L. G. Aroustamova. The Study of gas contents and composition in Shorakhbyur area underground air by the Method of gaschromatography 63
V. L. Ananian, L. A. Araratian, B. Kh. Mezhunts, R. G. Revazian, E. A. Safrazbekian. On Cemical Composition of Atmospheric Precipitationc in Armenia . 70
Ju. A. Agabalian, F. S. Lazarian, A. T. Bagdasarian. On Justification of Cut-off and Treshold Locatin of Extincted Steps of Sloppy and Steeply Deposited Ore Bodies 83
V. P. Boynagrian, T. G. Boynagrian. Glacial Morpholithogenesis in Armenian Highland Conditions and Formation of Slopes 89
V. B. Gamoyan, A. V. Gevorkian. The natural Electric Field of Branched Bed-like Ore Body 100
K. B. Karapetian. The Rezults of Determination of Strong Earthquakes Repetition in the Territory of the Republic of Armenia 106

SHORT REPORTS

R. A. Pashaian, A. L. Ananian. The Features of Response of Same Mineral Springs of Armenia to Strong Earthquakes 113
G. Zh. Zakarian, S. N. Nazaretian. Models of Strong Earthquake Isoseismals of the Territory of Armenia and of Contiguous Regions 118
A. A. Vardanian, T. B. Nechaeva, J. O. Minasian, A. K. Karakhanian. Study of Palaesecular Variations in the Section of Lousakhbyur II (the Republic of Armenia) 122
A. K. Tovmasian, I. V. Gorbunova. Investigation of P_{max} phase by Records Weak Aftershocks of 1988 Spitak Earthquake for Study of Focal Processes . . 128
A. Ju. Agabalian. Combined Optimization of Boundaries and Quarry Capacity at Complex Exploitation of Mineral Resources 133

OBITUARIES

In Memory of a Colleague (to the 70-th anniversary of K. A. Karamian's birth) . 138
Henry Mesropi Avchian 141

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 3—6

С. М. ГРИГОРЯН, И. Г. ГАБРИЕЛЯН

НЕОСТРАТОТИП ДИЛИЖАНСКОЙ СВИТЫ

Предложен неостратотип дилижанской терригенно-сланценосной свиты (Pg_3^2–N_1^1(?) по левобережью р. Агстев, у железнодорожной станции г. Дилижана, т. к. стратотипический разрез рассматриваемой свиты—«Брыкина балка» был почти полностью разрушен в результате городского и железнодорожного строительства. В составе терригенно-сланценосной дилижанской свиты установлен комплекс ископаемой флоры, отчетливо свидетельствующей о субтропических условиях ее формирования. Дается послойное описание данного разреза с ископаемой вечнозеленой флорой. Предлагается сохранить этот разрез в качестве уникального палеонтологического памятника регионального значения.

Терригенно-сланценосные отложения, обнажающиеся в окрестностях г. Дилижана, в литературе известны под названием дилижанской свиты олигоцен-миоценового возраста [2, 3, 6—8]. В качестве стратотипического для свиты О. А. Саркисян [6] впервые предложил разрез примерно 700-метровой толщи, начиная от устья реки Блдан (левый приток р. Агстев) до западных границ с. Гош.

Отложения рассматриваемой свиты помимо промышленного значения (включает слои горючих сланцев и углей) представляют научный интерес. Они содержат богатый комплекс ископаемой листовой флоры олигоцен-миоценового возраста хорошей сохранности [1, 3—5, 8], изучение которой имеет важное значение для восстановления палеогеографических условий образования отмеченных полезных ископаемых, а также решения стратиграфических проблем.

Ископаемая флора, обнаруженная в отложениях дилижанской свиты, имеет свои особенности, отличающие ее от одновозрастных флор Азии и Европы. Она принадлежит лесам, произраставшим на высотах примерено 800—1000 *м* над уровнем моря, тем самым являясь одной из немногих известных в Евразии горных флор (М. Е. Арутюнян, 1975).

Несмотря на то, что отложения указанной свиты почти повсеместно содержат остатки ископаемой листовой флоры, а также фауны, разрез «Брыкина балка» с весьма богатым комплексом листовой флоры хорошей сохранности считался стратотипическим для этой свиты и всегда был в центре внимания многих исследователей [1, 3, 4 и др.]. В настоящее время этот разрез потерял свою стратотипическую ценность, т. к. в результате городского железнодорожного строительства почти полностью разрушен.

В 1993 г. при проведении полевых работ авторами данной статьи в стратотипическом районе в 1—1,5 *км* к северо-западу от г. Дилижана, на левом берегу р. Агстев, у железнодорожной станции выявлен новый разрез, который согласно требованиям Стратиграфического кодекса СССР [9, с. 45, п. 1.] может считаться неостратотипическим для дилижанской свиты.

Рассматриваемая свита литологически представлена пресноводно-озерными, битуминозными и угленосными фациями (редкие известняки, туфогенные песчаники, конгломераты, алевролиты, глины, общей мощностью 700 *м*). Тектонически эти отложения ингрессивно залегают на вулканогенных образованиях верхнего эоцена [2, 6, 7].

По данным А. А. Габриеляна [2] и О. А. Саркисяна [7], дилижанская свита литологически делится на две подсвиты: нижнюю—песчано—глинистую (битуминозную) и верхнюю—вулканогенно—терригенную (угленосную).

Ниже приводится послойное описание неостратотипического разреза стратиграфически сверху-вниз (азимут падения слоев—ЮВ 180°, угол падения—75—90°).

Разрез представлен 8 последовательными обнажениями, которые были вскрыты при строительстве железнодорожного полотна.

Обнажение I.

1. Чередование серых песчаников и черных тонкорассланцованных алевролитов с прослойками плотных песчаников с многочисленными крышками гастропод и редкими раковинами пелеципод. Мощность—3 *м*.
2. Слабо сцементированный гравелит, постепенно переходящий в в конгломераты желтовато-серого цвета. Мощность—10 *м*.

Обнажение II.

3. Чередование тонкозернистых песчаников серого цвета и желтовато-серых алевролитов. Мощность—7 *м*.

Обнажение III.

4. Чередование тонко -и груборассланцованных алевролитов и песчаников зеленовато-коричневого цвета с крышками гастропод. Мощность—60 *м*.
5. Конгломераты, слабо сцементированные с гальками разных размеров (5—20 *см*) желтовато-серого цвета. Мощность—3 *м*
6. Чередование тонко -и груборассланцованных песчаников, желтовато-серого цвета. Мощность—100 *м*.

Обнажение IV.

7. Чередование мелкозернистых желтовато-серых песчаников и слабо глинистых рассланцованных песчаников с растительными остатками. Плотные песчаники представлены двумя карнизами мощностью 1,5 *м*. В них встречается богатый комплекс ископаемой листовой флоры: голосемянные— *Glyptostrobus europaeus (Brongn.) Heer*, *Coniferae sp*$_1$ (листья), покрытосемянные—*Acer palaeosaccharinum Stur.*, *Castanopsis fnrcinervis* (*Ressm.*) *Kr.* et *Wld.*, *Comptonia diforme* (*Stbg.*) *Berry*, *Daphnogene bilinica* (*Unger*) *Kyachek* et *Knobloch*, *D. cinnamomeum* (*Ressm*) *Knobloch*, *Quercus sp.* Преобладают листья кастанопсисов, лавров, комптонии, а также хвойных—*Coniferae sp*$_1$.
8. Крупнозернистые песчаники и гравелиты желтовато-серого цвета. Мощность—1,5 *м*.

9. Песчаники грубозернистые, груборассланцованные, плитчатые, серого цвета. Мощность—1,5 *м*.
10. Песчаники мелкозернистые , серые, с богатым комплексом ископаемой листовой флоры хорошей сохранности: *Coniferae sp*$_2$ (шишка), *Castanopsis urcinervis*, *Comptonia diforme*. Мощность—1,5*м*.
11. Глинистые сланцы темно-серого цвета. Мощность—7 *м*.

Обнажение V.

12. Чередование грубозернистых песчаников и алевролитов светло-серого цвета. Плотные песчаники представлены в виде отдельных карнизов в количестве 9. Песчаники сильно ожелезненные. Мощность отдельных карнизов 0,3 *м*. Общая мощность пачки—12 *м*.

Обнажения VI, VII, VIII представлены главным образом конгломератами с чередующимися слоями песчаников и алевролитов. В песчаниках встречаются растительные остатки плохой сохранности и крышки гастропод. Общая мощность 400 *м*. Разрез венчается рыхлыми песчаниками.

Биоэкологический тип вышеуказанной ископаемой флоры свидетельствует об их вечнозеленом облике. Они характерны как для болотных (*Glyptostrobus europaeus*), так и для горных лесов (*Castanopsis, Acer, Comptonia, Daphnogene*).

Вышеописанный разрез стратотипа дилижанской свиты по богатству остатков ископаемой флоры хорошей сохранности одновременно является уникальным палеонтологическим памятником регионального значения и подлежит охране.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 21.I.1991

Ս. Մ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ի. Գ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ԴԻԼԻՋԱՆԻ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ՆԵՈՍՏՐԱՏՈՏԻՊԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Առաջարկվում է Դիլիջանի ցամաքածին-թերթաքարաբեր շերտախմբի նեոստրատոտիպ Աղստև գետի ձախափնյակում, Դիլիջան քաղաքի երկաթգծային կայարանի շրջակայքում, քանի որ նշված շերտախմբի ստրատոտիպը՝ «Բրիկինի ձորակ» կտրվածքը համարյա ամբողջովին ոչնչացված է քաղաքային և երկաթգծային շինարարական աշխատանքների հետևանքով։

Նշված նստվածքներում հայտնաբերված է բրածո ֆլորայի համալիր, որը ցայտուն կերպով վկայում է նրա գոյացման մերձարևադարձային պայմանների մասին։

Տրվում է տվյալ նստվածքների շերտավոր կտրվածքի նկարագրություն մշտադալար բույսերի համալիրների հետ միասին։

Առաջարկվում է այդ կտրվածքը պահպանել ոչնչացումից, որպես հնէաբանական եզակի հուշարձան։

S. M. GRIGORIAN, I. G. GABRIELIAN

THE NEOSTRATOTYPE OF DILIJAN SUITE

Abstract

The neostratotype of the Dilijan terrigenic—shale-bearing suite $P^2_{g_3}-N^1_1$ [2] along the left bank of the Aghstev River, near the railway station of Dilijan is proposed, because the stratotypical section of the considered suite, the «Brikins balka» (small flat-bottom valey), is destroyed nearly completely in the result of municipal and railway constructions. A sequence of fossil flora, distinctly evidencing on subtropical conditions of its formation, is found in the composition of the Dilijan terrigenic-shall-bearing suite The layer-by-layer description of the given section with fossil evergreen flora is presented. It is supposed to preserve this section as a unique palaeontological monument of regional importance.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арутюнян М. Е.* О номенклатуре комптонии из олигоценовой флоры Дилижана. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1968, с. 3—8.
2. *Габриелян А.А.* Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных частей Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, №2, 1958, с. 3—16.
3. *Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л., Саркисян О. А.* О возрасте угленосно-сланценосной свиты окрестностей г. Дилижана. ДАН АрмССР, Ереван, 1958, т. 26, №3, с. 181—186.
4. *Колоковский А.А., Арутюнян М. Е.* Castaropsis turcinervis, как характерный элемент олигоценовых флор Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №2, 1969, с. 10—18.
5. *Мчедлишвили П. А.* О возрасте угленосных отложений Дилижанского района Армении. ДАН СССР, т. 124, №2, 1959, с. 390—391.
6. *Саркисян О. А.,* О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, №5—6, 1957, с. 17—28.
7. *Саркисян О. А.* О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. Изз. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, №2, 1958, с. 17—32.
8. *Саркисян О. А., Арутюнян М. Е.* К вопросу о стратиграфическом расчленении дилижанской свиты. Уч. Записки Ер. госунта, Естеств. науки, №3, 1970, с. 122—130.
9. Стратиграфический кодекс СССР, Л. 1977, с. 11—77.

Известия НАН РА. Науки о Земле, XLVII, 1994, №1—2, 7—23

В. А. АГАМАЛЯН

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

На примере Цахкуняцкого кристаллического массива Армении приводится характеристика докембрийского вулканизма СЗ края Перигондванского Ирано-Армянского мезоконтинента. На основании детального картирования и петрологических реконструкций исходного химического и минералогического составов метавулканитов докембрия со «снятием» метаморфизма выделяются две территориально разобщенные палеовулканические области верхнего протерозоя: 1) окраинно-континентальная область с контрастно-дифференцированным базальт-риолитовым вулканизмом и 2) область с офиолитовым коматиит-базальтовым вулканизмом.

Вулканизм докембрийского времени для территории Армении и сопредельных территорий до сих пор остается неосвещенным. В результате регионального метаморфизма основные вулканогенные породы докембрия превращены в альбит-хлорит-актинолитовые сланцы-порфиритоиды и амфиболиты, а кислые—в кварц-полевошпатово-серицитовые сланцы-порфироиды в составе сланцевых толщ [2]. Предыдущие исследователи, отмечая вулканогенную природу зеленых сланцев и амфиболитов, указывали лишь на признаки основного вулканизма, без выделения продуктов кислого вулканизма, слагающих самостоятельную толщу порфироидов [1]. В состав древнего метаморфического комплекса, из-за его слабой изученности, ошибочно влючались также зеленокаменные вулканиты мощной апаранской серии [5, 9, 10, 11] юрского возраста [4]. В обобщающих сводках по магматизму Армении древний вулканизм в целом также не охарактеризован. В ряде публикаций автора были освещены лишь отдельные аспекты части вулканитов докембрия [1, 2].

Цахкуняцкий кристаллический массив является фактически единственным достоверно установленным выступом докембрийского кристаллического фундамента Перигондванского Ирано-Армянского мезоконтинента, и приводимая геолого-петрологическая характеристика докембрийских вулканогенных формаций может иметь более общее значение в познании эволюции магматизма и геодинамики становления земной коры данного сегмента Альпийского пояса. Докембрийский возраст описываемых ниже вулканогенных толщ уверенно определяется по прорыванию их гранито-гнейсовыми куполами с достоверно установленным, по ряду рубидий-стронциевых изохрон, абсолютным возрастом в 620 *млн. лет* [3, 6].

В доальпийское время эффузивный и интрузивный магматизм в пределах указанного региона интенсивно проявился лишь в верхнепротерозойское время. Более древние сильно метаморфизованные породы среднего протерозоя нижней—Арзаканской серии представлены полиметаморфическими парасланцами без достоверных призна-

ков синхронного магматизма [2]. Более молодые—палеозойские толщи, развитые в юго-западной Армении, также лишены синхронного магматизма и представлены неметаморфическими шельфовыми терригенно-карбонатными осадками с богатой мелководной фауной девона-триаса [10]. Нижнепалеозойские толщи Турции и Ирана (кембрий-силур) также представлены осадочными отложениями гондванского шельфа [17].

Полнопроявленный эффузивный магматизм верхнепротерозойского возраста изучен нами в крупном Цахкуняцком выступе кристаллического фундамента площадью в 600 *кв. км.* Докембрийские эффузивы претерпели байкальский (панафриканский) региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев при температуре в 380°С и давлении в 3,8 *кбр* [2].

В южной—Арзаканской части массива метаэффузивы представлены апобазальтовыми порфиритоидами ггукской свиты мощностью 600 *м*, которые выше согласно сменяются апориолитовыми порфироидами далларской свиты мощностью 300 *м*, В северной—Апаран—Анкаванской части Цахкуняцкого кристаллического массива вулканиты представлены метабазальтовыми амфиболитами анкаванской свиты мощностью 2500 *м*.

Геолого-петрографические различия позволяют рассматривать метаэффузивы Арзаканской части раздельно от амфиболитов Апаран-Анкаванской части Цахкуняцкого кристаллического массива. Они представляются как образования двух различных палеовулканических зон верхнего протерозоя с различным геодинамическим режимом становления, претерпевшие тектоническую аккрецию и синхронный зеленосланцевый региональный метаморфизм в течение байкальского (пан-африканского) орогенеза.

1. ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КОНТРАСТНАЯ БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ (ОСТРОВОДУЖНАЯ) ЭФФУЗИВНАЯ СЕРИЯ

1. 1. Базальтовая (порфиритоидная) формация

Метабазальтовые порфиритоиды слагают нормально-стратифицированную ггукскую свиту в разрезе верхнепротерозойской группы в Арзаканской части Цахкуняцкого кристаллического массива. Ггукская свита непрерывно прослеживается на 6 *км* по правому борту ущелья р. Даллар при мощности около 600 *м*. Свита согласно подстилается филлитами бертитакской свиты и согласно перекрывается кислыми метавулканитами—апориолитовыми порфироидами далларской свиты. Исходные лавовые разности менее рассланцованы и отличаются порфировой (бластопорфировой) структурой. В нижней части свиты залегает горизонт апотуфовых хлоритовых сланцев. Первично-осадочные прослои редки и представлены единичными мелкими лин-

зами мраморов. Широко развиты линзовидные тела метагаббро, часто превращенные в актинолитовые сланцы.

Среди порфиритоидов различаются: бластопорфировые альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, альбит-хлоритовые сланцы, хлоритовые рутилоносные сланцы и эпидот-актинолитовые сланцы. Цвет у них зеленый, желто-зеленый и светло-зеленый. Текстура пород сланцевая, гнейсовидная, местами плойчатая, линейная. Невооруженным глазом заметны деформированные вкрапленники плагиоклаза и новообразования хлорита, эпидота, актинолита, карбоната.

Минеральный состав: главные минералы—хлорит, плагиоклаз, эпидот; второстепенные—актинолит, кальцит, кварц; акцессорные—магнетит, лейкоксен, рутил, апатит. Количественно-минеральный состав дается в табл. 1. Детальное петрографическое описание порфиритоидов опубликовано в работе [2] автора.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав апобазальтовых порфиритоидов (в объ. %)

Номера проб	Pl	Chl	Ep	Act	Q	Ka	Mt	Sf	Sc	Ru	Ap
139	26	29	22	—	—	8	15	+	+	+	+
494	16	31	28	—	6	4	9	6	—	+	+
494	19	29	13	19	11	4	5	—	—	+	+
521	20	42	18	+	2	5	7	3	2	1	+
1130	31	29	16	—	—	—	19	+	5	+	+
1168	45	11	13	18	—	—	10	2	—	+	+
1239	36	30	8	—	—	—	13	3	10	—	+
1173	32	13	13	7	21	—	1	9	—	4	+
1219	12	3	13	67	+	+	5	+	+	+	+
1194	14	6	21	54	+	+	+	5	—	+	+
Средн	25,5	22,2	17,2	14,6	3,9	2,3	9,3	2,8	0,7	0,4	+

Обозначения минералов здесь и далее: Act—актинолит, Ap—апатит, Bt—биотит, Chl—хлорит, Cpx—клинопироксен, Ep—эпидот, Ka—карбонат, Ms—мусковит, Mt—магнетит, tMt—титаномагнетит, Ne—нефелин, Ol—оливин, Opx—ортопироксен, Or—ортоклаз, Ore—рудный минерал, Pl—плагиоклаз, Q—кварц, Ru—рутил, Sc—серицит, Sf—сфен, Sil—силлиманит

Химический состав порфиритоидов ггукской свиты представлен в табл. 2. Породы обладают повышенными содержаниями титана, магния и кальция. Для выяснения исходной природы пород, анализы пересчитаны по методу Симонена-Предовского (рис. 1а), из чего видно, что составы порфиритоидов кучно располагаются в поле основных изверженных пород, что подтверждает их первично-магматическую природу. Результаты пересчетов по методу А. Ритмана [13] на возможный (виртуальный) минеральный состав, кристаллизовавшийся из магмы (в объемных процентах), совмещены с табл. 2. Видно, что исходные базальты до метаморфизма могли содержать порфировые вкрапленники основного плагиоклаза и двух пироксенов, а также оливин.

На диаграмме AFM порфиритоиды располагаются в толеитовом поле (рис. 1в), некоторые их составы близки к базальтам СОХ(М) и основным куммулятам (К). По соотношению щелочи-кремнезем (рис.

Таблица 2

Химический состав апобазальтовых порфиритоидов

NN. п п	1	2	3	4	5	6	7
NN обр.	1226	494а	51—12	3616	2855	1225	2946
SiO_2	44.32	45.48	46.93	47,33	48.59	49.95	50.07
TiO_2	1,74	2.67	2,09	1,24	1.15	1,80	1.97
Al_2O_3	15,36*	12,95	12,80	16,25	16,12	14,87	16.07
Fe_2O_3	3,83	10,41	2,21	1,55	2,96	6,02	7.29
FeO	8,49	5.71	9,47	5,11	6,92	5,76	5.76
MnO	0,17	0,20	0,14	0,33	0,25	0,03	0.22
MgO	10,53	7,17	10,34	11,07	9,34	5,44	4.12
CaO	0,29	7,79	9,18	13,39	10,48	7,55	8.13
Na_2O	0,38	1,80	2,44	1,09	2,50	2,44	4.25
K_2O	0,15	0,40	0,31	0,24	0,40	0,35	1.05
P_2O_5	0,24	0,23	н. опр.	0,34	0,16	0,30	0.46
п.п.п.	4,45	4,36	3,93	2,03	1,39	5,10	1.46
H_2O —	0,81	1,30	0,13	0,20	н. обн.	н. обн.	0.10
Sобщ.	0,11	0,05	н. опр.	сл.	н. опр.	н. опр.	н. опр
Сумма	100.87	100.52	99.97	100.08	100.26	99.61	101.95
нормативный минералогический состав							
Q	1,30	1,62	—	—	—	7,69	1,67
Pl	50,40	52,60	51,78	53,32	60,17	59,84	57,64
Ne	—	—	—	—	—	—	—
Cpx	9,00	9,85	21,43	22,40	17,32	6,19	12,39
Opx	34,10	29,89	13,86	18,43	10,32	22,13	6,12
Ol	—	—	9,53	2,92	9,32	—	—
Mt	4,60	5,04	3,40	2,17	2,57	3,40	14,31
Ap	0,60	1,00	—	0,76	0,30	0,75	1,09

Опись анализов: 1—порфиритоид плагиоклаз-хлоритовый, взят в 5 *км* к ССЗ от с. Арзакан; 2—порфиритоид хлорит-эпидотовый, в 3*км* СЗ с. Арзакан; 3—амфиболовый сланец, с. Арзакан [9]; 4—порфиритоид эпидот-актинолитовый в 0,5 *км* к ЮЗ от с. Атарбекян; 5—порфиритоид актинолитовый, 2 *км* ЮЗ с. М. Кишлак; 6—порфиритоид альбит-эпидот-актинолитовый, в 4 *км* к ССЗ от с. Арзакан; 7—порфиритоид альбит-эпидот-хлоритовый, в 2*км* ЮЗ с. Кишлак.

* —в т. ч. 0,11% Cr_2O_3.

Аналитики: пробы 1, 2—В. А. Бабаян, ЦАЛ ИГН АНА; 3, 4—литературные [9]; 5, 6, 8, 9—М. Г. Багдасарян, Н. Пилипосян, ЦАЛ НИГМИ; 7—А. Степанян ЦАЛ УПР геологии Армении; 10—З. Чахмахчян, ЦАЛ ИГН АНА.

1б) порфиритоиды занимают поле базальтов субщелочного характера. Согласно диаграмме Йенсена [16] порфиритоиды соответствуют высокожелезистым толеитовым базальтам (рис. 1г). По нормативному составу (табл. 2) они представлены как кварц-, так и оливин-нормативными базальтами.

По геохимическим особенностям (среднее из 7), в *г/т*: Ni—*370*, Co—23, Cr—570, V—235, Cu—226, Zn—215, Pb—20, Ga—30, Y—4,2, Zr—49, Sr—305, Ba—93, Be—1, Li—19, Sc—29) порфиритоиды, по сравнению со средним составом основных пород [6], заметно обогащены элементами группы железа и халькофилами, имеют близкларковые содержания стронция, лития, скандия и обеднены литофильными элементами. Эти особенности характеризуют их как исходно ме-

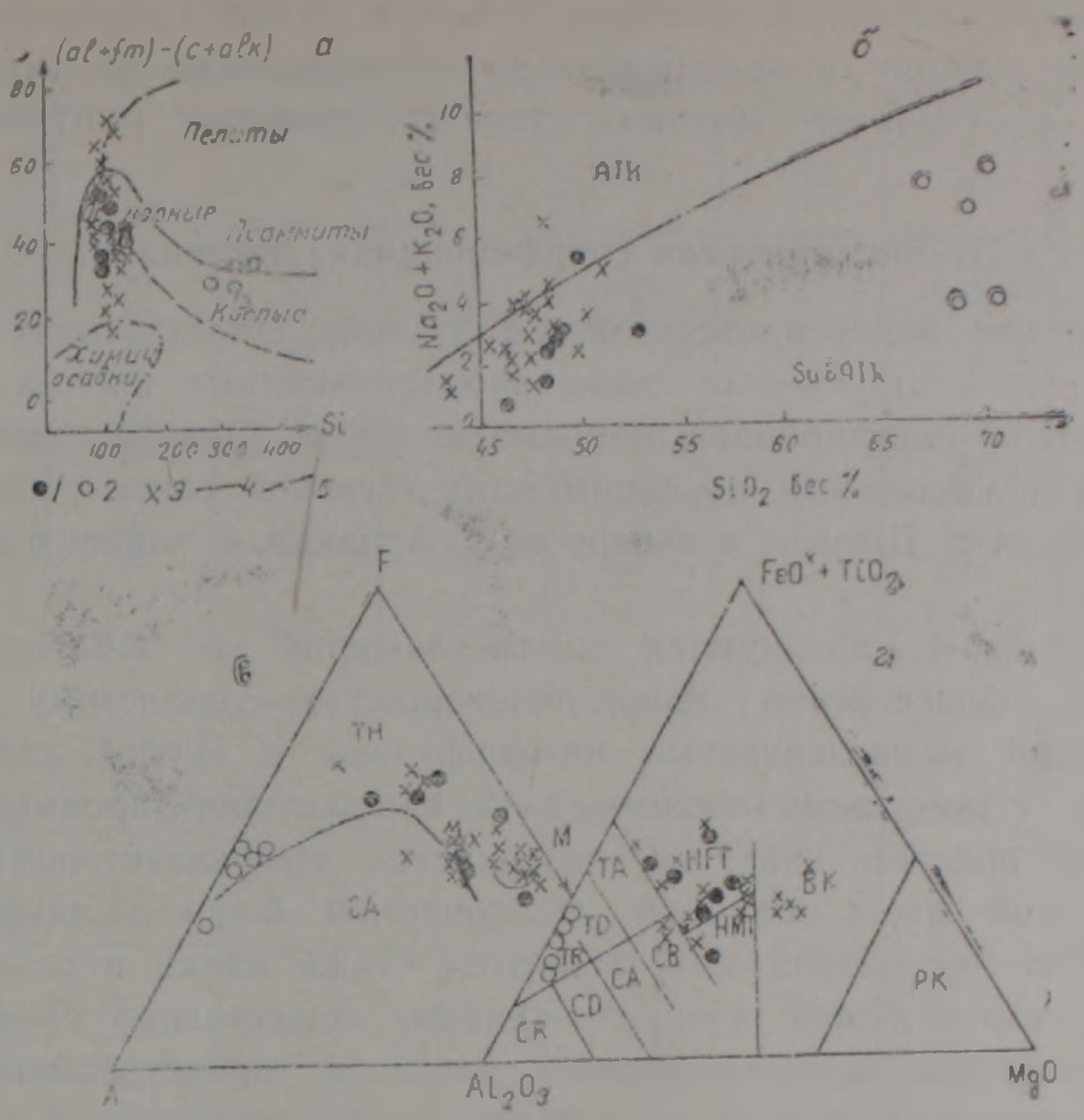


Рис. 1. Петрохимические особености докембрийских вулканических пород Армении. *а*—диаграмма Симонена-Предовского. *Условные обозначения:* 1—порфиритоиды. 2—порфироиды. 3—амфиболиты. 4—изверженные породы. 5—осадочные породы. *б*—Диаграмма сумма щелочей-кремнезем по Ирвину и Барагеру [14]: SubAlk—субщелочные, Aik—щелочные составы. *в*—Диаграмма AFM по Ирвину и Барагеру [14]: TH—толеиты, CA—известково-щелочные, M—средние составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), K—составы основных куммулятов. *г*—Диаграмма Пенсена [1] по разграничению коматиитов. Обозначения полей: PK—ультраосновные коматииты, BK—базальтовые коматииты, HMT—высокомагназиальные толеиты, HFT—высокожелезистые толеиты, TA, TD, TR—толеитовый андезит, дацит, риолит; CB, CA, CD, CR—известково-щелочные базальт, андезит, дацит, риолит.

ланократовые базальты, образованные, возможно, в результате высокой степени плавления субстрата.

Процесс метаморфизма исходного базальта в порфиритоид в соответствии с их нормативным (левая часть уравнения) и модальным (правая часть) составами можно представить в виде реакции изохимической гидратации, где $Mg=(Mg+Fe)$:

базальт + вода = порфиритоид

$$MgSiO_4 + 4MgSiO_3 + CaMgSi_2O_6 + 3CaAl_2Si_2O_8 + NaAlSi_3O_8 + 5H_2O =$$

оливин гиперстен салит плагиоклаз вода

$$= NaAlSi_3O_8 + Mg_5Al_4Si_3O_{10}(OH)_8 + Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH) + 1/2Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3SiO_2.$$

альбит хлорит эпидот актинолит кварц

Таким образом, геолого-петрологические исследования показывают, что порфиритоиды верхнего протерозоя представляют собой

изохимически метаморфизованные в фации зеленых сланцев высокотитанистые оливин- и кварцнормативные толеитовые базальты, образованные в результате высокой степени плавления мантийного субстрата.

1. 2. Риодацитовая (порфироидная) формация

В составе верхнепротерозойской группы Цахкунятского массива нами выделена далларская свита рассланцованных кислых вулканогенных пород—порфироидов мощностью 300 *м*. Она залегает согласно на метабазальтовых порфиритоидах гтукской свиты на правом борту ущелья р. Даллар, к северу от с. Арзакан, а также в верховьях р. Алавар.

Порфироиды картируются по светло-серой и желтовато-бурой окраске и существенно кварц-полевошпатово-слюдистому составу. Преобладают мелкозернистые метаэффузивы с грубой сланцеватой текстурой, с заметными мелкими (1—2*мм*) бластопорфировыми вкрапленниками полевого шпата в тонкозернистой апофельзитовой кварц-полевошпатовой массе, обладают шелковистым блеском сланцевых сколов, обычно без плойчатости. Имеются также пачки и слои сравнительно мягких и более крупночешуйчатых существенно мусковитовых сланцев светлых, серовато-желтых оттенков, представляющие, очевидно, апотуфовые фации, которые содержат оттрелит и андалузит. На правом борту ущелья р. Даллар имеется значительный участок развития магнетитсодержащих порфироидов желто-серого до черного цвета из-за обилия вкрапленности магнетита, доходящего местами до 50% объема с кристаллами от 0,2 до 15 *мм*.

Апоэкструзивные тела слабо рассланцованы, гнейсовидные и возвышаются в рельефе в виде гряд высотой 3—5*м*. Сложены тонкозернистым кварц-полевошпатовым материалом с заметными вкрапленниками альбита и содержат ветвящиеся прожилки и линзы кварца.

Порфироиды далларской свиты перекрываются несогласно мрамора и метагравакками агверанской свиты протерозоя с базальными конгломератами в основании. Они прорываются небольшими телами зеленокаменных габбро, субвулканическими порфироидами—корнями излияний магмы порфироидов, а также тоналитами неокомской Агверанской интрузии.

Под микроскопом порфироиды имеют бластопорфировую структуру с лепидобластовой структурой основной ткани. В них установлены альбит, кварц, мусковит (серицит), хлориты, эпидот, биотит, магнетит, оттрелит, андалузит, рутил, ильменит, пирит, халькопирит, апатит, гематит, циркон. Из них альбит и реже кварц образуют бластопорфировые вкрапленники; оттрелит, андалузит и местами магнетит дают порфиробласты, а остальные входят в основную ткань. Количественно-минеральный состав порфироидов приводится в таблице 3. Детальное петрографическое описание порфироидов приведено в работе [1] автора.

Химизм порфироидов верхнего протерозоя представлен в табли-

Таблица 3

Количественно-минеральный состав апориолитовых порфироидов

NN обр.	Q	Pl	Ms	Bt	Chl	Ore	Порф. ткр.
1204	25	60	10	+	2	3	10
1187	19	68	10	2	—	1	15
996	23	42	30	—	—	5	15
994	20	55	20	1	1	3	—
961	20	65	15	—	—	—	—
956	5	65	5	1	1	23	5
1215	25	55	15	5	+	+	—
1176	50	15	20	5	5	5	—
1262	30	20	30	—	10	10	—
Средний	24.2	49.2	17.3	1.5	2.1	5.6	

Таблица 4

Химический состав апориолитовых порфироидов

№№ п.п	1	2	3	4	5	6
№№ обр.	1204	1187	1124	1204	491	1233
SiO_2	65.65	66.00	68.00	69.14	67.74	40.53
TiO_2	0.45	1.70	0.86	0.56	1.74	3.99
Al_2O_3	15.92	17.42	14.92	15.83	15.25	19.36
Fe_2O_3	6.15	2.68	4.99	3.43	3.43	11.97
FeO	1.09	0.82	0.87	0.44	0.44	5.81
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.07	0.21
MgO	0.24	0.21	0.16	0.32	0.58	4.09
CaO	1.35	2.97	1.78	0.79	2.64	4.31
Na_2O	5.68	2.44	4.10	6.25	2.50	3.32
K_2O	1.66	1.12	2.65	1.80	1.27	2.38
п п.п.	1.05	3.68	1.35	1.03	3.75	3.65
H_2O—	0.05	0.35	н обн.	0,34	0,13	0.32
P_2O_5	0.15	0.73	0.19	0.07	0.50	0.65
Sобщ.	сл.	сл.	сл.	н. опр.	н. обн.	н. опр.
Сумма	99.37	100.14	99.90	100.08	100.04	100.59

Нормативный минералогический состав

Q	26.28	43.17	31.61	24.94	45.32	—
Or	1.46	—	8.35	3.94	—	—
Pl	53.46	32.00	43.20	57.22	32.08	48.50
Bt	8.08	4.10	6.25	4.56	6.30	35.08
Ms	8.17	8.39	8.23	7.91	8.05	—
Sil	—	9.00	—	—	5.49	8.56*
Mt	2.28	1.95	1.94	1.30	1.74	6.50
Ap	0.27	1.40	0.41	0.13	1.02	1.36

Опись анализов: 1—порфироид кварц-полевошпатово-двуслюдяной, взят в 5 км к СЗ от с. Арзакан; 2—порфироид апотуфовый, в 3 км к СЗ от с. Арзакан; 3—порфироид хлорит-серицитовый, в 6 км к СЗ от с. Арзакан; 4—порфироид кварц-полевошпатово-серицитовый, в 4,5 км от с. Арзакан; 5—порфироид оттрелитовый, апотуфовый, в 3 км СЗ с. Арзакан; 6—порфироид с вкрапленностью магнетита, в 15 км ЮЗ разв. с. Даллар.

Аналитики: пробы 1, 2, 3—А. Степанян, ЦАЛ Упр. геологии Армении; 4,5—В. А. Бабаян, ЦАЛ ИГН НАН; 6—Ф. Карапетян, ЦАЛ НИГМИ.

це 4, включая магнетитовый порфироид № 6. На диаграмме Симонена-Предовского они занимают довольно компактный ареал в поле кислых изверженных пород (рис. 1а). По соотношению щелочи-кремнезем порфироиды занимают поля субщелочного [15] риолита-дацита (рис. 1б). На диаграмме AFM они проявляют довольно редкую для кислых вулканогенных пород толеитовую тенденцию (рис. 1в), что подтверждается диаграммой Йенсена, на которой порфироиды располагаются в поле толеитовых риолитов (рис. 1г). Таким образом, по петрографическим и петрохимическим свойствам порфироиды представляют собой метаморфизованные риодациты толеитового типа.

Процесс изохимического зеленосланцевого метаморфизма риодацита в порфироид можно продемонстрировать следующей реакцией:

риолит + вода = порфироид

$$NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8 + 2KMg_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 1.5Al_2SiO_5 + 4H_2O =$$

плагиоклаз ортоклаз биотит силлиманит вода

$$= NaAlSi_3O_8 + 2KAlSi_3O_{10}(OH)_2 + KMgSi_3O_{10}(OH)_2 + 1.2Mg_4Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$$

альбит мусковит биотит хлорит

Геохимические особенности порфироидов, по данным средних содержаний элементов-примесей, следующие (в *г/т*): Ni—15, Co—5, Cr—7, V—34, Cu—72, Zn—49, Pb—39, Ga—47, Y—79, Yb—7,5, Zr—217, Sr—234, Ba—116, Be—4, Li—4, Sc—12. По сравнению с кислыми породами [6], порфироиды несколько обогащены никелем, обеднены хромом, но имеют кларковые содержания кобальта и ванадия, обогащены медью и свинцом при кларковом содержании цинка, обогащены литофильными элементами—галлием, иттрием, цирконием, барием при кларковых содержаниях стронция, пониженного—лития и повышенного—скандия. Обогащенность никелем, толеитовый химизм и тесная сопряженность с базальтами могут свидетельствовать в пользу гипотезы об образовании кислой магмы в ходе кристаллизационной дифференции толеитовой магмы порфиритоидов.

Таким образом смена базальтов риодацитами в едином непрерывном разрезе, общий толеитовый тренд химизма и их геохимическое сродство позволяют рассматривать эту последовательность метавулканитов Арзаканской части в качестве единой базальт-риолитовой контрастно-дифференцированной вулканической серии верхнего протерозоя окраинно-континентального (островодужного) типа.

2. БАЗАЛЬТОВАЯ (АМФИБОЛИТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Базальтовая (амфиболитовая) формация докембрия Армении занимает площадь 102 *кв. км* в бассейнах рек Мармарик и Касах и на водоразделе Цахкуняцкого хребта при мощности порядка 2—2,5 *км*. Ввиду того, что данная формация выделяется и характеризуется впервые, укажем, что ее обнажения можно наблюдать у селений Мармарик, Кабахлу, Анкаван, Мравян, Дзораглух. Характерной особенностью амфиболитовой толщи является тесное переплетение амфиболитов с серпентинитами и тронджемитами (плагиогранитами). Ас-

социация амфиболит-серпентинит-тронджемит настолько универсальна, что более или менее сплошные интрузивные массивы тронджемитов (т. н. «Ходжадзорский», «Адамадзорский», «Улашикский») содержат неисчислимое количество пластообразных останцев и несмещенных ксенолитов, амфиболитов и серпентинитов, сохранивших элементы залегания амфиболитовой «рамы». Соотношения амфиболитов с парасланцами нижней серии тектонические, что отчетливо наблюдается вдоль западного склона Цахкуняцкого хребта от с. Чкнах на север через г. Дамлик до вершины г. Ухтакар (Деветаш) и с. Сипан (Курибугаз). По указанной линии, известной как зона Лусагюхского (Каранлугского) разлома, пластина парасланцев среднего протерозоя (нижней серии) с линзами мраморов и доломитов тектонически пододвинута под толщу амфиболитов. Тесная ассоциация серпентинит-амфиболит-тронджемит с тектоническими контактами с окружением указывает на самостоятельность данной ассоциации, принадлежащей, очевидно, к океанической (задуговой) коре Протетиса, надвинутой на континентальную окраину с сиалическим основанием юго-восточной—Арзаканской части Цахкуняцкого массива.

Амфиболиты смяты в изоклинальные складки и в результате докембрийского регионального метаморфизма потеряли свои первичные текстурно-структурные особенности базальтов и габбро, за счет которых они образовались. В разрезе амфиболитовой толщи встречаются прослои и горизонты черных апофтанитовых графит-гранат-мусковитовых кварцитовых сланцев мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, сопоставимых с яшмо-радиоляритами фанерозойских офиолитов. В верхах свиты, к северу от с. Анкаван встречаются прослои мраморов. На Дамликском перевале наблюдаются две крупные линзы мраморов в ассоциации со слюдяными парасланцами, огибаемые серпентинитами. Эти блоки, очевидно, являются олистолитами пород среднего протерозоя (рис. 1).

По текстурно-структурным особенностям амфиболиты можно подразделить на крупнокристаллические интрузивно-субвулканические апогаббровые и средне-мелкозернистые лавово-пирокластические апоэффузивные разности. Апогаббровые, в свою очередь, подразделяются на серо-зеленые хлорит-роговообманковые рутилоносные амфиболиты и линейно-кристаллические темно-зеленые, черные амфиболиты. Апоэффузивные подразделяются на тонкополосчатые и микропорфиробластовые разности. Под действием тронджемитовой магмы образованы инъецированные и в различной степени эпидотизированные (празинитизированные) амфиболиты и эпидозиты. Под термальным воздействием интрузий гранито-гнейсов, прорывающих амфиболиты к востоку от с. Меликгюх, наблюдается ороговикование и скарнирование амфиболитов. На контакте с посткинематическими неокомскими тоналитами по амфиболитам образуются черные роговообманковые и серые пироксеновые и гранат-пироксеновые полосчатые роговики (у с. Анкаван). Промышленные скопления рутила

связаны с апогаббровыми амфиболитами, однако их празинитизация местами ведет к замещению рутила лейкоксеном.

Петрография амфиболитов практически не освещена в литературе, за исключением кратких сведений, приводимых В. Н. Котляром [9].

Апогаббровые амфиболиты имеют крупнокристаллическое сложение, при этом существенно рутилоносные разности имеют светлую серо-зеленую окраску: сравнительно мягкие из-за значительного, нередко преобладающего содержания клинохлора. Текстура спутанно-чешуйчатая, сравнительно слабо рассланцованная, приближающаяся к массивной. Линейно-кристаллические разности образуются за счет спутанно-волокнистых и отличаются более густой темно-зеленой до черного окраской, более высокой прочностью и развитой кристаллизационной сланцеватостью. В этих преобразованиях значительную роль играет термальное влияние трондъемитов, густо пронизывающих толщу амфиболитов.

Под микроскопом амфиболиты имеют лепидо-нематобластовую структуру и состоят из саблевидных и удлиненно-линзовидных кристаллов сине-зеленой роговой обманки, составляющей 50-80% и желтовато-зеленого клинохлора (10—35%) размером до 10 *мм*, в среднем 2—3 *мм*, с более мелкими кристаллами в промежутках. Плагиоклаз представлен альбитом в виде мелких ксеноморфных зерен размером 0,1—0,5 *мм* в промежутках зерен амфибола и хлорита основной ткани. Рутил (2—5%) образует псевдоморфные скопления таблитчатой формы, развитые по первичному ильмениту размером до 2 *мм*, состоящие из тесного срастания мелких зерен размером 0,1—0,5 *мм* золотисто-желтого цвета. Роговая обманка плеохроирует: Ng—зеленовато-синий, Nm—желтовато-зеленый, Np—бледно-зеленовато-желтый по схеме $Ng > Nm \gg Np$, $2V = -80°$, $r > v$. Наблюдается отчетливая зональность как по окраске, сгущающейся к периферии кристаллов, так и по углу угасания c: Ng от 22° в ядре до 13° на периферии, связанная с увеличением содержания глинозема от центра к периферии кристаллов. Клинохлор плеохроирует: Ng—бесцветный, Nm—бледно-зеленоватый, Np—бледно-зеленый по схеме $Ng < Nm = Np$, погасание прямое, удлинение отрицательное, $Ng - Np = 0.007$, $2V = +28°$. Представлен магнезиальным хлоритом с одинаковым содержанием амезитовой и антигоритовой составляющих.

Приведенные особенности характерны для апогаббровых амфиболитов с наибольшим содержанием рутила. Местами сохранились еще менее рассланцованные разности, текстурно наиболее близкие к исходной породе, представленные преимущественно карбонат-клинохлоровой породой с крупными чистыми кристаллами рутила. Минералогический переход к линейно-кристаллическим сопровождается появлением сравнительно крупных пойкилобластических кристаллов водянопрозрачного альбита таблитчатой формы размером 1—3 *мм*, наложенных на структурный рисунок породы. Происходит сгущение окраски амфибола, уменьшение содержания хлорита и появление лейкоксеновой кай-

мы вокруг рутила. Местами, при полной празинитизации амфиболитов происходит полное замещение рутила лейкоксеном, что сопровождается развитием в породе эпидота и переходом в желтовато-зеленый эпидот-амфиболовый сланец и эпидозит с густоокрашенной глиноземистой роговой обманкой.

Метаэффузивные— более мелкозернистые амфиболиты преобладают в объеме толщи. Окраска у них черная с зеленоватым оттенком, текстура сланцевая. Для них характерны сегрегационные полосы альбита светло-серого и белого цвета. Минералогически они идентичны вышеописанным апогаббровым амфиболитам.

Количественно-минералогический состав амфиболитов приводится в табл. 5, совмещенной с таблицей химических анализов тех же образцов.

Таблица 5

Химические анализы и модальные количественно-минеральные составы апобазальтовых амфиболитов

№№ п п	1	2	3	4	5	6	7
№№ обр.	2115	2118	2090	2348	2309	2358	2691
SiO_2	41.45	41.95	44.52	44.55	45.30	45.50	45.36
TiO_2	0.78	1.84	1.25	0.70	1.25	1.05	0.15
Al_2O_3	11.50	8.27	16.28	14.41	11.39	12.42	19.00
Fe_2O_3	3.47	6.71	7.18	3.90	3.11	1.29	2.54
FeO	9.15	8.29	4.30	10.15	8.82	9.86	6.50
MnO	0.25	0.21	0.14	0.07	0.20	0.22	0.20
MgO	19.40	16.95	5.92	12.87	16.95	16.32	9.68
CaO	8.12	11.21	17.08	5.30	8.61	8.90	8.84
Na_2O	0.98	0.92	1.85	0.90	1.25	1.60	2.87
K_2O	0.32	0.24	0.67	0.26	0.27	0.37	0.82
P_2O_5	0.20	0.35	0.13	0.23	0.21	0.22	0.36
п.п.п.	4.11	2.50	1.33	5.83	3.20	2.64	3.30
H_2O	н. обн.	н. обн.	0.17	н. обн.	н обн.	н. обн.	н. обн.
Sобщ.	сл.	сл.	сл.	сл.	н.опр.	сл.	сл.
Сумма	99.73	99.44	100.02	99.17	100.56	100.39	99.62
Количественно-минеральный состав							
Кварц	1.0	—	—	—	3.0	—	—
Плагиоклаз	2.0	—	—	30.0	12.0	12.0	28.0
Амфибол	84.0	72.0	22.0	66.0	70.0	64.5	45.0
Хлорит	11.0	20.0	5.0	—	12.0	18.5	20.0
Эпидот	—	3.0	64.0	—	—	2.0	4.0
Рутил	2.0	—	—	3.0	1.5	1.5	2.0
Сфен	—	—	2.0	—	—	1.5	+
Магнетит	—	5.0	5.5	0.5	0.5	—	—
Апатит	+	+	1.5	0.5	1.0	—	1.0

Описв анализов: 1—амфиболит апогаббровый, в 2 *км* к С от с. Мравян; 2—амфиболит меланократовый, 2,3 *км* ЮВ с. Ттуджур; 3—амфиболит аподиабазовый, частично эпидотизированный, 2,5 *км* Ю с. Ттуджур; 4—амфиболит апогаббровый, 1 *км* С с. Чкнах; 5—амфиболит апогаббровый, крупнозернистый, 3 *км* С с. Чкнах; 6—амфиболит крупнокристаллический, 1,3 *км* С с. Чкнах; 7—амфиболит среднезернистый, черный, 2 *км* ССЗ с. Анкаван.

Аналитики: пробы 1—7 Л. Н. Григорян, Н. Пилипосян, М. Г. Багдасарян ЦАЛ НИГМИ.

Продолжение таблицы 5

№№ п п	8	9	10	11	12	13	14
№№ сбр.	2367	2114	2647	2990	2360	2139	2679
SiO_2	46.76	46.77	46.42	46.70	46.92	47.00	47.06
TiO_2	1.57	0.93	1.40	2.30	1.24	1.69	0.89
Al_2O_3	11.35	13.85	15.40	15.41	12.84	18.40	17.24
Fe_2O_3	2.58	3.60	3.59	5.46	4.36	12.19	3.67
FeO	9.15	7.35	7.51	7.72	8.17	3.45	5.36
MnO	0.22	0.19	0.27	0.10	0.15	0.19	0.21
MgO	15.32	12.16	9.45	5.74	11.47	2.52	9.38
CaO	9.11	10.98	10.82	12.71	8.23	6.47	11.30
Na_2O	1.80	2.50	3.37	2.50	3.00	5.30	3.00
K_2O	0.25	0.31	0.62	1.40	н. обн.	1.10	0.40
P_2O_5	0.19	0.09	сл.	0.29	0.05	0.14	сл
п. пп	2.02	1.26	1.02	0.49	2.75	1.69	1.66
H_2O	н. обн.	н. обн	н. обн.	н. обн.	0.27	н. обн.	н. обн.
Sобщ	сл.	сл.	сл.	сл.	н. обн	сл.	сл.
Сумма	100.32	99.99	99.37	100.82	99.48	100.41	100.17
Количественно-минеральный состав							
Кварц	—	—	5.0	—	—	12.0	—
Плагиоклаз	25.0	12.0	10.0	12.0	28.0	52.0	32.0
Амфибол	62.5	86.0	37.0	35.0	58.0	—	35.0
Хлорит	10.0	—	20.0	—	12.0	10.0Bt	—
Эпидот	—	—	24.0	40.0	0.5	17.0	32.0
Рутил	2.0	2.0	—	—	1.0	—	—
Сфен	0.5	—	3.0	12.0	0.5	+	1.0
Магнетит	—	-	—	—	—	7.0	—
Апатит	+	+	1.0	1.0	+	2.0	+

Опись анализов: 8—амфиболит пятнистый, апогаббровый, 1,2 *км* на С от с. Чкнах; 9—амфиболит апогаббровый, 1,8 *км* С. с. Мравян; 10—амфиболит перемятый, 2 *км* СВ с. Меликгюх; 11—амфиболит из крупного останца в тондьемитах, в 2,5 *км* на Ю от с. М. Кишлак; 12—амфиболит апогаббровый, крупнозернистый, рутилоносный, 1,1 *км* на С от с. Чкнах; 13—амфиболит эпидотизированный, в 0,7 *км* СЗ с. Дзораглух; 14—амфиболит среднезернистый, 5,5 *км* СЗ с. Анкаван.

Аналитики: пробы 8—11 Л. Н. Григорян, Н. Пилипосян, М. Г. Багдасарян ЦАЛ НИГМИ; 12—З. Гаспарян, ЦАЛ ИГН НАН; 13, 14—Л. Н. Григорян ЦАЛ НИГМИ.

Химизм амфиболитов представляется впервые на основании 20 полных силикатных химических анализов по материалам автора (табл. 5). Содержания окиси кремния ограничиваются в пределах 43—51%, что типично для меланократовых базальтов. В ряде проб (№№ 1, 2, 5, 6, 8) наблюдаются пониженные содержания глинозема (8—12%) при высоких содержаниях окиси магния (16—19%), характерные для базальтовых коматиитов. Первичная природа амфиболитов, согласно диаграмме Предовского-Симонена (рис. 1а), соответствует основным изверженным породам. По соотношению сумма щелочей-кремнезем (рис. 1б) амфиболиты (крестики) занимают поле базальта и пикробазальта преимущественно субщелочного характера. На диаграмме AFM амфиболиты группируются в толеитовом поле

Продолжение таблицы 5

№№ п/п	15	16	17	18	19	20
№№ обр.	2551	2680	2739	2345	2470	2103
SiO_2	47.70	47.61	47.45	49.22	45.70	50.50
TiO_2	1.07	1.22	2.01	1.22	0.59	1.00
Al_2O_3	14.49	16.63	12.36	15.48	18.60	16.82
Fe_2O_3	3.44	3.47	8.62	3.82	3.17	4.12
FeO	8.97	5.73	8.01	8.01	5.30	4.26
MnO	0.21	0.23	0.31	0.17	0.17	0.14
MgO	13.23	9.28	6.34	9.27	7.29	6.18
CaO	4.49	9.55	9.62	7.36	15.79	10.77
Na_2O	1.92	4.00	3.00	3.50	2.00	4.15
K_2O	0.21	0.37	0.82	н. обн.	0.35	0.82
P_2O_5	сл.	0.37	0.03	н. опр.	0.15	0.11
п.п.п.	4.08	1.06	0.90	2.15	1.60	1.54
H_2O	0.10	н. обн.	0.08	0.48	н. обн.	н. обн.
Sобщ.	сл.	0.48	0.03	0.01	сл.	сл.
Сумма	99.91	100.60	99.58	100.69	100.71	100.41
Количественно-минеральный состав						
Кварц	22.0	12.0	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	22.0	50.0	13.0	18.0	35.0
Амфибол	2.0	54.0	43.5	41.0	63.0	41.0
Хлорит	75.0	—	—	22.0	—	—
Эпидот	—	9.0	—	21.0*	1.0	20.0
Рутил	1.0	3.0	—	2.0	—	—
Сфен	+	—	2.0	—	—	2.5
Магнетит	—	—	4.0	—	—	—
Апатит	+	+	0.5	1.0	18.0**	1.5

Опись анализов: 15—амфиболит апогаббровый, амфибол-хлоритовый, в 3,5 *км* СВ с. Меликгюх; 16—амфиболит эпидотизированный, в 5 *км* СЗ с. Анкаван; 17—амфиболит среднезернистый, 1 *км* СЗ с. Зар (Кабахлу); 18—амфиболит пятнистый, рутилоносный, в 1 *км* на С от с. Чкнах; 19—амфиболит ороговикованный из перевала в 1,5 *км* к СВ от горы Тухманук; 20—амфиболит эпидот-актинолитовый, в 3,5 *км* СЗ с. Мравян.

*—в.т. ч. 2% мусковита. **—в. т. ч. 17% карбоната.

Аналитики: пробы 15—20 Л. Н. Григорян, Ф. Акопян, М. Арутюнян ЦАЛ НИГМИ.

(рис. 1в). Примечательны кучные скопления фигуративных точек на этой диаграмме около составов коматиитов (К) и базальтов СОХ(М) с трендом дифференциации в толеитовом поле. Согласно нормативно-минералогическому составу исходные базальты могли состоять из оливина, двух пироксенов и основного плагиоклаза с полным отсутствием кварцнормативных разностей базальтов (табл. 6). Согласно диаграмме Йенсена [6], пробы 1, 2, 5, 6 и 8 представляют собой базальтовые коматииты (рис. 1г), которые выявляются в разрезе Армяно-Иранского мезоконтинента впервые.

Геохимическая характеристика метабазальтовых амфиболитов докембрия также приводится впервые. Она основана на 97 количественно-спектральных анализах на Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, выполненных в ВИРГ,

Таблица 6

Нормативный минералогический состав исходных базальтов (эдуктов амфиболитов)

№№ п п	1	2	3	4	5	6	7
Q	—	—	—	—	—	—	—
Pl	41.62	26.33	41.67	41·90	40.83	45.74	70.51
Ne	—	—	7.48	—	—	—	2.26
Cpx	12·00	31.01	45.89	3·80*	17.09	15.80	—
Opx	5.66	5.14	—	49.38	17.43	10·96	—
Ol	37.62	29.52	2.19	2.35	22.28	24·84	20 51
tMt	2.60	3.25	2·45	2.07	2.37	2.18	1.99
Ap	0.50	0.75	0.32	0.50	н. опр.	0.48	0.73

№№ п п	8	9	10	11	12	13	14
Q	—	—	—	5·63*	—	—	—
Pl	42.61	51·28	49.38	47.62	53.46	68·25	59.48
Ne	—	0.42	6.50	3.67	—	8.90	2.86
Cpx	19.98	25.46	25.93	31.39	17.22	7·87	20.75
Opx	16.84	—	—	—	9.59	—	—
Ol	17.37	20.12	15.28	7.30	16.31	9.92	14.51
tMt	2.72	2.56	2.91	3·72	3.25	4.75	2.40
Ap	0.48	0.16	—	0.67	0.17	0.31	—

№№ п п	15	16	17	18	19	20
Q	—	—	—	—	—	—
Pl	47.09	59.94	53.96	63.50	52.87	68.05
Ne	4.91*	4.57	—	—	5.68	1·20
Cpx	—	16.42	29.22	8.80	32.39	16·70
Opx	45.39	—	4.16	14.27	—	—
Ol	—	15.76	8.94	10.70	7.70	11.30
tMt	2·61	2.54	3·72	2.73	1.65	2.45A
Ap	+	0.77	+	+	0.31	0.30

и на 50 приближенно-количественных анализах на 24 элемента, включая Cr, Nb, Y, Zr и др., выполненных в ИГН НАН. По усредненным значениям амфиболиты характеризуются следующими концентрациями элементов-примесей: Ni—304, Co—45, Cr—534, V—154, Cu—112, Pb—4,5, Zn—131, Y—7,2, Yb—1,2, Rb—5,2 Sr—180, Ba—140, Li—13, Sc—20. По этим данным, по составу амфиболиты близки к толеитовым базальтам СОХ типа Е согласно [8, табл. 2] с несколько повышенными значениями Ni и Sr и пониженными—Zr, что свидетельствует о более основном составе исходных базальтов.

Результаты геолого-петрологических исследований позволяют считать амфиболиты верхнепротерозойской анкаванской свиты кристаллического фундамента сочетанием базальтов и габбро с прослоями апофтанитовых черных кварцитов (палеояшм) и олистолитов мрамо-ров и слюдяных сланцев. Химический состав и геохимические особенности подтверждают их изверженное происхождение за счет оливиновых толеитовых базальтов СОХ с заметной ролью базальтовых коматиитов и оливиновых габбро. Эти данные и наличие в них линз апогарцбур-

гитовых серпентинитов позволяют нам выделить в Армении вулканогенную серию офиолитовой ассоциации докембрия с коматиитовой тенденцией в качестве фрагмента океанической коры верхнепротерозойского Протетиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-петрологическое исследование докембрийских вулканических формаций позволило выделить две различные, но одновозрастные палеовулканические серии верхнего протерозоя: 1) контрастно-дифференцированную базальт-риолитовую серию окраинно-континентального (островодужного) типа и 2) базальтовую серию с коматиитовой тенденцией офиолитовой ассоциации совместно с ультрамафитами. Эволюция контрастной серии шла на сиалическом фундаменте, представленном высокометаморфизованным полиметаморфическим нижним структурным этажом среднепротерозойского возраста. Офиолитовая серия образовалась в обстановке спрединга дна океанического, либо задугового бассейна и была затем обдуцирована на активную окраину (дугу).

Байкальский (пан-африканский) региональный метаморфизм, последовавший после аккреции островодужных и океанических вулканических областей, проходил в условиях фации зеленых сланцев и затронул в одинаковой мере как вулканиты контрастной серии, превратив их в порфиритоиды и порфироиды, так и офиолитовой серии с образованием амфиболитов.

Наличие на Цахкуняцком кристаллическом массиве сочленения двух различных физико-географических зон верхнего протерозоя на относительно небольшой площади в 600 *кв. км* может показаться событием исключительно малой вероятности. По-видимому, зоны конвергенции (коллизии, обдукции, трансформы) обладают определенным консерватизмом в ходе эволюции подвижных областей, поскольку плоскости сутур подобных сочленений крупных блоков земной коры уходят глубоко в мантию, сохраняясь в качестве своеобразных рубцов—корней гор. При последующих перестройках структурных планов и тектонических режимов отдельные части подобных сутурных швов могут сохраняться в виде срединных массивов и устойчивых блоков фундамента в складчатом обрамлении.

Институт геологических наук
НАН Республики Армения

Поступила 30.VII.1993

Վ. Ա. ԱՂԱՐՑԱՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՆՉՔԵՄԲՐՅԱՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հայաստանի տարածքում մերկացող Հայ-Իրանական մեզոկոնտինենտի մինչքեմբրյան բյուրեղային հիմքի ելուստը հանդիսացող Ծաղկունյացի զանգվածում կանաչ թերթաքարային մետամորֆիզմի ենթարկված մինչև

2500 մետր հզորության հասնող հրաբխածին թերթաքարերի սկզբնական կազմի վերականգնումը ցույց է տալիս, որ նրանք ունեն բազալտի և ռիոլիտի կազմ առանց միջանկյալ տարատեսակների։ Բազալտները փոխվել են ալբիտ-էպիդոտ-ակտինոլիտային պորֆիրիտոիդի և ալբիտ-հորնբլենդային ամֆիբոլիտի, իսկ ռիոլիտները՝ քվարց-դաշտային շտապ-փայլարային պորֆիրոիդի։ Ամֆիբոլիտների մի մասը ունի բազալտային կոմատիիտի կազմ, որն առաջին անգամն է հայտնաբերվում Կովսաս-Միջին Արևելք ռեգիոնում։

Հրաբխականությունը տեղի է ունեցել միայն վերին պրոտերոզոյում, իսկ ավելի հին՝ միջին պրոտերոզոյի բարձր աստիճանի մետամորֆիզմի ենթարկված հաստվածքը գուրկ է հրաբխականությունից։

Ըստ հրաբխականության բնույթի Ծաղկունյաց զանգվածի տարածքում առանձնանում են երկու տարբեր ֆիզիկո-աշխարհագրական մարզերի առաջացումներ։ Առաջինը՝ դա կոնտինենտալ հիմքի վրա կազմավորված կոնտրաստ-դիֆերենցված բազալտ-ռիոլիտային աղեղնային մարզն է, որը ներկայացված է պորֆիրիտոիդ-պորֆիրոիդ ներդաշնակ հաստվածքով՝ Ծաղկունյաց զանգվածի հարավային մասում, իսկ երկրորդը՝ դա օֆիոլիտային (օվկիանոսային) կոմատիիտ-բազալտային մարզն է՝ Ապարան-Հանքավանի մասում, ներկայացված ամֆիբոլիտներով և ուլտրամաֆիտներով։ Հետագա ակրեցիայի հետևանքով, օվկիանոսային կեղևը վրաշարժվել է աղեղի վրա և վերին պրոտերոզոյում նրանք ենթարկվել են կանաչթերթաքարային մետամորֆիզմի։ Հրաբխածին ապարների միջքեմբրյան հասակը որոշվում է 620 մլն. տարի Rb/Sr իզոքրոն բացարձակ հասակ ունեցող գրանիտո-գնեյսերով հատվելու հիման վրա։

V. A. AGAMALIAN

THE PRE-CAMBRIAN VOLCANISM IN ARMENIA

Abstract

The characteristics of the Pre-Cambrian volcanism of the north-western margin of the Peri-Gondwana Iran-Armenian Mesocontinent are given on the example of the Tsakhkunyats crystalic massif of Armenia. On the basis of the detailed mapping and petrological reconstructions of the initial chemical and minerological compositions of the Pre-Cambrian metavolcanites. with the metamorphism being «removed», there are distinguished two separated palaeovolcanic areas of the Upper Proterozoic: a marginal-continental area of distinctly differentiated basaltic-rhyolithic volcanism and an area of ophiolitic comatiit-basaltic volcanism.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агамалян В. А.* О выделении свиты аполипаритовых порфироидов в Арзаканском кристаллическом массиве.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, т. XXI, № 5, с. 25—30.
2. *Агамалян В. А.* Докембрий Армянской ССР.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 5, «Литология». Изд. АН АрмССР, Ереван: 1974, с. 9—57.
3. *Агамалян В. А., Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-

формационных зон территории Армянской ССР.—Докл. Кавказской рабочей встречи Межд. Проекта № 5 МПГК, 1982, с. 15—16.
4. *Агамалян В. А.* Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 13—24.
5. *Аракелян Р. А.* История нижнепалеозойского вулканизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО. 1959, вып. 1, с. 21—28.
6. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван: 1985, 291 с.
7. *Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В.* Средние химические составы магматических горных пород. М.: Изд. «Недра», 1987.
8. *Коваленко В. И.* (ред.) Эволюция магматизма в истории Земли. Серия «Магматические горные породы». М.: Изд. «Наука», 1987, 438 с.
9. *Котляр В. Н.* Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
10. *Паффенгольц К. Н.* Геология Армении. Гос. изд. геол. лит. Мингео. СССР, М.—Л., 1948, 895 с.
11. *Паффенгольц К. Н.* Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 434 с.
12. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Изд. «Наука», 1980.
13. *Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород М.: Изд. «Мир», 1975, 228 с.
14. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера М.: Изд. «Мир», 1983, 488 с.
15. **Irvin T. N. and Barager W. R. A.**, 1971, A guade to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Journ. of Earth Sciences. vol. 8 p. 523—548.
16. **Jensen L. S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dep. of Mines, Miscelaneous Paper 66, 1976.
17. **Stoklin J.** Orogeny and Evolufion in the Middle East. In: Tectonics of Asia, 27-th Intern. Geol. Congr. Coll. 05, Rep.. v. 5, «Nauka», Moskow, 1984, 65—84.

Известия НАН РА. Науки о Земле. XLVII, 1994. №1—2. 24—33

УДК 551.214

Р. А. МАНДАЛЯН

О ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНОМ ПАРАГЕНЕЗИСЕ (АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

Вулканогенно-карбонатный парагенезис относится к сложному типу вулканогенно-осадочного сонахождения. Имея большую линейную протяженность, он возникает в разной седиментационной обстановке—от океанических глубин до материковой отмели и локально в континентально-озерных условиях. В каждом случае наряду с общими чертами ему присущи местные особенности, обусловленные сочетанием седиментационных (батиметрия, климат, скорость накопления осадков) и вулканических (форма и периодичность проявлений, состав продуктов) предпосылок. Детальный анализ вулканогенно-карбонатного парагенезиса, проведенный на примере формаций верхней юры неокома Малого Кавказа, позволяет приблизиться к расшифровке этого сложного явления. Его познание важно и применимо во многих отраслях науки о Земле—как региональных, так и практических.

Устойчивое пространственное сонахождение вулканических продуктов и карбонатных накоплений в пределах единой серии или мощного горизонта принадлежит к числу неординарных геологических явлений. Оно по существу образовано двумя породными компонентами, качественно разными по своей геологической природе—источнику вещества, составу, термодинамическим условиям формирования, механизму и скорости наращивания мощностей. Вулканогенно-карбонатному парагенезису присущи особенности, отличающие его от иных типов вулканогенно-осадочного сонахождения: вулканогенно-обломочного, терригенно-пирокластического, кремнисто-вулканогенного. Отметим главные из них.

—Сам по себе состав карбонатных накоплений как среды, способной к активным обменным процессам, включая нейтрализацию кислых вулканических терм.

—Возможность наращивания мощностей путем быстрого (по сравнению с органогенно-хемогенным осаждением) роста органогенных построек на вулканическом основании.

Вулканогенно-карбонатный парагенезис формировался во все геологические эпохи—от допалезоя до исторического времени. Он возникал в разной палеогеографической обстановке—от больших глубин бассейна до шельфа и локально—в континентально-озерных условиях. В палеозое Саяно-Алтайской области его линейная протяженность достигала 600 *км*, в верхней юре Малого Кавказа—не менее 200 *км*. В условиях повышенной вулканической активности карбонатонакапление было отчетливо проявлено в отложениях силура-девона Северного Урала, в верхнем палеозое Приморья, поздней юре Сахалина,

Чукотки и Корякского нагорья, верхнем мелу Динарид. Подчеркнем, что подобные пространственные сочетания, как правило, переходят в чисто карбонатные накопления, имеющие региональное или глобальное развитие. В современную эпоху вулканогенно-карбонатный парагенезис развит на больших площадях в вулканической островной дуге Меланезии (Новые Гебриды, архипелаг Бисмарка, Соломоновы острова), просторах Гавайского архипелага, вулканических островах Индийского океана, а также в ряде областей Атлантики и Средиземноморья. Во многих из них и в настоящее время действуют подводные вулканы и формируются поля сольфатар. В геологической практике этот вопрос стал детально обсуждаться в связи с находками реликтов известняков в потоках подушечных лав. В связи с этим Гики и Стрехем (1898), Харкер (1909) и их последователи развили тезис о захвате донных осадков при растекании пиллоу-лав и внедрении вулканического расплава в карбонатные илы морского дна. С аналогичных позиций эти вопросы детально обсуждены в известной работе Р. Широка (1940) «Последовательность в свитах слоистых пород». Впечатляет развитие этого парагенезиса в мощной (до 3*км*) вулканогенно-карбонатной серии кембрия Тувы, изученной В. П. Масловым [11]. Известняки этой серии, представленные главным образом водорослевыми биогермами мощностью порядка 500—600 *м* и реже 800 *м*, выклиниваются и пространственно замещаются вулканическим материалом с линзами карбонатных накоплений. Эпизодическое развитие последних В. П. Маслов связывал с угнетающим воздействием вулканизма на условия жизни организмов. При анализе геологической обстановки он проводил аналогию с современными рифовыми накоплениями острова Рождества, которые перемежаются в залегании с лавами и пирокластами. Эта работа является крупной вехой на пути познания вулканогенно-карбонатного парагенезиса. Дальнейшая разработка вопроса в большей мере связана с развитием литолого-формационного анализа и учения о вулканогенно-осадочном седименто-и литогенезе. В связи с классификацией вулканогенно-карбонатных формаций, помимо вопросов их строения и металлогении, И. В. Хворова [14] обращает внимание на другую особенность состава, проявленную в интенсивной карбонатизации лав и пирокластов. При анализе геосинклинального карбонатонакапления мезозоя Западного и Центрального Средиземноморья и ряда районов Атлантики И. В. Хворова [15] подчеркивает два важных обстоятельства: климатическую обстановку и пространственное размещение относительно крупных структурных зон земной коры. Карбонатонакопление было широко распространено в экваториально-тропическом поясе и сосредоточено главным образом вдоль пассивных континентальных окраин и на внутригеосинклинальных, преимущественно вулканических поднятиях. По своим главным особенностям известняковые толщи, сформированные на внутрибассейновых вулканических поднятиях мало чем отличаются от аналогичных накоплений, образованных на структурах с континентальной ко-

рой, где вулканизм отсутствует. «Следовательно, нет оснований привлекать вулканогенный источник для образования карбонатов»—заключает И. В. Хворова. Очень интересные детали вулканогенно-карбонатного парагенезиса были распознаны Р. Гаррисоном в эоценовой серии полуострова Олимпик (США, штат Вашингтон). При описании горячих контактов между диабазами и подушечными базальтами с пелагическими известняками им был проанализирован ряд моделей их пространственного сонахождения и показаны преобразования донных осадков [17, 18].

Эти и другие сложные стороны вулканогенно-карбонатного парагенезиса изучались автором на примере верхнеюрских-неокомских формаций Малого Кавказа, развитых в Сомхето-Карабахской зоне, Кафанском и Базумском антиклинориях [4—10]. Весьма показательно, что в Малокавказском бассейне сохранилась литологическая специализация позднеюрской эпохи—обильное карбонатонакопление, присущее обширным пространствам Тетиса и его периферий. Вместе с этим здесь отчетливо выражена и местная специфика этого глобального явления в связи с интенсивным синхронным вулканизмом. Она проявлена в следующем.

—Сокращении площади карбонатной седиментации и первичном выклинивании осадков в связи с ростом внутрибассейновых вулканических поднятий.

—Частичном разубоживании карбонатных осадков вулканокластическим материалом и формировании двух разновидностей смешанных пород в зависимости от типа вулканической деятельности: карбонатно-гиалокластитовых и карбонатно-пирокластических накоплений, включая туфоизвестняки.

—Механическом и термально-гидрохимическом воздействии вулканического расплава, давшего потоки подушечного и компактного строения, на донные осадки, что приводит к разубоживанию последних, нарушению линейности, а в конечном итоге к вторичному выклиниванию. Одновременно происходит ускоренное (и временное) обезвоживание осадков, их ранняя перекристаллизация, слабая гематитизация и окремнение.

Расширению представлений о вулканогенно-карбонатном парагенезисе способствовало осуществление глубоководного бурения и драгировки, картирование донных отложений с применением геофизических методов и подводного фотографирования. Здесь налицо особенности глубоководной обстановки—замедленная скорость накопления планктоногенных осадков, длительное пребывание их в нелитифицированном состоянии, существование в океане батиметрического контроля, связанного с уровнем карбонатной компенсации. Показательна также устойчивость микропланктона в отношении термального воздействия вулканизма. Р. Гаррисон, Дж. Хейн, Т. Андерсон [19], изучавшие это явление в области развития подушечных базальтов Срединно-Атлантического хребта, объясняют его наличием защитной органической пленки. Это увязывается с экспериментальными дан-

ными, согласно которым раковины фораминифер легко выдерживают температуры порядка 500°С. Своеобразные породы, образовавшиеся в результате смешения и спекания кокколито-фораминиферовых илов с базальтовыми шлаками, описаны в образцах, поднятых из района Азорских островов (Гипп, 1962). При этом имело место обогащение карбонатных осадков лейкоксеном. Безусловно, в каждом крупном участке материковых окраин (поднятиях, впадинах, континентальном склоне) существуют характерные структурно-магматические и ландшафтно-климатические условия, порождающие свои формы вулканогенно-карбонатного парагенезиса. В связи с изучением карбонатных отложений, вскрытых глубоководными скважинами вдоль северо-западного побережья Африки (41-ый рейс «Гломара Челенджера»), П. П. Тимофеев и В. В. Еремеев [13] отмечают своеобразие накоплений, испытавших привнос вулканогенного материала. В их составе присутствуют две главные разновидности.

—Фация органогенных осадков зоны активного влияния вулканизма характеризуется наличием прослоев вулканического пепла. Соответствующий ей генетический тип—мел наннносоставляющий с прослоями тонкой пирокластики и первичной горизонтальной слоистостью, нарушенной ходами илоедов.

—Фация органогенно-глинистых осадков зоны влияния вулканизма, включающая генетический тип мергеля наннносоставляющего с прослоями глины, обогащенной вулканическим пеплом. Оба типа накоплений характеризуются постоянным присутствием вулканического стекла, минералов группы цеолитов, а также амфибола и пироксенов.

Глубоководные осадки характеризуются незначительным развитием доломитовых накоплений, что подтверждается результатами программ «Мохоул» и «Гломар Челенджер». Согласно представлениям А. И. Конюхова [2] биогенное карбонатонакопление широко представлено на островных вулканических дугах, прежде всего остаточных,—ряде подводных хребтов в Филиппинском море, островных шельфах Новогебридской и Новобританской дуг и других активных и остаточных дугах южной приэкваториальной зоны на западе Тихого океана. На островах, приуроченных к вершинам подводных вулканических хребтов, развиты коралловые рифы со слоями органогенно-детритовых и оолитовых известняков, а также рыхлые пляжевые и дюнные накопления, содержащие пепел и вулканический песок (Энциклопедия региональной геологии мира, 1980).

Таким образом, анализ вулканогенно-карбонатного парагенезиса важен при изучении многих геологических явлений. В свете изложенного рассмотрим его основные научно-практические положения, методически разработанные автором на примере верхней юры-неокома Малого Кавказа с учетом данных по другим регионам.

Панорама сонахождения карбонатных накоплений и вулканитов характеризуется многократной пространственной сменой двух ее составляющих компонентов. Систематизация этого явления, основан-

ная на скрупулезном полевом изучении, показывает развитие двух главных форм пространственных взаимоотношений: согласных (холодных) и несогласных (горячих). Первые возникают при налегании карбонатных илов на уже остывшие потоки лав подушечного или компактного строения. В зависимости от характера карбонатонакопления в этом случае возникают два типа пространственных сочетаний.

—Путем наращивания органогенных построек различной мощности на вулканическом цоколе.

—В связи с органогенным и хемогенным осаждением известковых осадков на поверхности вулканического тела с выполнением неровностей и дальнейшим проникновением (сползанием) илов вглубь потока по трещинам и межподушечному пространству.

Возникновение несогласных (горячих) контактов связано с локализацией вулканического расплава в толще карбонатных осадков и наддонном пространстве. В этом сложном явлении важную роль играет совокупность таких факторов как рельеф дна, места заложения расколов, подводящих вулканический расплав к осадкам, мощности последних и параметры растекающих по ним потоков, периодичность излияний. В деталях это выглядит следующим образом.

1. Субгоризонтальное растекание вулканического расплава по кровле осадков с разрыхлением последних, частичным разубоживанием (до 20—35 *см* по глубине) и вбиранием осадков в подошве формирующегося потока.

2. Растекание вулканического расплава по толще карбонатных илов в условиях крутого рельефа дна, при котором имеет место проникновение (интрудирование) языков вулканического расплава во влажные осадки. Вместе с этим происходит смещение осадков по направлению движения потока, их вбирание или выталкивание вбок. При этом возникают разные формы их прислонения к элементам остывающего потока, в том числе карбонатные оболочки и полусферы, облегающие шар или подушку.

3. Полная локализация вулканического расплава в массе обводненных и в разной степени уплотненных осадков с интенсивным разубоживанием последних. В этом случае от донных осадков сохраняются лишь обрывки пластов, растасканные линзы, бесформенные образования, а также карбонатные оболочки, сваренные с «пиллоу» и испытавшие перекристаллизацию.

Формирование смешанных пород связано с разубоживанием карбонатных накоплений вулканическим материалом и отчетливо контролируется самой формой вулканических проявлений. С трещинными излияниями базальтов и андезитов связано обогащение карбонатных осадков гиалокластитовым материалом, причем это осуществлялось двояким путем:

—В связи с привносом течениями частично отсортированного гиалокластитового материала песчано-алевритовой размерности.

—В результате охлаждения и дезинтеграции шаров и подушек непосредственно в зонах развития карбонатных накоплений.

Первые формируют слоистые толщи, вторые наряду с горизонтально залегающими телами слагают также накопленные линзы и пропластки, рассеянные в вулканическом материале. Состоят они из смеси карбонатных илов с гиалокластитовым материалом, образованным в процессе щелушения и дробления стекловатых корок подушечных лав. Он представлен апогиалиновыми обломками и осколками интенсивно хлоритизированного и монтмориллонитизированного вулканического стекла. В соизмеримом количестве в составе вулканической примеси имеются мелкие фрагменты с диабазовой, интерсертальной и пилотакситовой структурой, а также крупные обломки внутренних частей подушек. Кроме обогащения вулканической примесью и минеральными новообразованиями (халцедон, лейкоксен, хлориты, цеолиты, смектиты) карбонатный материал испытывает неравномерно проявленную перекристаллизацию. В итоге формируется следующий пространственный ряд: подушечная лава с реликтами карбонатного осадка—известковистый (доломитистый) гиалокластит—смешанная карбонатно-лавокластическая порода-известняк (доломит). В разрезе вулканогенно-карбонатной формации верхней юры-неокома Сомхето—Карабахской зоны суммарная мощность подобных смешанных накоплений колеблется в пределах 10—250 *м*. Формирование следующей разновидности смешанных пород обусловлено извержениями вулканов центрального типа, большая часть которых возвышалась над уровнем моря, а также гидроэксплозиями. С этими факторами связано поступление в водную среду и непосредственно в осадки значительных объемов пирокластики, в составе которой по мере удаления от вулканических очагов преобладающим становится витрический и кристаллокластический компонент. Возникают сложные фациальные соотношения, выраженные пространственным рядом известковый туф-туфоизвестняк-известняк. В разрезе мощной (до 2,6 *км*) карбонатно-вулканогенно-обломочной формации верхней юры-неокома Кафанского антиклинория суммарная мощность туфоизвестняков и карбонатно-пирокластических образований находится в пределах 50—150*м*. Формирование этой же разновидности смешанных пород может иметь место в связи с интенсивной эксплозивной деятельностью отдаленных вулканов. Примером служат осадочно-телепирокластические формации, в которых отсутствуют эффузивы и литокластические туфы, однако большое развитие имеют пепловые туфы и туффиты.

Вулканизм и формирование карбонатных пород. По своей химической природе это сочетание на первый взгляд кажется противоречивым. Кажущееся несоответствие состоит в значительной щелочности морской воды, необходимой для осаждения известково-доломитовых накоплений, и раскисляющем воздействии вулканических эманаций. Механизм этого противодействия регулируется явлением ней-

трализации последних, которое включает три типа реакции (Страхов, 1962):

—непосредственное усреднение HCl и H_2SO_4 карбонатами морской воды;

—гидролиз кислых хлоридов и сульфатов Al, Fe с последующим усреднением кислых остатков теми же карбонатами;

—смешение усредненной воды с нормально морской, приводящее к восстановлению обычного количества карбонатов, сульфатов, хлоридов.

На эти процессы, безусловно имевшие место в водоемах прошлого, оказывали воздействие также литологическая специализация и климат каждой конкретной эпохи. Изложенные детали пространственных взаимоотношений осадок-вулканический расплав позволяют обратиться и к другому фактору нейтрализации, связанному с непосредственным воздействием вулканических эксгаляций (и терм) на ранее сформированные известково-доломитовые накопления.

Таким образом, наличие значительных объемов донных карбонатных осадков, являющихся, по существу, природным фильтром, является важным фактором в рассматриваемом процессе. Другим предполагаемым фактором, влияющим на карбонатное равновесие (перевод в бикарбонат и затруднение карбонатной садки), является выделение углекислого газа в процессе подводных извержений и газогидротермальной деятельности. В этом вопросе важно учитывать временной фактор—прерывистость вулканических явлений в сравнении с непрерывным осаждением карбонатных накоплений. Показательна также несоизмеримость в скоростях накопления продуктов. Карбонатный фактор накладывает отпечаток и на облик вулканических продуктов. Это выражено в интенсивной кальцитизации темноцветных минералов (амфибол, оливин, пироксены), выполнении горячих или остывших газовых пустот карбонатными илами, переотложении карбоната в полостях в форме натеков и друз. Этими явлениями и обусловлено высокое (до 30—35%) содержание кальцита в валовых химических анализах эффузивных пород, что создает необходимость пересчета (с учетом CO_2) на бескарбонатную основу. Итак, намечается связь между седиментационной средой и некоторыми особенностями формирующихся на этом фоне вулканических образований. Это явление имеет, очевидно, не только механическую природу, если иметь в виду значительную роль водяных паров и CO_2 в конечную стадию кристаллизации вулканического расплава, а также в поствулканических процессах. Процесс нейтрализации кислых вулканических растворов карбонатным компонентом, безусловно, охватывал большой интервал времени, включая литификацию и окаменение карбонатных накоплений. С этим же фактором, очевидно, связано отсутствие или очень слабое развитие в эффузивах таких преобразований как гидротермальная каолинизация и гидрослюдизация.

Полезные ископаемые, развитые в составе вулканогенно-карбо-

натного парагенезиса, разнообразны. Это месторождения карбонатного сырья (известняк, доломит), связанные с крупными эпохами карбонатонакопления. При количественной оценке важное значение приобретает фактор разброса вулканических продуктов в полях их развития. Характерно также наличие значительных объемов кремнистых и кремнисто-карбонатных накоплений и скоплений монтмориллонитовых глин, образованных по тонкозернистым гиалокластитам базальтового состава. Имеют развитие также смешанные разновидности последних (с доломитом), представляющие интерес для керамического производства. В вулканогенно-карбонатных формациях развиты два типа месторождений исландского шпата, связанного с подушечными лавами и с зонами структурных деформаций карбонатных пород. Примечательна и их металлогеническая специфика—наличие свинцово-цинковых руд в составе карбонатных накоплений, предпочтительно доломитовых. При этом вопрос об источниках рудного вещества и времени формирования часто остается дискуссионным.

Эволюция вулканогенно-карбонатного парагенезиса в истории Земли связана с изменениями общего характера карбонатонакопления и, в частности, строения и условий обитания породообразующих организмов. Это наглядно иллюстрируется примерами развития кораллов от палеозоя до наших дней и бурного расцвета наннопланктона, начавшегося с поздней юры. С этих же позиций интересна также эволюция осадочного доломитообразования, связанная как с изменением состава атмосферы и вод Мирового океана, так и характером биогенного извлечения магния. Что касается вулканических процессов, то в данном вопросе важна эволюция состава однотипных продуктов, характера вулканической деятельности и приуроченности к конкретным структурам земной коры. Эти факторы сказывались также посредством рельефа и, в частности,—формирования подводных вулканических хребтов и отдельных построек, т. е. явлений, непосредственно связанных со строением и протяженностью вулканогенно-карбонатных ассоциаций. Отметим также, что в древних толщах, испытавших региональный метаморфизм, вулканогенно-карбонатный парагенезис представлен сочетанием кальцит-доломитовых мраморов с хлорит-актинолитовыми зелеными сланцами и амфиболитами.

Итак, познание вулканогенно-карбонатного парагенезиса находит применение во многих отраслях наук о Земле: региональной геологии, литолого-формационном анализе, вулканологии, палеогеографии и геодинамике, морской геологии, учении о полезных ископаемых. В этом смысле осуществление научной программы «Вулканогенно-карбонатный парагенезис в разной седиментационной обстановке» на основе ряда формаций Армении способствовало бы фундаментальной разработке этого вопроса.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 30.V.1994.

Ռ. Ա. ՄԱՆԴԱԼՅԱՆ

ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ–ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ ՊԱՐԱԳԵՆԵԶԻՍ (ԱՆԱԼԻՏԻԿ ԸՆԴՀԱՆՐԱՑՈՒՄ ԵՎ ԾԱԳՈՒՄԱԲԱՆԱԿԱՆ ՄԵԿՆԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հրաբխականության և կարբոնատակուտակման տարածական-ժամանակագրական համակցումը հանդիսանում է բարդ երկաբանական երևույթ։

Ըստ էության այս համագոյակցությունը պայմանավորված է իր բնույթով խիստ տարբեր երկու երկրաբանական գործընթացներով՝ հզորությունների ավելացման մեխանիզմով և արագացման ինտենսիվությամբ։

Ի դեպ հրաբխածին-կարբոնատային պարագենեզիսը ձևավորվել է երկրաբանական բոլոր դարաշրջաններում, մինչպալեոզոյան ժամանակներից մինչև այժմ. կատարվել է տարբեր նստվածքակուտակման պայմաններում։

Մանրակրկիտ ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տալիս Փոքր Կովկասի վերին յուրա-նեոկոմի օրինակի հիման վրա առաջ քաշել մի շարք կարևոր գիտական և գործնական դրույթներ։

— Կարբոնատային և հրաբխածին ապառների համատեղ գոյակցությունը պայմանավորված է նրանց սահմանակցման երկու հիմնական տարատեսակներով՝ ներդաշնակ (սուր սահմանակցում) և աններդաշնակ (տաք սահմանակցում)։

— Խառը գոյացումների ձևավորումը (կարբոնատ-գիալոկլաստային և կարբոնատ-հրաբեկորային) նախ և առաջ պայմանավորվում է հրաբխային գործունեության արտահայտաձևով։

— Այս բարդ փոխազդեցության քիմիզմի հիմնական էությունը կայանում է թթու հրաբխային թերմերի չեզոքացումը ծովաջրերի և նստվածքների կողմից։

— Հրաբխածին-կարբոնատային պարագենեզիսի կազմում տարածված են ոչմետաղային (կրաքարեր, դոլոմիտ, սիլիցիտներ, կավեր, իսլանդական շպատ) և մետաղային օգտակար հանածոներ։

Հրաբխածին-կարբոնատային պարագենեզիսի վերածնումը իր կիրառությունը կգտնի «Գիտություն Երկրի մասին» ուսմունքի շատ մասնաճյուղերում՝ ռեգիոնալ երկրաբանության, ֆորմացիոն անալիզի, հրաբխագիտության, հնաշխարհագիտության, երկրադինամիկայի, ծովային երկրաբանության և օգտակար հանածոների ուսմունքների ասպարեզում։

R. A. MANDALIAN

ON VOLCANOGENIC-CARBONACEOUS PARAGENESIS ANALITICAL REVIEW AND GENETIC INTERPRETATION

Volcanogenic-carbonaceous paragenesis is related to a complex type of volcanogenic-sedimentary co-existance. Having greater linear strike it is formed in various sedimentary environments: from oceanic depths to continentalshelf and continental-lake conditions localy. In every particular

case, besides the common features it has local specifities intrinsic to it, which are due to a combination of sedimentary (bathymentry, climate, sediment accumulation rate) and volcanic (form and repetition of manifestations, product composition) prequisites. The detailed analysis of volcano-Jurassic-Neocomian paragenesis in presented in the example of Upper-Jurassic-Neocomian formations of the Lesser Caucasus, allows to get closer to dechippering of this complex phenomenon. Its cognition is important and may be applied in many brauches of the Earths sciences Both regional and practical ones.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гипп С. К.* Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов. Океанические исследования в Атлантическом океане. Тр. Института океанологии, т. 46, 1962, с. 23—31.
2. *Конюхов А. И.* Эволюция карбонатонакопления на материковых окраинах в мезозое и кайнозое.—В кн.: Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988, с. 72—95.
3. *Лисицин А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
4. *Мандалян Р. А.* К вопросу о доломитообразовании в вулканогенно-осадочных формациях.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, №1, с. 85—86.
5. *Мандалян Р. А.* О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуречья Ахум и Тавуш.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 1, с. 79—84.
6. *Мандалян Р. А.* Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1978, №6, с. 22—34.
7. *Мандалян Р. А.* Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР.)—В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 156—159.
8. *Мандалян Р. А.* Карбонатонакопление и вулканизм в эвгеосинклинальных прогибах верхней юры-неокома Малого Кавказа.—В кн.: Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени Седименто-и литогенез. Докл. советских геологов. Международный геологический конгресс, XXVIII сессия. М.: Наука, 1989. с. 209—214.
9. *Мандалян Р. А.* Верхнеюрский-неокомский седименто-и литогенез Армении. Изд. АН Арм. ССР. Ереван: 1990, 173 с.
10. *Мандалян Р. А., Зарьян Р. Н., Степанян Ж. О.* Верхнеюрские подушечные лавы юго-восточного Зангезура.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, №3, с.22—30.
11. *Маслов В. П.* Происхождение кембрийских известняков Тувы.—Изв. АН СССР. серия геологическая, 1949, №2, с. 93—104.
12. *Страхов Н. М.* К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, №5, с. 3—17.
13. *Тимофеев П. П., Еремеев В. В.* Литолого-фациальное изучение карбонатных отложений из скважин 366 и 369 глубоководного бурения Центральной части Атлантического океана.—В кн.: Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988, с. 58—71.
14. *Хворова И. В.* О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций.—В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые (по матер. VI Всес. лит. совещ). М.: Наука, 1965, с. 44—54.
15. *Хворова И. В.* Карбонатонакопление.—В кн.: Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). Тр. ГИН АН СССР, вып. 396, М.: Наука, 1984, с. 82—102.

16. **Davies T. A. and P. R. Supko.** Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep-sea drilling. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 43 №2, p. 381—390 June 1973.
17. **Garrison R. E.** Inter and intrapillow limestones of the Olympic Peninsula, Washington. Jornal of Geology 1972 v. 80, № 3, p. 310—322.
18. **Garrison R. E.** Space-Time Relations of Pelagic Limestones and Volcanic Rocks, Olympic Peninsula, Washington. Geological Society of America Bull. v. 84, p. 583—594. February, 1973.
19. **Garrison R. E., Hein J. R., and Anderson T. F.** Lithified carbonate sediment and Zeolitic tuff in basalts, Mid-Atlantic Ridge. Sedimentology. v. 20, № 3, August 1973, p. 399—410.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 35—40

УДК 550.40+551. 14(523.42)

С. И. БАЛАСАНЯН

О ПРИМЕНЕНИИ ОТНОШЕНИЙ КЛАРКОВ ОДНОИМЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ УРОВНЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАНТИИ

Показана целесообразность применения отношений кларков определенной группы элементов для количественной оценки уровня дифференциации вещества мантии, выявления особенностей химической эволюции исходного вещества и более точного определения степени различия между разными породами и объектами.

В мантии Земли происходила дифференциация химических элементов, периодически возобновлявшаяся в геологической истории ее развития в связи с проявлениями магматических процессов. Благодаря дифференциации мантии, вероятный состав которой отвечает ультраосновным породам [2, 3], образовались основные, средние и кислые магматические породы. На других внутренних планетах и Луне дифференциация ограничивалась возникновением лишь основных пород. Следовательно, кислые породы являются высокодифференцированным продуктом, возникшим в результате многоступенчатой переработки вещества мантии Земли.

Для суждения о степени дифференциации вещества мантии из периодической системы Менделеева выделена группа элементов (табл. 1), имеющих наиболее информативное значение. Это те элементы, массовые кларки которых в ряду мантия—основные породы—средние породы—кислые породы характеризуются определенной направленностью—либо закономерно возрастают, либо уменьшаются. Кларки остальных элементов в указанном ряду слева направо меняются незакономерно. При сопоставлении кларков элементов разных пород использованы данные главным образом А. П. Виноградова (1962) и отчасти (по ультраосновным породам) А. А. Беуса (1975).

Для количественной оценки уровня дифференциации вещества мантии введен специальный коэффициент K, представляющий отношение массового кларка данного информативного элемента в какой-нибудь переработанном дифференциате мантии к массовому кларку того же элемента в мантии.

Наиболее важным является K_1, показывающий наивысшую степень дифференциации вещества мантии. K_1 определяется отношением массовых кларков одноименных элементов конечного дифференциата и исходного вещества, т. е.

$$K_1 = \frac{\text{масс. кларк элемента кислых пород}}{\text{масс. кларк элемента мантии}}$$

Таким путем вычислили K_1 для конечного дифференциата, K_2— для земной коры, K_3—для основных пород как наиболее часто встречающийся дифференциат на нашей и других внутренних планетах. По величинам K_1, K_2, K_3, приведенным в табл. 1, составлены схемы фракционирования информативных элементов для различных дифференциатов мантии. В качестве примера здесь приводится только схема для кислых пород (табл. 2), показывающая уровень дифференциации информативных элементов при формировании конечного дифференцита мантии. В каждом ряду подобных схем элементы расположены в порядке уменьшения величины K. Номер ряда и место элемента в рядах дают представление о количественном изменении данного элемента при процессах дифференциации исходного вещества и образования того или иного дифференциата.

Как видно из табл. 1 и 2, в результате многократной переработки мантийного вещества происходили большие изменения в кларках всех информативных элементов, причем дифференциация выражалась в возрастании кларков большинства элементов (величины K_1 обычно больше 10). Кларки многих элементов менялись в несколько десятков, даже несколько сотен и тысяч раз (K_1=0,004—3600). Например, кларк Th возрос в 3600 раз, U—1166 раз, Ce—1000 и т. д.

Таблица 1

Величины коэффициентов K_1, K_2, K_3 информативных элементов

Z	Элементы	K_1	K_2	K_3	Z	Элементы	K_1	K_2	K_3
3	Li	80	64	30	57	La	600	290	270
4	Be	27	19	2	58	Ce	1000	700	45
8	O	1,15	1,1	1,002	59	Pr	120	90	46
9	F	8,0	6,6	3,7	60	Nd	460	370	20
11	Na	4,86	4,3	3,3	62	Sm	90	80	53
12	Mg	0,02	0,07	0 15	63	Eu	15	13	8
13	Al	3,81	3,3	3,5	64	Gd	90	80	53
14	Si	1,7	1,5	1,2	65	Tb	25	43	8
19	K	66,8	50	14	66	Dy	67	50	38
20	Ca	2,26	4,2	9,6	67	Ho	20	17	11
24	Cr	0,01	0,04	0,1	68	Er	40	33	21
26	Fe	0,18	0,47	0,86	69	Tm	30	27	20
27	Co	0,02	0,09	0,22	70	Yb	40	33	21
28	Ni	0,004	0,02	0,08	71	Lu	10	8	6
31	Ga	13,33	12,6	1,73	73	Ta	194,4	139	26
37	Rb	100	75	22,5	74	W	22	13	7
38	Sr	30	34	44	79	Au	0,13	0,70	0,6
39	Y	390	290	210	81	Tl	150	100	20
40	Zr	4,44	3,77	2,4	82	Pb	200	160	80
50	Sn	6	5	3	90	Th	3600	2600	600
55	Cs	50	37	11	92	U	1166,6	833	166,6
56	Ba	830	650	300		TR	163	124	43,3

Составленные по величинам коэффициента K схемы дифференциации информативных элементов для различных дифференциатов мантии показали, что при их формировании в общих чертах имели

Таблица 2

Схема дифференциации информативных элементов при образовании кислых пород из мантии Земли

Величины K_1	Элементы в порядке уменьшения K_1
3600—1000	Th, U
1000—100	Ce, Ba, La, Nd, Y, Pb, Ta, TR, Tl, Pr, Rb
100—50	Sn, Gd, Li, Py, K, Cs
50—10	Yb, Er, Sr, Tm, Be, Tb, W, Ho, Eu, Ga, Lu
10—1	F, Sn, Na, Zr, Al, Ca, Si, O
<1(0,18—0,004)	Fe, Au, Co, Mg, Cr, Ni

место примерно одинаковые изменения в процессе фракционирования элементов, однако масштабы дифференциации возрастают в ряду мантия—основные породы—земная кора—кислые породы. В связи с этим в этом ряду устанавливается либо резкий рост величины K (для большинства элементов), либо резкое падение (для мантийных элементов).

Судя по данным табл. 1, наибольшим изменениям, как правило, подвергаются редкие элементы (для них величины коэффициента K достигают иногда нескольких тысяч), нежели петрогенные. Величины K петрогенных элементов колеблются в узких пределах: для основных пород (K_3)—1,2—9,6, для земной коры (K_2)—0,47—4,3, для кислых пород (K_1)—1,7—4,86. Однако несколько особняком среди петрогенных элементов стоит калий, который обнаруживает высокие величины коэффициента K, колеблющиеся от 14 (K_3) до 66,8 (K_1). Интересно, что натрий, в отличие от калия, имеет низкие величины коэффициента K, варьирующие в узких пределах (3,3—4,8).

Из редких элементов для кислых пород и земной коры наибольшее значение имеют *Th*, *U*, *Ce*, *Ba*, *La*, *Nd*, *Y*, *Pb*, *Ta*, *Pr*, величины коэффициента K которых в указанном ряду элементов падают от 3600 до 120 в конечном дифференциате мантии (K_1) и от 2600 до 90—в земной коре (K_2). Количество перечисленных редких элементов в основных породах сокращается—из них остаются *Th*, *Ba*, *La*, *Y*, *U*, *Pb*, величины K которых в ряду уменьшаются от 600 до 80 (K_3).

Таким образом, для суждения об уровне дифференциации исходного вещества особенно важными являются редкие элементы и калий из петрогенных элементов, имеющие наиболее высокие величины коэффициента K.

Мантийное вещество претерпело наибольшие изменения при формировании его конечного дифференциата, о чем можно судить по диапазону колебания величин K_1(0,004—3600), K_2(0,03—2600) и K_3(0,08—600). Об этом свидетельствует также широкая вариация величины коэффициента K калия в ряду кислые породы ($K_1=67$), земная кора ($K_2=50$), основные породы ($K_3=14$).

У редких земель намечается закономерная периодичность величины K_1 и K_2, более высокие у элементов с четными порядковыми номерами

по сравнению с соседними нечетными элементами (табл. 1). У остальных информативных элементов такой периодичности нет—даже некоторые нечетные элементы имеют более высокие величины K_1, K_2 K_3, чем рядом стоящие в табл. 1 четные элементы. Информативные элементы, имеющие наибольшие величины K_1, K_2, K_3, характеризуются четными значениям Z, N, A, или нечетными Z и A, но четными N.

Удобно пользоваться коэффициентом K и при выявлении степени различия между двумя породами (объектами), причем можно использовать не только информативные, но и все элементы. В качестве примера составлена табл. 3, где приведены величины коэффициентов K_4, K_5, K_6, которые определены отношениями массовых кларков информативных элементов в породах Луны к кларкам тех же элементов соответственно в мантии Земли (K_4), хондритах (K_5) и основных породах Земли (K_6). Средние содержания информативных элементов в породах Луны нами подсчитаны по имеющимся в литературе анализам.

Таблица 3

Величины коэффициентов K_4, K_5, K_6 информативных элементов

Z	Элементы	K_4	K_5	K_6	Z	Элементы	K_4	K_5	K_6
3	Li	22,6	3·7	0,7	57	La	360	120	1,3
4	Be	11,0	0,6	5,5	58	Ce	773,0	154,6	17,7
8	O	0,94	1,1	0,91	59	Pr	98,6	98,6	2,14
9	F	1,7	6,07	0,45	60	Nd	489	81,5	2,44
11	Na	0,54	0,47	0,16	62	Sm	142	71,0	2,67
12	Mg	0,22	0,41	1,28	63	Eu	187	23,37	2,33
13	Al	2,7	5,0	0,76	64	Gd	162,8	40,7	3,07
14	Si	1,02	1,07	0,80	65	Tb	28,6	57,2	3,57
19	K	2,8	0,16	0,2	66	Dy	215	61,4	5,65
20	Ca	10,71	5,35	1,11	67	Ho	39	55,1	3,54
24	Cr	1,22	98,0	12,25	68	Er	116	18,0	5,52
26	Fe	1,39	0,54	1,61	69	Tm	140	35	7,0
27	Co	0,16	0,04	0,74	70	Yb	106	53	5,04
28	Ni	0,06	0,009	0,76	71	Lu	16,4	0,328	2,73
31	Ga	2,6	1,3	2,29	73	Ta	94,4	85	3,54
37	Rb	2,35	0,94	0,10	74	W	3	2	0,42
38	Sr	0,187	0,005	0,004	79	Au	0,16	0,005	0,33
39	V	10,68	133,5	5,08	81	Tl	0,02	0,20	0,001
40	Zr	10,8	16,2	4,43	82	Pb	26	13	0,32
50	Sn	3,6	1,8	1,20	90	Th	672	84	1,12
55	Cs	1,7	1,7	0,15	92	U	383	76,6	2,3
56	Ba	0,24	0,45	0,009		TR	185,5	60,9	4,37

Сопоставление величин K_4, K_5, K_6 выявляет существенное различие между хондритами, породами Земли и Луны. Породы Луны сравнительно близко стоят к основным породам Земли, чем к хондритам и мантии Земли. Породы Луны от хондритов и мантии Земли резко отличаются, особенно по кларкам редких земель, *Pb*, *Th*, *U*. Для этих элементов величины K_6 намного меньше по сравнению с величинами K_4, K_5. По кларкам почти половины информативных эле-

ментов хондриты отличаются от мантии Земли. В породах Луны и основных породах Земли, судя по величинам K_6, сравнительно близки кларки некоторых главных элементов внутренних планет, однако расхождение между ними более ощутимо, в частности, устанавливаются повышенные величины коэффициента K_6 для *Ce, Cr, Tm, Li, Be, Er, Yb, Y, Zr, TR*, но пониженные— для *Ti, Sr, Ba, Rb, Na, K, Pb, Au* и т. д.

Большое различие устанавливается между схемами дифференциации информативных элементов Земли и Луны—большинство одноименных элементов резко отличаются по величинам K_3 и K_4. О более высокой степени дифференцированности основных пород Земли по сравнению с породами Луны можно судить по пониженным величинам K_6 многих элементов (табл. 3).

Приведенные данные о существенных различиях между хондритами, породами Земли и Луны подтверждают правильность представления о гетерогенной аккреции Земли и внутренних планет [1, 2, 3]. Во всяком случае, можно определенно сказать о происхождении Земли, Луны и хондритов из гетерогенного вещества.

Рассмотренный пример показывает целесообразность применения отношений кларков одноименных информативных элементов в переработанном и исходном веществах для количественной оценки уровня дифференциации вещества мантии при формировании ее разных дифференциатов и более точного определения направленности химической эволюции исходного вещества. Эти отношения позволяют с большей точностью выявить степень различия между разными породами и объектами. По схемам фракционирования элементов, составленным по величинам коэффициента K, легко обозреть сходные и отличительные черты процессов дифференциации, имевших место при образовании различных дифференциатов мантии.

Ереванский государственный университет

Поступила 18.IX.1993.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли.—Геохимия, 1981, № 11, с. 1603.
2. *Браунлоу А. Х* Геохимия. М.: Недра, 1984. 464 с.
3. *Виноградов А. П.* Дифференциация вещества Луны.—В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука. 1975, с. 5—28.

Ս. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ԹԻԿՆՈՑԻ ԴԻՖԵՐԵՆՑԻԱՑԻԱՅԻ ՄԱԿԱՐԴԱԿԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՀԱՄԱՐ ՀԱՄԱՆՈՒՆ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ՏԱՐՐԵՐԻ ԿԼԱՐԿՆԵՐԻ ՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Առաջին անգամ ցույց է տրված, որ մի խումբ համանուն քիմիական տարրերի կլարկների հարաբերությունները, արտահայտելով որոշակի K դործակցի արժեքներով, կարելի է օգտագործել երկրի թիկնոցի դիֆերենցիացիայի մակարդակի քանակական գնահատման համար։ K գործակցի արժեքները հնարավորություն են ընձեռում նաև մեծ ճշտությամբ բացահայտելու սկզբնանյութի քիմիական էվոլյուցիայի առանձնահատկությունները և տարբեր օբյեկտների նյութերի միջև գոյություն ունեցող տարբերիչ գծերը։

S. I. BALASANIAN

ON APPLICATION OF CLARKS RATIOS FOR ONE-GROUP ELEMENTS ESTIMATE MANTLE DIFFERENTIATION LEVEL GUANTITATIVELY

Abstract

It is shown that it is expedient to apply the clarks ratios for elements of a certain group to estimate the mantle matter differentiation level quantitatively when its various differentiates are forming and to reveal specific features of chemical evolution of the initial matter and to determine more accurately a degree of differences between various rocks and objects.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 41—48.

Ш. О. АМИРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

О ПЕРСПЕКТИВАХ МЕДНОГО И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО НАПРАВЛЕНИЮ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ, ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ И НАУЧНЫХ РАБОТ

Алавердское рудное поле имеет важное народно-хозяйственное значение в програме восстановления медного производства в республике. Анализ поисково-оценочных, геологоразведочных и научно-исследовательских работ дает основание положительно оценить перспективы медного и полиметаллического оруденения и сделать некоторые предложения по направлению поисково-оценочных и геологоразведочных работ с целью расширения минерально-сырьевой базы медной промышленности республики.

Алавердское рудное поле является одним из перспективных в республике в отношении медного, полиметаллического и баритового оруденения. Значение рудного поля возрастает в связи с восстановлением медного производства. Проведенные за последние годы поисковые, поисково-разведочные и научно-исследовательские работы в рудном поле Алавердского, Шамлугского и Ахтальского месторождений привели к положительным результатам, которые следует учесть при проектировании геологоразведочных и эксплуатационных работ.

Поисковыми и разведочными работами на нижних горизонтах и флангах Алавердского, Шамлугского и Ахтальского месторождений вскрыты новые участки рудной минерализации в виде прожилково-вкрапленных руд, жил и прожилков (ниже гор. шт. 5 Алавердского м-я, Воскесар, Анкасар, Меркасар, Жанг, Дарк и др.), которые по простиранию прослеживаются от 100 до 700 *м*, при мощности до 15—16*м* (для зон прожилково-вкрапленной минерализации). Кроме прямых признаков оруденения, на отмеченных и других перспективных участках существуют аналогичные с известными месторождениями, благоприятные рудоконтролирующие факторы. Они установлены также данными глубинного структурного бурения у пос. Санаин. Кроме того, некоторая часть руд в качестве целиков или несоответствующих требованиям кондиций тогдашних времен осталась на отработанных участках, и в настоящее время, с применением новейших эффективных и рациональных методов добычи и обработки руд, может быть использована. Такими участками являются зоны прожилково-вкрапленных руд на нижних горизонтах месторождений и вокруг штоков и линз богатых, массивных сульфидных руд.

При оценке перспектив оруденения важное значение имеет правильное определение генетической принадлежности месторождений, генезиса и возраста руд, структурных, металло-стратиграфических, минералого-геохимических и других особенностей и факторов кон-

троля образования и размещения оруденения. В этом отношении наиболее перспективными являются крупные нарушения или зоны нарушений меридионального, северо-восточного (Алаверди), широтного, меридионального и северо-восточного (Шамлуг), широтного и близмеридионального (Ахтала) направлений с всевозможными трещинами оперения различных размеров, элементами залегания и интенсивным гидротермальным изменением пород вдоль них. Отработанные за прежние годы промышленные штокообразные и линзообразные тела в основном локализованы в отмеченных зонах или же на их пересечениях с благоприятной рудовмещающей средой, под экранирующими породами. Штокообразные тела внизу переходят к жилам или зонам прожилково-вкрапленной минерализации, которые имеют определенные перспективы до глубины 100—150*м* от уровня шт. 5 (750 *м*), а по данным скважины «Санаин»—1000—1200 *м*.

На Алавердском месторождении главные тела сульфидных руд сконцентрированы в трех расширениях меридиональной зоны, имея с ними согласные элементы залегания. Жильные тела приурочены к близширотным (СВ) трещинам оперения меридионального разлома. С переходом из верхних горизонтов к нижним, штоко- и линзообразные тела сменяются жилами и штокверковыми (прожилково-вкрапленными)зонами. Наиболее перспективным и первоочередным объектом дальнейших разведочных и поисковых работ является зона разлома, особенно ее северное продолжение под свитой туфопесчаников, агломератов и порфиритов. Следовательно, горные выработки (шт. 5, 6, 7, 8 и старые 1, 2, 3) следует продолжать с целью пересечения третьего расширения зоны, а дальше наземными и подземными скважинами проследить северное продолжение зоны (севернее гипсового карьера до участка Ераванк). Следует глубокими скважинами (1100—1200 *м*) с поверхности и короткометражными—с горных выработок уточнить перспективы нижних горизонтов уч. Шахтахт, т. к гидротермально измененные породы выступают и на ее западном склоне, в долине р. Лалвар. При этом надо иметь в виду падение главной рудоконтролирующей структуры на запад-северо-запад под г. Шахтахт и наличие ответвления главного нарушения, проходящего по склону долины р. Лалвар к участку Жанг. Скважины должны вскрыть контакты агломератов и туфобрекчий, с обращением особого внимания на место сочленения зоны разлома с межформационным контактом агломератов с пирокластическими туфами дацитов (туфобрекчии кошабердской свиты).

Имея в виду наличие вертикальной зональности в распределении разнотипных минерализаций, не вызывает сомнения нахождение на нижних горизонтах третьего расширения медных руд, где на верхних горизонтах существуют полиметаллические линзы и штоки,а на других участках встречаются баритовые и гипсовые жилы и прожилки (конечные продукты вертикального зонального ряда).

Значительные запасы руд заключены в промежутках отработан-

ных штоков и линз Центрального участка, которые следует доизучить и включить в общие перспективные запасы. Необходимо доизучить тела полиметаллического состава, с целью выявления условий их залегания и промышленной ценности, при этом следует иметь в виду вероятность нахождения под ними медных руд. Для выяснения этих вопросов следует восстановить одну из старых штолен (шт. 108, 120, 140) или пройти новую на горизонте штольни 108, а из нее вертикальными скважинами изучить характер оруденения на глубине.

Несомненно, в значительной степени перспективы месторождения связаны с горизонтами ниже шт. 5. Буровыми работами (скв. 52, 63, 67, 84, 86, 88, 126, 130, 146, 147, 158, 160, 169, 172, 173, 225 и др.) оруденение в виде жил и зон прожилково-вкрапленной минерализации установлено (О. А. Гаспарян и др., 1979) ниже отметки горизонта шт. 5 на 100—150 *м*, а по Санаинской скважине еще глубже (от 700 до 1000—1200 *м*).

О перспективах нижних горизонтов Алавердского, Шамлугского и Ахтальского месторождений говорят и следующие факты:

1. Приуроченность рудных тел к крупным разрывным нарушениям и их оперениям, которые нередко прослеживаются на несколько километров, при мощности до нескольких десятков метров.

2. Парагенетическая связь оруденения с субвулканическими телами кератофиров, альбитофиров и кварцевых порфиров, прорывающих юрские отложения по всей их мощности.

3. Вертикальное и близвертикальное падение разрывных нарушений и нередко значительное перемещение блоков пород по ним.

4. Преобладание размеров рудных тел по падению по сравнению с их простиранием и мощностью.

5. Наличие благоприятных рудовмещающих и экранирующих, а также жильных пород на глубоких горизонтах месторождений. По новым данным (скв. «Санаин»), они прослеживаются на глубине 1020—1040 и более метров.

6. Зональность оруденения и наличие полиметаллических руд (Ахтальское м-е) гипсометрически ниже на 400—500 *м* по сравнению с медными рудами Шамлугского месторождения. Нередко полиметаллические руды проявляются ниже медных на Алавердском и Шамлугском месторождениях.

7. Обнаружение слепых рудных тел на средних и нижних горизонтах (шт. 6, 7, 8 Алавердского м-я) и их переход к зонам прожилково-вкрапленной минерализации.

8. Наличие гидротермальных метасоматитов аналогичного состава, нередко с сульфидной минерализацией на глубинах от 700 до 1000—1200 *м* (скв. «Санаин»).

9. Проявление однотипных ассоциаций минералов кварц-пиритовой, пирит-халькопиритовой и нередко полиметаллической на нижних горизонтах рудных тел и наличие в них тетрадимита, висмутина, алтаита и гессита, которые характерны приповерхностным условиям.

10. Наличие колломорфных и метаколлоидных структур и текстур

минералов и руд на нижних горизонтах. Обычно они характерны для близповерхностных участков рудных тел.

Однако, следует отметить, что приведенные данные еще не достаточны для полной и окончательной оценки перспектив нижних горизонтов месторождений. Для этого необходимо проведение дополнительных геологических, геохимических, геофизических и минералого-геохимических и научно-исследовательских работ.

Детальными и комплексными работами следует выяснить перспективы южного продолжения зоны оруденения Алавердского месторождения, которая на правом борту р. Дебед смещена на запад и далее к югу сочленяется с крупным Лалварским нарушением, контролирующим проявление рудной минерализации на участках Туманян, Дзагидзор, Спасакар, Агви, Мгарт, Когес и др.

По данным разведки, значительная часть рудных тел к западу от шт. 5 на расстоянии 100—150 *м* упирается в агломераты (неблагоприятные в отношении размещения оруденения), а на поверхности по правому склону ущелья р. Лалвар, выше 150—200 *м*. от русла установлена жила массивного халькопирита мощностью 15—20 *см*, которая прослежена на 15—20 *м*. Кроме того, более мелкие прожилки халькопирита и вторичных медных минералов установлены по всему правому склону ущелья р. Лалвар до гребневой части. Все эти прямые признаки оруденения указывают на перспективы нижних горизонтов отмеченных участков. С целью оценки перспектив этих участков предлагается продолжение одной из западных выработок шт. 5 до полного пересечения агломератов и перехода в нижние горизонты западного склона ущелья р. Лалвар.

Нередко рудные жилы и прожилки из висячего блока пород меридионального разлома переходят в породы лежачего бока, поэтому для окончательной оценки восточного фланга месторождения необходимо на центральном участке одну из восточных выработок шт. 6, пройденных по наиболее значительным жилам и зонам (№12, 13, 14, 15), продолжать до пересечения со швом зоны разлома, а дальше веерообразно расположенными подземными скважинами глубиной 200—250 *м* вскрыть полную мощность туфобрекчий.

При проведении поисково-оценочных работ следует учесть, что, кроме главного меридионального разлома, в размещении оруденения важное значение имеют и более мелкие нарушения и их оперения, которые создают густую сеть разрывов и блоковое строение месторождения. Особое внимание следует обратить на участок Воскесар, где существуют прямые признаки медного, полиметаллического и баритового оруденения (даже подсчитаны прогнозные запасы меди), выходы кварцевых плагиопорфиров, являющихся наиболее благоприятным фактором оруденения на Ахтальском месторождении и в рудном поле в целом.

На Шамлугском месторождении основные промышленные тела приурочены к висячему боку широтного Шамлугского разлома, к стыкам параллельных широтных и северо-восточных, редко северо-

западных нарушений в туфах и туфобрекчиях кератофиров под экранирующими альбитофирами и песчаниками. Штокообразные и линзообразные тела, хорошо представленные на верхних горизонтах, с глубиной переходят к жилам и зонам прожилково-вкрапленной минерализации. Последний тип развивается также вокруг тел массивных сульфидных руд и вдоль даек кератофиров, альбитофиров, диорит— и диабазовых порфиритов в толще порфиритов, как это хорошо наблюдается на участке Бендик.

Генетические особенности Шамлугского месторождения и выявленные рудоконтролирующие факторы предопределяют направление и виды поисковых, геологоразведочных и научных работ на его территории.

Поисковые и поисково-разведочные работы в первую очередь следует направить в висячий бок Шамлугского широтного нарушения. Однако ,это не значит, что породы лежачего бока лишены рудной минерализации. Подтверждением этому является обнаружение жил и зон прожилково-вкрапленной минерализации на участке Бендик (шт. 39, 40 и др.) и на его юго-восточном продолжении. Эти тела прослежены на 150—200 *м*, нередко 350—400 *м* при мощности зон до 20 *м*, а жил—от 0,1 до 2,0 *м*. В них содержание меди составляет от 0,09 до 1,84% (нередко—12,06—13,5%), цинка—от сл. до 5%, свинца—от сл. до 0,21%, висмута—0,0013—0,0018%, сурьмы—0,001%, мышьяка—0,01—0,018%, золота—0,1 *г/т*, серебра—2,1—18,2 *г/т*. Для оценки юго-восточного продолжения Бендинского участка предлагается проходка скважин из шт. 39-и 40 глубиной 300—400 *м* или же из них пройти горную выработку на юго-восток длиной 250—400 *м*.

На Меркасарском участке, при участии в геологическом строении альбитофиров, плагиопорфиров, диорит-порфиритов и пирокластических и туфоосадочных пород, установлены (Тунин Е. М., 1961) прожилково-вкрапленная медная и полиметаллическая минерализации с содержанием меди до 1,5%, цинка—до 13,5%, свинца—до 3,5%. В пробах из горных выработок содержатся: медь—до 1,61% (ср. 0,28%), свинец—1,65% (ср. 0,8%), цинк—13,25% (ср. 1,5%). По О. С. Степаняну (1948), полиметаллическая жила обнаружена к северу от Меркасара, по тропинке к с. с. Ходжорны и Брдадзор. Медная и полиметаллическая минерализация установлена на юго—восточном продолжении Бендикского участка, в местности Мазлум и Сангляр, где в рыхлых отложениях металлометрической съемкой установлены: медь 0,1—1%, свинец—0,01—0,1%, цинк—следы (Арутюнян А. Н. и др. 1960, Ц. Б. Гигиошвили, 1956).

Для оценки рудоносности глубоких горизонтов Шамлугского месторождения и выяснения вопросов геолого—структурного характера предлагается проходка 1—2 скважин глубиной 1200 и более метров на Центральном участке.

Рудные тела на Ахтальском месторождении локализованы в приконтактовых участках кварцевых порфиров с вмещающими порфири-

тами. Представлены они главным образом линзами, гнездами и жилами кварц-пиритового, пирит-халькопиритового, полиметаллического и баритового состава. Структурным контролем оруденения являются северо-восточные, близмеридиональные и широтные нарушения, особенно северо-восточные. Для Ахтальского месторождения главными рудоконтролирующими факторами являются разрывные нарушения, контакты кварцевых порфиров с экранирующими порфиритами и физико-механические свойства пород, которые должны учитываться при организации поисково-оценочных и геолого-разведочных работ. С учетом отмеченных факторов перспективными являются северные, северо-восточные, юго-западные фланги и глубокие горизонты месторождения, при этом надо учесть проявление вертикальной зональности оруденения как на отдельных месторождениях, так и в рудном поле в целом. Как на Алавердском и Шамлугском месторождениях, так и на Ахтальском прямым поисковым критерием оруденения является гидротермальная переработка пород—серицитизация, каолинизация, окварцевание, баритизация и огипсование.

Для выявления перспектив погруженных контактов кварцевых порфиров предлагается прохождение скважин глубиной от 350 до 1000 *м* на всех флангах месторождения, особенно при наличии разрывных нарушений и гидротермальных метасоматитов. Прямые признаки оруденения наблюдаются на южном продолжении Центрального участка, на правом берегу р. Ераванк, на востоке—в ложбинах, параллельных ущелью р. Назик, на севере—в районе с. В. Ахтала. На юго-западе перспективным является участок Анкасар, где обнаружены жилы и зоны прожилково-вкрапленной медной и полиметаллической минерализации. В них содержание меди, по данным разведки,доходит до 1,49%, золота—0,46 *г/т*, серебра—247 *г/т*, селена—23,3 *г/т*, теллура—7,3 *г/т*, германия—0,58 *г/т*.

В заключение следует отметить, что перспективы Алаверди—Шамлуг—Ахтальского рудного поля и рудного района в целом значительны. Здесь существуют многочисленные проявления рудной минерализации различных генетических, формационных и минеральных типов. Уровень, детальность, неравномерность и неравномасштабность проведенных геохимических, геофизических, гидрохимических, петрохимических, металлогенических, поисково-оценочных, прогнозных и геолого-структурных и других видов работ в настоящее время не дают возможности окончательно и полностью оценить перспективы оруденения. Для этих целей необходимо проведение комплексных и детальных крупномасштабных работ с применением новейших методов рудничной геофизики и геохимии, ионометрии, бурения глубоких скважин и составлением крупномасштабных геологических, геолого-структурных, прогнозно-металлогенических карт (от 1:1000 до 1:10000), с детальной минералого-геохимической, петрохимической, гидротермально-метасоматической, физико-механической и химической характеристикой пород и руд. На основании детального формацион-

ного анализа пород и руд необходимо определить формационную и генетическую принадлежность месторождений, взаимосвязь между отдельными их типами и породами, возраст оруденения, геодинамические условия их образования и размещения. Для решения этих вопросов следует объединить усилия всех геологических, геофизических и геохимических организаций республики.

Институт геологических
наук НАН РА

Поступила 20.IV.1994.

Ш. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Մ. Ս. ԱՋԻՋԲԵԿՅԱՆ, Ա. Ջ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ

ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՊԱՇՏԻ ՊՂՆՁԻ ԵՎ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ ԵՎ ԱՌԱՋԱՐԿՆԵՐ ՀԵՏԱԳԱ ՈՐՈՆՈՒՄԱ-ԳՆԱՀԱՏՈՒՄՆԱՅԻՆ, ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-ՀԵՏԱԽՈՒԶԱԿԱՆ ԵՎ ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ՈՒՂՂՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայաստանի Հանրապետությունում պղնձի հանույթի վերականգնման կապակցությամբ օրակարգի խնդիր է դառնում նրա հանքա-հումքային բազայի ընդարձակման հարցը։ Այդ առթիվ հոդվածում քննարկվում է պղնձի հանքայնացման ավանդական շրջաններից մեկի՝ Ալավերդի-Շամլուղ-Ախթալա հանքադաշտի հեռանկարների հարցը և առաջարկություններ արվում նրանում տարվող հետագա աշխատանքների ուղղությունների մասին։ Փաստացի նյութի գիտագործնական խորը վերլուծության հեման վրա քննարկվում և գնահատվում են գործող հանքավայրերի խորը հորիզոնների և թևերի, ինչպես նաև այլ տեղամասերի հեռանկարները։ Հետագա որոնում-հետախուզական աշխատանքների համար առաջ են քաշվում նոր տեղամասեր և առաջարկվում կատարվող աշխատանքի տեսակներ։ Ալավերդու հանքադաշտը և կից շրջանները բնորոշ են հանքային հումքի մի շարք գենետիկ, ֆորմացիոն և միներալային տիպերով, որոնք ունեն լավ հեռանկարներ և կարող են որոշակի դեր խաղալ Հայաստանի Հանրապետության լեռնա-հանքային արդյունաբերության զարգացման գործում։ Այդ հանքադաշտի և կից շրջանների հանքաբերության հեռանկարների վերջնական և լիակատար գնահատումը կարելի է տալ երկրաքիմիական, երկրաֆիզիկական, երկրադինամիկ, տեկտոնոմագմատիկ, մետաղածին-կանխատեսումնային մանրակրկիտ և խոշորամասշտաբ, համալիր հետազոտությունների շնորհիվ, որոնց պետք է ուղղեն իրենց ջանքերը Հանրապետության երկրաբանական գիտական և արտադրական բոլոր կազմակերպությունները։

SH. O. AMIRIAN, M. S. AZIZBEKIAN, A. Z. ALTOUNIAN

ON PROSPECTIVITY OF COPPER AND COMPLEX MINERALIZATION OF THE ALAVERDI ORE FIELD AND PROPOSALS FOR LINES OF FURTHER EXPLORATION AND APPRAISAL, GEOLOGICAL PROSPECTING AND RESEARCHES

Abstract

The Alaverdi ore field is very important for the national economy in the programme of copper production restoration in the republic. The analysis of exploration and appraisal, geological prospecting and research works enables to estimate positively the prospects of copper and complex mineralization and to set forth some proposals for exploration-and-appraisal and geological prospecting works aimed to widen the mineral raw basis of the copper industry in the republic.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 49—55.

УДК 553:549+622:622+338

П. Г. АЛОЯН

ПРОМЫШЛЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ И УПРАВЛЕНИЕ КАЧЕСТВОМ РУД НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Разработаны основные принципы, составные элементы, методика и стадийность геолого-технологического картирования. Промышленная типизация руд проводится на основе формационной принадлежности месторождения, технологических особенностей обогащения руд, горно-технических условий отработки и экономики горного производства.

Геолого-технологическое картирование образует целостную систему управления качеством перерабатываемых руд и обеспечивает оперативное и перспективное планирование горных работ и рациональное использование недр.

Геолого-технологическое картирование является важнейшим составным элементом процесса разведки и промышленного освоения месторождения. Первоначально геолого-технологическое картирование завершалось минералого-технологической типизацией, с выделением природных разновидностей и типов руд. В последующем, в связи с углублением исследований и вовлечением в сферу картирования экономики горного производства, геолого-технологическое картирование замкнулось на промышленной типизации руд. В настоящее время, с учетом опережающего изучения вещественного состава и обогатимости руд, а также прогнозирования и моделирования технологических показателей, геолого-технологическое картирование образует целостную систему управления качеством руд. Эти принципально новые подходы обогатили геолого-технологическое картирование новыми областями исследований, что обеспечило оперативное и перспективное планирование горных работ и рациональное использование недр.

Геолого-технологическое картирование требует формационного, технологического (в широком смысле) и экономического подхода к сырьевым ресурсам.

В основе формационного (геологического) подхода лежат следующие составные элементы [2—5].

1. Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руд (минеральный состав, соотношение минеральных ассоциаций, степень разрушения и окисления, характер рудного выполнения).

2. Состав, характер и степень метасоматического и гипергенного изменения рудовмещающих пород.

3. Морфоструктурные особенности рудных тел.

Вещественный состав руд и рудовмещающей массы обуславливают технологические свойства обогатимости руд и выделение минералого-технологических разновидностей (типов). При этом минераль-

ный состав оруденения определяет оптимальную схему обогащения руды и номенклатуру товарной продукции, а рудовмещающие породы влияют на выбор способов рудоподготовки и режим флотации и дробления.

Качественные и количественные характеристики рудовмещающей среды и морфоструктурные особенности рудных тел предопределяют выбор системы и технических средств разработки месторождения, а следовательно, и технологические показатели добычи (потери, разубоживание, себестоимость и др.), т. е. сочетание этих техногенных критериев дает возможность определить технологические показатели горных работ, горно-технические условия отработки и выделить геолого-технологические типы руд. Таким образом, тестирование минералого-технологических разновидностей руд по горно-техническим условиям отработки дает возможность выделить геолого-технологические типы руд. Количество геолого-технологических типов в основном предопределяется геологической неоднородностью месторождения и интенсивностью процессов метасоматоза и гипергенеза. Основным условием выделения геолого-технологических типов руд является возможность их селективной добычи и переработки (см. схему).

Экономическая оценка геолого-технологических типов руд, как правило, обосновывает их промышленную значимость, т. е. промышленная типизация руд представляет собой экономически обоснованную целесообразность селективного освоения различных геолого-технологических типов руд. В противном случае налицо низкая экономическая эффективность такого картирования, а промышленная типизация руд предусматривает переработку многосортных (различных геолого-технологических типов) руд в единой шихте с учетом количественного соотношения различных сортов руд [1, 2]. Промышленный тип руды—это экономическая категория и потому он имеет временный характер, а геолого-технологический тип (разновидность)—это формационно-техногенная категория. Система геолого-технологического картирования обеспечила моделирование и прогнозирование процесса промышленной типизации руд на базе автоматизированных систем управления качеством руд.

Геолого-технологическое картирование является непрерывным процессом, сопровождающим все стадии геологоразведочных работ [2, 6]. Выделяются три основные стадии геолого-технологического картирования.

1. Стадия минералого-технологических исследований. Эти исследования проводятся на стадии поисково-оценочных работ и предварительной разведки месторождения. Задача исследований—выделение и картирование минеральных (природных) и минералого-технологических разновидностей и типов руд. Отбор штуфных образцов для минералогических и петрографических исследований проводится со всех рудных пересечений; могут быть использованы и дубликаты (остатки) геологических проб. На основании выделенных минеральных

СХЕМА СИСТЕМЫ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ РУД

РУДОПОДГОТОВКА, УПРАВЛЕНИЕ КАЧЕСТВОМ РУД

III стадия

Паспортизация эксплуатационных блоков	Оперативное и перспективное планирование горных работ
Опережающее изучение вещественного состава и обогатимости руд	Прогнозирование и моделирование технологических показателей

II стадия

ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП (ШИХТА)

Экономика горного производства

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП (разновидность)

Морфология локализация оруденения /рудных тел/	Технология горных работ, горнотехнические условия отработки

I стадия

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП (разновидность)

Вещественный состав, характер изменения руд и рудовмещающих пород	Технология обогащения

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ГОРНО-РУДНОЕ ПРОИЗВОДСТВО

типов намечаются пункты для отбора малообъемных лабораторных проб (весом 10—15*кг*) для исследования их обогатимости с целью технологической характеристики выделенных минеральных типов. На основании минералого-петрографических и технологических исследований выделяются минералого-технологические разновидности и типы и устанавливается их количественное соотношение. По результатам исследований составляются погоризонтные планы и геологические разрезы с геометризацией выделенных разновидностей и типов. Для технологической оценки минералого-технологических типов производится отбор крупнолабораторных технологических проб весом до нескольких тонн. По результатам этих исследований разрабатывается принципиальная схема обогащения руд и устанавливаются технологические режимы для различных типов [2, 4, 6].

2. Стадия промышленной типизации руд. Эти исследования сопровождают стадию детальной разведки. Задача исследований—выделение и картирование геолого-технологических и промышленных типов руд. На этой стадии уточняется и проверяется разработанная ранее принципиальная схема и режим обогащения руд на базе крупнолабораторных, полупромышленных, а иногда и промышленных испытаний. Это обеспечивается отбором представительных большеобъемных проб. Эти исследования сопровождаются систематическим минералого-технологическим картированием вновь вскрытых рудных тел, пересечений и горизонтов на основе малообъемного картирования.

Основным критерием выделения геолого-технологического типа является возможность селективной выемки и переработки ранее выделенных минералого-технологических типов руд. Экономическая оценка геолого-технологических типов с целью обоснования целесообразности их селективной добычи и переработки дает основание выделить промышленные типы, а в противном случае промышленная типизация руд предусматривает переработку многосортных (селективно-добытых геолого-технологических типов) руд в единой шихте (промышленный тип руды) с учетом количественного соотношения различных сортов. По результатам исследований составляются погоризонтные планы и геологические разрезы с геометризацией выделенных геолого-технологических и промышленных типов руд. В результате выполненных исследований на данной стадии изученности месторождения должны быть разработаны надежные технологические параметры по каждому промышленному типу руд, достаточные для проектирования и подготовки объекта к промышленному освоению.

3. Стадия рудоподготовки и управления качеством добытых руд. Эти исследования проводятся на стадии эксплуатационной разведки. Задача исследований—опережающее исследование вещественного состава и обогатимости руд эксплуатационных блоков с целью управления качеством добытых руд. На базе автоматизированных систем проводится моделирование и прогнозирование технологических пока-

зателей при шихтовке многосортных руд. Результаты этих исследований имеют принципиальное значение для оперативного и перспективного планирования добычных работ и экономики горно-рудного производства. Существенной особенностью этих исследований является их оперативность и выдача необходимого информативного материала с опережением процесса добычи и рудоподготовки на 1 квартал. Основным источником этого материала являются минералого-петрографические штуфные образцы и контрольные малообъемные лабораторные технологические пробы, отобранные из подготовленных к выемке эксплуатационнах блоков. На этой стадии работ возможно выявление новых минералого-технологических (а в отдельных случаях геолого-технологических) типов (разновидностей) руд, существенно влияющих на режим технологии обогащения и качество шихты. По мере надобности проводятся промышленные испытания на крупных технологических пробах. По результатам исследований проводится паспортизация эксплуатационных блоков, что обеспечивает применение автоматизированных систем управления качеством и шихтовкой многосортных руд.

Армянский научно-исследовательский и проектный
институт цветной металлургии

Поступила 31.III.1994.

Պ. Դ. ԱԼՈՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՔԱՐԻՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱԲԵՐԱԿԱՆ ՏԵՍԱԿԱՎՈՐՈՒՄ ԵՎ ՈՐԱԿԻ ԿԱՌԱՎԱՐՈՒՄ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-ՏԵԽՆՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Երկրաբանա-տեխնոլոգիական քարտեզագրումը հանդիսանում է հանքավայրերի հետախուզման ու արդյունահանման կարևոր բաղադրիչներից, և ապահովում է բնական պաշարների համալիր և լիարժեք օգտագործումը, հանքաքարի և պարփակող ապարների բաղադրակազմի և հանքահարստացման տեխնոլոգիական հատկությունների համատեղությամբ հաշվի առնելով հանքավայրերի արդյունահանման լեռնա-տեխնիկական պայմանները և լեռնահանքային արտադրության էկոնոմիկան։

Հանքաքարի և պարփակող ապարների բաղադրակազմը պայմանավորում է հանքահարստացման տեխնոլոգիական հատկությունների և միներալատեխնոլոգիական հանքատեսակների անջատումը։ Ըստ որում հանքայնացման միներալոգիական կազմը պայմանավորում է հանքահարստացման օպտիմալ սխեման և արտադրանքի տարատեսակները, իսկ պարփակող ապարների կազմը ազդում է հանքաքարի վերամշակման սխեմայի, մանրացման և ֆլոտացիայի ռեժիմի ընտրության վրա։

Հանքային մարմինների մորֆո-ստրուկտուրային առանձնահատկություն-

ները, ինչպես նաև պարփակող միջավայրի քանակական և որակական բնութագրերը կանխորոշում են հանքերի և հանքավայրերի բացման սխեման, արդյունահանման սիստեմը ու տեխնիկական միջոցները, և հետևաբար նաև, հանքահանման տեխնոլոգիական ցուցանիշները (կորուստներ, հանքաաղքատացում, ինքնարժեք և այլն)։ Հետևաբար, տեխնոգեն բաղադրիչների համատեղումը հնարավորություն է տալիս որոշելու լեռնային աշխատանքների տեխնոլոգիական ցուցանիշները, հանքահանման լեռնա-տեխնիկական պայմանները և արդյունքում տարանջատել երկրաբանա-տեխնոլոգիական հանքատեսակներ։ Այսինքն, միներալա-տեխնոլոգիական հանքատեսակավորումը ըստ հանքահանության լեռնա-տեխնիկական պայմանների հնարավորություն է տալիս անջատել երկրաբանա-տեխնոլոգիական հանքատեսակներ։

Երկրաբանա-տեխնոլոգիական հանքատեսակների տնտեսական գնահատումը, որպես կանոն հիմնավորում է նրանց արդյունաբերական նշանակություն։ Այսինքն՝ հանքաքարի արդյունաբերական տեսակավորումն իրենից ներկայացնում է երկրաբանա-տեխնոլոգիական հանքատեսակների տարանջատման արդյունահանման նպատակահարմարության տնտեսական հիմնավորվածություն։ Հանքաքարի արդյունաբերական տեսակավորումը դա տնտեսական կատեգորիա է և ունի ժամանակավոր բնույթ, իսկ երկրաբանա-տեխնոլոգիական տեսակավորումը ֆորմացիոն-տեխնոլոգիական կատեգորիա է և այդ պատճառով կրում է կայուն բնույթ։

Երկրաբանա-տեխնոլոգիական քարտեզագրումը եզրափակվում է հանքանյութի որակի կառավարմամբ, կանխորոշմամբ և մոդելավորմամբ, որը իրականացվում է արդյունահանվող բլոկների բաղադրակազմի և հանքահարստացման հատկությունների նախնական ուսումնասիրմամբ։

Առանձնացվում են երկրաբանա-տեխնոլոգիական քարտեզագրման երեք հիմնական փուլեր, որոնք համընկնում են երկրաբանա-հետախուզական աշխատանքների փուլերի հետ։

1. Միներալա-տեխնոլոգիական հանքատեսակների անջատում,
2. Հանքաքարի արդյունաբերական տեսակավորում,
3. Հանքանյութի որակի կառավարում, կանխորոշում և մոդելավորում։

Երկրաբանա-տեխնոլոգիական քարտեզագրման արդյունքները ամփոփվում են հանքատեսակների տարածական տարանջատմամբ, հանքավայրերի և հանքերի երկրաբանա-ստրուկտուրային պլանների և կտրվածքների վրա։

P. G. ALOYAN

INDUSTRIAL STANDARTIZATION AND CONTROL OF ORE QUALITY ON THE BASIS OF GEOLOGICAL-AND-TECHNOLOGICAL MAPPING

Abstract

The basic principles, constituent elements, the technique and phases of geological-and-technical mapping are developed. The industrial standartization of ore is based on formation origin of a deposit. technological specific features of ore concentration, mining-and-technological conditions of development and economics of mining.

Geological-and-technological mapping forms an integrated system for control of processed ore quality and provides operative and prospective planning of mining and optimum use of undergronud resources.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алоян П. Г.* Состояние сырьевой базы цветной металлургии Армении и перспективы ее расширения и эффективного освоения.— Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1987, с. 7—14.
2. *Алоян П. Г.* Система геолого-технологического картирования и промышленная типизация руд.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1993, с. 23—31.
3. *Арутюнян Т. М., Акопян А. Г., Давтян А. А.* Геолого-технологическое картирование и промышленная типизация рудных месторождений цветных металлов.— Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1988, с. 8—13.
4. *Луценко В. И., Луценко А. В.* Система промышленной типизации руд. Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1988, с. 41—45.
5. *Шехян Г. Г.* Принципы геолого-технологической типизации руд и месторождений.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1991, с. 73—75.
6. *Шехян Г. Г.* Методика геолого-технологического картирования на разных стадиях геолого-разведочных работ.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1991, с 75—79.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 56—62.

А. С. ФАРАМАЗЯН, М. П АСЛАНЯН, Р. С. СИМОНЯН, Х. В ХАЧАНОВ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ КАПАН-ШАУМЯНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Изучение парагенетических ассоциаций элементов месторождений Капан и Шаумян позволило сделать предположение, что формирование руд (и первичных геохимических ореолов) на месторождениях различной формационной принадлежности (Капан, Шаумян) является продуктом различных стадий единого рудообразующего процесса.

Формирование современных представлений о парагенетических ассоциациях химических элементов в основном обязано трудам В. И. Вернардского, А. Е. Ферсмана и др.

Н. В. Петровская [5] называет три группы показателей, необходимых при определении качественного состава парагенезисов: физико-химические условия, критерии времени минералообразования и пространственные критерии.

К последним, на наш взгляд, можно отнести также геохимическую зональность рудных тел и первичных геохимических ореолов и характеризующие их критерии. Возможность успешного решения задач парагенетического анализа тесно связана с надежной и, главное, объективной информацией о числе и пространственно-временных границах стадий минералообразования, что в большинстве случаев носит субъективный характер.

Для выявления парагенетических ассоциаций элементов в Капанском и Шаумянском месторождениях и их пространственного размещения на основе значений коэффициентов корреляции содержаний элементов нами был проведен кластерный R—анализ методом группирования, основанный на средней связанности взвешенных пар (детальное описание алгоритмов, связанных с этой задачей, приводится в соответствующих руководствах и по этой причине здесь не приводится [6]).

На Капанском месторождении оруденение локализовано в толще среднеюрских (байос) вулканогенно-осадочных пород (кварцевые, кварцево-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты и их пирокласты). На месторождении оруденение представлено рудными телами двух морфологических типов: жилами и штокверком [2].

Кластерный анализ был проведен по горизонтам участка 7—10 месторождения Капан.

Анализ корреляционных связей (табл. 1) позволяет выделить три основные парагенетические ассоциации химических элементов: 1—никель, ванадий, кобальт, скандий, хром, титан, марганец, галлий; 2—медь, серебро, мышьяк; 3—свинец, олово, мышьяк, цинк, барий, молибден, висмут.

Основные парагенетические ассоциации химических элементов на различных уровнях месторождения Капан

Таблица 1

Горизонты	Парагенетические ассоциации химических элементов	Пары элементов с наиболее сильными корреляционными связями
Поверхность	I. Sn, Pb. Mo, Ba, Ag. As, Bi, Ga II. Mn, Sc, Co. Ti, V, Cu, Zn III. Cr, Ni, Sr	I 1) Pb—Mo, 2) As—Bi II 1) Mn—Sc, 2) Ti—V III 1) Cr—Ni
гор. 969 *м.*	I. Co, Sr, Tl, V, Bi II. Ni, Cr, Mn, Ga, Sn, Mo III. Pb, As, Sc IV. Cu, Ag, Zn, Ba	I 1) Ti—V II 1) Mn—Cr. 2) Ni—Sn III 1) As—Sc IV 1) Cu—Ag
гор. 927 *м*	I. Ni, V, Cr. Mn, Co, Tl, Ga, Sc, Sr II. Cu, Ag, As, Bi, Pb, Zn, Ba, Sn, Mo	I 1) Ni—Sc. 2) V—Cr II 1) Cu—Ag. 2) Pb—Zn, 3) Ba—Bi
гор 885 *м.*	I. As, Bi, Pb, Sn, Cr II. Cu, Ag III. Ni, Co. V, Mn. Sc, Ba, Zn IV. Ti, Ga, Mo	I 1) As—Bi, 2) Pb—Sn II 1) Cu—Ag III 1) Ni—Co, 2) V—Sc IV 1) Ti—Ga
гор. 845 *м.*	I. Cu, Ag, As, Bi, Ba II. Co, Ni, Mn, Cr, Tl, V, Sr, Sn, Pb, Zn, Mo III. Ga, Sc	I) 1) Cu—Ag, 2) As—Bi II) 1) Mn—Co, 2) Sn—Sr III 1) Ga—Sc
гор. 805 *м*	I. Pb. Ag. Bi, Ba II. Sn, Sr III. Ti, Cr, V, Co. Ni, Sc, Mn. Ga, Zn, Mo, Cu, As	I 1) Pb—Bi II 1) Sn—Sr III 1) Ti—Cr, 2) V—Sc, 3) Ni—Zn

Элементы первой группы практически на всех горизонтах проявляют «тесные» корреляционные связи, внутри же группы выделяются пары с более сильными связями: хром-никель; титан-ванадий; марганец-скандий; марганец-хром; ванадий-хром; никель-кобальт; ванадий-скандий; титан-хром; галлий-скандий. Вторая группа элементов наиболее четко проявлена на гор. 845, 885, 927, 969 *м*, однако более устойчивой и ярко выраженной является пара медь-серебро. Третья ассоциация элементов более четко проявлена на верхних горизонтах месторождения. В этой ассоциации наиболее весомые корреляционные связи проявляют пары: свинец-цинк; мышьяк-висмут; свинец-молибден; свинец-висмут.

Формирование наблюдаемых ассоциаций связано, скорее всего, с формой нахождения элементов, при их вхождении в состав одинаковых или близких по минералого-геохимическим и кристаллохимическим свойствам минеральных образований, а также поведением самих химических элементов в различных гипогенных и гипергенных процессах минералообразования.

Р. Н. Зарьян [1] выделяет следующие парагенетические ассоциации минералов Капанского месторождения: 1) пирит, халькопирит, халькозин, борнит; 2) теннантит, энаргит, люцонит; 3) сфалерит, галенит; 4) тетраэдрит; 5) галенит, галеновисмутит. Полученные геохимические парагенезисы элементов соответствуют вышеприведенным минеральным парагенезисам.

Кластерному анализу были подвергнуты геохимические данные трех горизонтов золото-полиметаллического месторождения Шаумян. Рудовмещающие породы Шаумянского месторождения представлены андезито-базальтовыми кварцевыми порфиритами барабатумской серии верхнего байоса. Рудные тела представлены крутопадающими жилами близширотного простирания, мощностью 0,5—1,5*м*. Протяженность жил—300—500*м* [2].

Анализ полученных данных (табл. 2) позволил выделить следующие две основные парагенетические ассоциации: 1—свинец, цинк, серебро, медь, мышьяк, висмут, олово, молибден, барий; 2—хром, никель, титан, кобальт, ванадий, марганец, галлий, скандий.

Первая группа элементов проявлена на всех горизонтах, однако наиболее ярко эта ассоциация проявлена на верхних горизонтах месторождения. Наиболее весомые корреляционные связи проявляют пары элементов: свинец-мышьяк, серебро-цинк, медь-серебро, медь-свинец, барий-мышьяк.

Вторая группа элементов более характерна для нижних и средних горизонтов месторождения. Наиболее сильные связи в этой ассоциации проявляют пары элементов: хром-никель, титан-галлий, марганец-кобальт, ванадий-скандий, ванадий-кобальт, титан-никель, хром-кобальт, марганец-скандий, ванадий-галлий.

На Шаумянском месторождении выделяются пять стадий минерализации: 1) кварц-пиритовая; 2) пирит-халькопиритовая; 3) галенит-сфалерит-халькопиритовая с теллуридами; 4) кварц-карбонатная;

Таблица 2

Основные парагенетические ассоциации химических элементов на различных уровнях месторождения Шаумян

Горизонты	Парагенетические ассоциации химических элементов	Пары элементов с наиболее сильными корреляционными связями
Поверхность	I Cr, Ni, Tl, Ga, Sn, Bi, Ba, Mo II Co, Mn, V, Sc, Cu III Pb, As, Ag, Zn	I 1) Cr—Ni, 2) Tl—Ga II 1) Co—Mn, 2) V—Sc III 1) Pb—As, 2) Ag—Zn
гор. 780 *м*	I Pb, As II Cu, Ag, Zn, Sn, Bi, Ba III Co, V, Sc, Ga, Mo IV Cr, Ni, Tl, Mn	I 1) Pb—As II 1) Cu—Ag III 1) Co—V IV 1) Cr—Ni
гор. 700 *м*	I Cu, Pb, Zn, Ag, Mo II Cr, Ni, Tl, Co, Mn, V, Sc, Ga, Sn III Ba, As, Bi	I 1) Cu—Pb II 1) Ni—Tl, 2) Cr—Co, 3) Mn—Sc, 4) V—Ga III 1) Ba—As

5) ангидрит-гипсовая [2].

Ассоциация элементов семейства железа (никель, кобальт, ванадий, хром, титан, марганец) характерна для обоих исследованных месторождений, т. е. в пределах Капанского рудного поля их поведение и формы нахождения довольно близки вследствие их близких физико-химических параметров.

На Капанском месторождении в ассоциации медь, серебро, мышьяк наиболее тесно проявлена связь меди и серебра. По всей вероятности, она обусловлена нахождением основного количества серебра в виде примеси в халькопирите, халькозине и борните.

Парагенезис меди и мышьяка связан, в основном, с теннантит-энаргитовой стадией минерализации. В зависимости от концентрации меди, мышьяка и серы образуются теннантит, энаргит или люцонит.

Пара свинец-цинк на Капанском месторождении проявляет весомую корреляционную связь во всех рудных стадиях минерализации, кроме кварц-пиритовой.

Проявление тесной корреляционной связи свинец-висмут скорее всего связано с образованием галенита и галеновисмутита в рудах пирит-халькопиритовой стадии минерализации. Проявленная связь свинца и мышьяка и повышенное содержание висмута в галенитах объясняется также существующим компенсационным изоморфизмом между ионами свинца и висмута. Связь мышьяк-висмут, на наш взгляд, обусловлена схожестью строения внешних электронных оболочек атомов этих элементов. На месторождении также проявлены теллуриды этих элементов.

На Шаумянском месторождении кроме семейства железа выделяется ассоциация свинец, цинк, серебро, медь, висмут, олово, молибден, барий. Наиболее сильная связь у свинца с цинком обусловлена широко развитой кварц-галенит-сфалеритовой парагенетической минеральной ассоциацией. Пара свинец-мышьяк также проявляется в кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации минералов. Значимая корреляция между цинком и серебром, возможно, обусловлена присутствием серебра в виде примеси в сфалерите, где сосредоточено до 23% серебра.

Как и на Капанском месторождении, ярко проявлена связь пары медь-серебро, что обусловлено присутствием серебра в халькопирите, где сосредоточено максимальное количество серебра (до 27%).

Таким образом, на обоих месторождениях проявлены две основные парагенетические ассоциации элементов: первая—хром, никель, титан, кобальт, ванадий, марганец, скандий, и вторая—свинец, цинк, серебро, медь, мышьяк, висмут, олово, молибден, барий, имеющие свои частные специфические особенности.

Выделяя парагенетические ассоциации, мы тем самым обособляем группы химических элементов (или минералов), характеризующихся высокой степенью сходства их геологической истории в пространственно-временных границах изучаемых объектов. Исходя из этого и принимая во внимание другие геолого-геохимические, физико-химиче-

ские и морфологические особенности руд и первичных ореолов, можно предполагать, что формирование руд (и первичных ореолов) на месторождениях различных формационных принадлежностей, какими являются медноколчеданное месторождение Капан и золото-полиметаллическое Шаумян, является продуктом различных стадий единого рудообразующего процесса. О единстве процессов рудоформирования месторождений различных формационных типов, залегающих в общих геолого-структурных образованиях, указывается во многих работах Л. Н. Овчинникова и др. [3, 4] Это обстоятельство открывает благоприятные перспективы использования результатов парагенетических исследований при оценке месторождений полезных ископаемых.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 7.VI.1993.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зарян Р. Н.* О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения.—Изв. АН Арм.ССР, сер. геол.—геогр. наук, 1963, № 4—5, 131—141.
2. *Ачикгезян С. О., Зограбян С. А.*—Кафанский рудный район. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1987, с. 200.
3. *Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Лутков Р. И.* Закономерности пространственного размещения колчеданного оруденения Урала по геолого-статистическим данным.—В кн.: Тр. 3-го Урал. петрогр. совещ.: Тез. докл. Свердловск, 1974, ч. 3, с. 28—29.
4. *Овчинников Л. Н., Масолович А. М.* Экспериментальные исследования гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981, с. 183.
5. *Петровская Н. В.* О понятии парагенетическая минеральная ассоциация.—Геол. руд. месторожд., 1967, № 2, с. 69—78.
6. *Смирнов Б. И.* Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981, 176 с.

Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ, Մ. Պ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Ի. Ս. ՍԻՄՈՆՅԱՆ, Ք. Վ. ԽԱՉԱՆՈՎ

ՏԱՐՐԵՐԻ ՊԱՐԱԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ՀԱՄԱԽՄԲԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՏԱՐԱԾԱԿԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՈՒՄԸ ԿԱՊԱՆ—ՇԱՀՈՒՄՅԱՆ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀԱՆԳՈՒՅՑԻ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Տարրերի պարունակության կորելյացիայի գործակիցների արժեքների հիման վրա, Կապանի և Շահումյանի հանքավայրերի տարբեր հորիզոնների համար, խմբավորման մեթոդով կատարվել է կլաստերային անալիզ՝ հիմնված տարրերի առավել նշանակալի զույգերի միջին կապվածության վրա։ Ստացված արդյունքների անալիզն ու ընդհանրացումը թույլ են տալիս եզ-

րակացնել, որ երկու հանքավայրերում էլ հայտածվում են տարրերի երկու հիմնական համախմբեր՝ առաջինը— քրոմ, նիկել, տիտան, կոբալտ, վանադիում, մանգան, սկանդիում և երկրորդը— կապար, ցինկ, արծաթ, պղինձ, մկնդեղ, բիսմուտ, անագ, մոլիբդեն, բարիում։

Անջատված պարագենետիկական համախմբերն իրենցից ներկայացնում են տարրերի խմբեր, որոնք ուսումնասիրվող օբյեկտների տարածա-ժամանակային սահմաններում բնութագրվում են իրենց երկրաբանական պատմության զարգացման նույնությամբ։

Ելնելով վերը նշվածից և հաշվի առնելով հանքանյութերի և նրանց առաջնային եզրապսակների երկրաբանական, ֆիզիկա-քիմիական և ձևաբանական այլ յուրահատկությունները, կարելի է ենթադրել, որ տարբեր ֆորմացիոն պատկանելիության հանքավայրերում (Կապան, Շահումյան) հանքանյութերի (և առաջնային եզրապսակների) ձևավորումն արդյունք է մեկ ընդհանուր հանքագոյացման պրոցեսի տարբեր փուլերի։

A. S. FARAMAZIAN, M. P. ASLANIAN R. S SIMONIAN, Kh. V. KHACHANOV

PARAGENETIC ASSOCIATIONS OF ELEMENTS AND THEIR SPATIAL DISTRIBUTION WITHIN KAPAN-SHAHUMIAN ORE CENTER

Abstract

The paper presents the results of elements' paragenetic associations study in the Kapan and Shahumian deposits. Two basic paragenetic associations of elements are revealed in both deposits. The revealed paragenetic associations are the groups of elements characterized by a high degree of similarityin their geological history within the spatial and temporal limits of the objects under study. Proceeding from the above said and taking account of a number of other factors it is possible to suggest that ore (and primary range) forming in deposits of different formationorigin (Kapan, Shahumian) is the result of different phases of unified ore forming process.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 63—69

УДК: 550.4+543.544

А. В. МУРАДЯН, Р. С. КУЗАНЯН, Л. Г. АРУСТАМОВА

СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ ГАЗОВ В ПОДПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ ШОРАХБЮРСКОЙ ПЛОЩАДИ

В результате газосъемочных работ, проведенных на Шорахбюрской и прилегающих площадях Приереванского района, в некоторых участках получены аномально высокие содержания углеводородов в подпочвенном воздухе. На основании интерпретации данных, полученных газо-хроматографическим методом, показана перспективность в отношении нефтегазоносности изученной площади.

Газосъемочные работы на территории Республики Армения впервые были произведены В. А. Дьячишиной в 1949 г. на территории Шорахбюрской антиклинали. В задачу входило проведение газосъемочных работ и наблюдение за характером распределения углеводородов на площадях Приереванского района.

Проведя интерпретацию первичных материалов, было показано наличие углеводородных газов в отложениях палеогена. Для утверждения окончательного заключения о перспективности района в отношении потенциальной нефтегазоносности, рекомендовалось проведение всего комплекса геохимических методов разведки.

Поскольку в настоящее время отсутствует достоверная информация о компонентном составе подпочвенного газа, в задачу наших исследований входило изучение Шорахбюрской антиклинали и прилегающих к ней районов (рис. 1) с использованием современной хро-

Рис. 1 Схематическая карта отбора проб подпочвенного воздуха Шорахбюрской площади. 1. Глубинные разломы. 2. Точки с максимальным содержанием УВ— $CH_4 + \Sigma C_2—C_6$. 3. Скважины.

матографической аппаратуры, выявление характера распределения углеводородов и определение наиболее перспективных участков для бурения скважин. С целью правильного проведения качественного и количественного анализа проб подпочвенного воздуха была налажена стандартная газохроматографическая методика по ГОСТ 23781—83 и ГОСТ 14920—79, позволяющая определять индивидуальный состав газа, содержащего углеводороды C_1—C_5, а также неуглеводородные компоненты: водород, азот, кислород, окись и двуокись углерода, сероводород, массовая доля которых выше 0,1%. Использование аргона в качестве газа-носителя позволило определить содержание гелия, являющегося одним из важнейших ингредиентов. Точность определения по водороду—$3 \cdot 10^{-3}$%, по азоту, кислороду и метану—10^{-1}%. Для обнаружения метана и более тяжелых углеводородов, концентрации которых в подпочвенном газе оказались ниже предела чувствительности детектора по теплопроводности, нами была усовершенствована методика ГЖХ пламенно-ионизационным детектором и пределом обнаружения по пропану 10^{-6}% об. В качестве адсорбента использовали жидкий кристалл: п-метоксибензил-иден-п-н-бутилаланин (МББА) с температурой нематической мезофазы в интервале—20° —46,5°. Использование МББА в качестве неподвижной фазы, нанесенной на инертный носитель Цеолит—545, позволяло достичь высокоселективного разделения углеводородов при комнатной температуре и исключить все искажения, связанные с программированием температуры[1].

Условия проведения хроматографического анализа:

Хроматограф	цвет—100;
Длина колонки	1 *м*;
Внутренний диаметр	3 *мм*;
Температура термостата	20°;
Газ-носитель	гелий (или водород);
Расход газа-носителя гелия *л/час*	1,8;
Скорость движения диаграммной ленты	600 *мм/час*;
Неподвижная фаза	МББА;
Носитель	цеолит—545, фракция—0,16 —0,25 *мм*;
Процент пропитки	10% от веса носителя.

Идентификацию проводили по компонентам природного (бытового) газа: н-пентан, н-гексан, н-гентан и по данным анализа целого ряда искусственных смесей. Сигнал пламенно-ионизационного детектора регистрировался на предельной чувствительности (на масштабе (2×10^{-10} 10×10^{-12}).

Эффективный отбор проб в геохимических работах обеспечивался бурением мелких скважин от 2 до 5 *м*, поскольку при бурении и каптаже таких скважин не происходит сильного разбавления подпочвенных газов воздухом. Отбор проводили стандартной установкой АГП—01.

Результаты наших экспериментов (табл. 1) показали, что в подпочвенном газе присутствуют углеводородные компоненты: метан, более тяжелые УВ газы, определяемые в виде $\Sigma C_2 \div C_6$, а также неуглеводородные составляющие: H_2, N_2, O_2, CO_2, He. Относительное содержание метана (относительное, т. к. количества определяли методом внутренней нормировки) в ряде проб оказалось повышенным. Если фоновые значения концентрации метана находятся на уровне 10^{-5}%, то в пробах зафиксировано 10^{-4}—10^{-2} об.% Кроме метана идентифицированы более тяжелые углеводороды: этан, этилен, пропан, изобутан, н-бутан, изопентан, н-пентан и все изомеры н-гексана. В образ-

Таблица 1

Состав и содержание (в % об.) газов в подпочвенном воздухе Шорахбюрской площади

Номер пробы	H_2 (x10^{-3})	N_2	O_2	CO (x10^{-4})	CO_2 (x10^{-3})	He (x10^{-2})	CH_4 (x10^{-4})	ΣC_3—C_6 (x10^{-5})
278	2,7	79,3	20,3	12	0,4	14	2,3	1,8
280	18,9	80,0	19,7	—	0,3	15	3,2	9,3
283	0,45	84,5	18,1	—	0,4	40	1,7	6,9
288	—	79,1	20,7	—	0,35	10	7,4	3,3
295	—	78,7	21,0	—	0,4	18	4,4	3,9
301	2,4	78,7	21,1	—	0,4	11	2,3	1,6
309	6,0	78,5	21,3	15	3,0	11	1,8	1,2
321	—	79,1	18,7	7,9	0,3	29	2,3	1,3
325	5,8	79,0	20,7	6,3	0,4	—	4,3	1,2
327	88	80,8	20,9	9,1	5,5	30	15	22
331	3,3	78,6	21,4	9,6	0,4	—	4,3	7,2
340	3,9	78,8	21,2	—	0,3	—	1,0	8,0
342	6,4	78,8	21,1	—	0,4	—	3,8	1,6
347	—	78,9	21,0	—	0,4	0,8	4,9	5,4
348	5,0	78,1	21,8	—	0,5	—	3,3	2,2
350	5,3	78,0	21,9	—	0,3	—	6,5	4,3
355	4,0	81,1	18,2	—	3	36	2,3	4,8
365	—	78,1	21,9	—	0,3	—	49	21
366	—	79,4	20,3	4,5	0,4	31,9	23	18
370	4,8	79,2	20,6	—	0,3	17,9	19	11
375	9,8	78,0	20,9	—	3,1	49	48	33
385	0,4	78,5	21,4	—	0,4	0,8	1,8	8
387	0,8	78,3	21,5	—	0,4	12	—	$6,4 \div C_7$
388	9,8	78,8	20,8	24	0,4	0,9	12	$9 \div C_7$
392	1,2	79,0	20,9	—	0,4	0,5	4,4	3,6
395	14	80,2	19,4	—	0,4	31	56	6,9
400	19	80,8	18,8	7,2	0,5	26	4,9	3,1
405	0,47	78,5	21,4	—	0,4	0,8	1,8	3,6
409	1,9	79,9	19,7	—	0,4	25,0	4,3	2,8
416	1,4	81,0	18,5	—	0,3	47,0	3,6	5,3
417	3,9	80,4	19,3	—	0,4	27,5	1,3	2,2
422	6,9	78,3	21,7	1,0	0,4	—	1,1	1,8
425	—	79,2	19,9	—	0,3	21	4,4	2,7
428	—	79,6	20,1	—	0,3	0,9	4,6	6,3
432	—	79,2	20,7	—	0,3	0,6	12	48
435	13	81,3	18,2	14	0,4	45	12	78
444	—	79,9	19,8	—	0,3	26	—	43

Примечание: 1. В таблице приведены средние арифметические для 4-кратных аналитических определений и статистически достоверные результаты: 2. Номера проб соответствуют номерам проб на рис. 1.

цах № 387 и № 388 обнаружены микроконцентрации парафиновых углеводородов C_7.

Наличие такого количества метана и его гомологов в сильно разбавленных воздухом подпочвенных газах нельзя рассматривать как случайное явление. Такое скопление углеводородов возможно в результате вертикального мигрирования этих газов из потенциального нефтяного очага или из глубинных трещин. Как известно, газообразные углеводороды, углекислый газ и сероводород образуются на разных этапах эволюции органического вещества, в осадочных отложениях [2]. Метан, углекислый газ и сероводород могут генерироваться также бактериями, живущими в свежеотложившихся осадках—это так называемый «биогенный» газ [3], а углеводородные газы: этан, пропан, бутан образуются, в основном, позднее биогенного метана, до пика термической генерации метана. Следовательно, эта разница во времени образования метана и тяжелых углеводородных газов обусловливает вертикальную зональность распределения газов и доказывает его глубинное происхождение.

В пробах подпочвенного воздуха обнаружено значительное содержание двуокиси углерода, в некоторых образцах почти в 10 раз превышающее его содержание в воздухе. Поскольку CO_2 образуется во время диагенеза в связи с удалением кислорода из керогена, то можно говорить о довольно высокой интенсивности этого процесса литогенеза.

Наблюдаются аномальные значения в содержании как гелия, так и азота. Если учитывать, что фоновая концентрация гелия составляет $4{,}6 \cdot 10^{-4}$ об.%, то полученные результаты по содержанию гелия в подпочвенном воздухе (табл. 1) свидетельствуют о наличии молодых глубинных разломов или залежей газов, сильно обогащенных гелием.

Максимум распределения концентрации гелия в наших пробах находится на уровне 10^{-3}—10^{-2} об.%. Литературные данные [3] по распределению концентреции гелия в коллекторах разного возраста свидетельствуют о том, что максимум распределения содержания гелия для палеозойских газовых месторождений более, чем на два порядка превышает этот максимум для кайнозойских газовых месторождений и составляет 10^{-3}—10^{-2} об. %.

Микроконцентрации водорода для некоторых образцов составляют от 10^{-3} до 10^{-2} об.%. Если уровень фоновых концентраций водорода —$5 \cdot 10^{-5}$ об.%, то полученное содержание весьма значительно.

Наложение данных табл. 1 на геологическую карту изучаемого района вырисовывает следующую картину: в окраинах северной части наблюдаются высокие концентрации метана, двуокиси углерода, азота и углеводородных компонентов, преимущественно биогенной природы, что соответствует зоне метакатагенеза МК—$МК_1$. В центральных, южных и юго-западных зонах, помимо метана начинают преобладать гомологи метана, практически отсутствуют кислые газы. Это соответствует верхним зонам метакатагенеза ($МК_2$—$МК_3$). И, нако-

нец, в северо-восточной зоне преобладают высокотемпературный метан и кислые газы (CO_2, H_2 и др.), что соответствует нижним зонам метакатагенеза ($МК_5$).

Вышеизложенные данные, основанные на проведенных газосъемочных работах по исследованию подпочвенного воздуха на указанной площади, позволяют сделать следующие выводы:

—микроконцентрации углеводородных газов дают возможность делать предположение о возможной перспективности на нефтегазоносность Шорахбюрского района;

—выявленные закономерности распределения углеводородных газов от C_1 до C_7 могут служить геохимическими критериями: 1) при определении перспективности на нефтегазоносность соседних площадей; 2) для оптимального выбора участков бурения глубоких скважин.

Следует отметить, что комплексные геолого-геохимические и геофизические работы намного повысят эффективность работ по определению перспективности исследуемых площадей на нефтегазоносность.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 26.VII.1993.

Ա. Վ. ՄՈՒՐԱԴՅԱՆ, Ռ. Ս. ԿՈՒՉԱՆՅԱՆ, Լ. Գ. ԱՒՈՒՍՏԱՄՈՎԱ

ՇՈՒԱԼԲՅՈՒՐԻ ՏԵՂԱՄԱՍԻ ԵՆԹԱՀՈՂԱՅԻՆ ԳԱԶԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԳԱԶԱՅԻՆ ՔՐՈՄԱՏՈԳՐԱՖԻԱՅԻ ՄԵԹՈԴՈՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մերձերևանյան շրջանի՝ Շոռաղբյուրի և կից տեղամասերում կատարված են գազային հանույթի աշխատանքներ ենթահողային օդում։ Արդյունքում ստացված է ածխաջրածինների անոմալ բարձր քանակություններ։

Աշխատանքները գիտաարտադրական բնույթի էին, ուստի, բացակայում էր ճշգրիտ սեզոնային ինֆորմացիան ենթահողային օդի բաղադրության մասին։

Խումբը, խնդիր դնելով իր առջև, հասնել ճշգրիտ ցուցանիշների, օգտագործել է ժամանակակից քրոմատոգրաֆիկ սարքավորումներ, ավելացնելով սարքավորումների զգայնությունը։ Աշխատանքների ընդհանուր նպատակն է ածխաջրածինների ելքերի ուսումնասիրությունը, նրանց դասակարգումը տարածության մեջ։

Օրկրաքիմիական քրոմատոգրաֆիկ մեթոդիկան հիմնված է ԳՕՍՏ 23781-83, ԳՕՍՏ 14920-79 վրա, որոնք թույլ են տալիս որոշել C_1—C_5 ածխաջրածիններ պարունակող գազերի բաղադրությունն ու քանակը, ինչպես նաև ոչ ածխաջրածնային կոմպոնենտներ H_2, O_2, N_2, CO, CO_2, H_2S. կշռային մասը ծավ. 0,1% բարձր է։

Մեթանը և նրանից ծանր ածխաջրածինները հայտնաբերելու համար մր-

շակվել է գազա-հեղուկային քրոմատոգրաֆիայի մեթոդիկա՝ բոցա-իոնիզացիոն դետեկտորով (քանի որ ածխաջրածինների կոնցետրացիան ցածր է ջերմահաղորդիչ դետեկտորի զգայնությունից)։ Դետեկտորի զգայնությունը կազմում է մինչև 10^{-6}% ծավ.։ Որպես ադսորբենտ օգտագործվել է հեղուկ բյուրեղ-պ-մեթոկսի բենզիլ-իդեն-պ-ն-բուտիլանիլին (ՄԲԲԱ), որ նեմատիկ մեզոֆազայի ջերմաստիճանը -20^0 — $46,5^0$ է։ Օգտագործելով այդ նյութը, որպես անշարժ ֆազա հնարավոր է հասնել ածխաջրածինների բարձրսնլեկտիվ բաժանման սենյակային ջերմաստիճանի պայմաններում և բացառել խանգարումները կապված ջերմաստիճանի ծրագրավորման հետ։

Ստացած տվյալները ցույց են տալիս, որ ենթահողային օդում առկա են ածխաջրածնային կոմպոնենտներ— մեթան և նրանից ծանր ածխաջրածնային գազեր և ոչ ածխաջրածնային բաղադրիչներ— H_2, N_2, O_2, CO, CO_2, He։ Մեթանի հարաբերական քանակությունը որոշ նմուշներում բարձր է։ Թթև մեթանի ֆոնային կոնցենտրացիան գտնվում է ծավ. 10^{-5}% սահմանում, ապա մեր նմուշներում ֆիքսված է ծավ. 10^{-2}—10^{-1}%, երկու նմուշներում ներկա է պարաֆինային C_7 ածխաջրածինների միկրոքանակություններ։

Մեթանի և նրա ածանցյալ ածխաջրածինների այդպիսի քանակությունները չի կարելի դիտել որպես պատահական երևույթ։ Դա հնարավոր հետևանք է այդ գազերի վերտիկալ միգրացիայի ենթադրվող նավթագազային աղբյուրից։

Ենթահողային օդի նմուշներում հայտնաբերված է զգալի քանակությամբ CO_2, որտեղ նմուշներում համարյա 10 անգամ գերազանցելով իր պարունակությունը օդում։ Քանի որ, CO_2 առաջանում է դիագենեզի ժամանակ կերոգենից թթվածնի հեռացումից հետո, ապա կարելի է ասել, որ լիթոգենեզի այդ պրոցեսը բավականին ինտենսիվ է։

Թթե He-ի ֆոնային պարունակությունը— ծավ. $4,6 \cdot 10^{-3}$% ,ապա ստացված He-ի քանակը կազմում է ծավ. 10^{-1}—10^{-3}%: Սա վկայում է, որ գոյություն ունեն գազային օջախներ, որոնք հարստացված են He-ով, կամ այս տարածքները կապված են երիտասարդ խորքային խզվածքների հետ։

Համադրելով ստացված տվյալները երկրաբանական քարտեզի վրա և դիտելով CH_4, CO_2, N_2, He և ΣC_2—C_6 բարձր կոնցենտրացիաները որպես նավթաբերության նախանիշներ, կարելի է եզրակացնել, որ ուսումնասիրվող տարածքը պոտենցիալ նավթագազաբեր է։

A. W. MOURADIAN, R. S. KOUZANIAN, L. G. AROUSTAMOVA

THE STUDY OF GAS CONTENTS AND COMPOSITION IN SHORAKHBYUR AREA UNDERGROUND AIR BY THE METHOD OF GAS-CHROMATOGRAPHY

Abstract

Abnormally high contents of hydrocarbons in sub-soil air in some sites were obtained in the result of gas survey carried out in the Shorakhpyur and abjacent areas of the Near-Yerevan region.

In the paper the prospectivity of the studied area for oil and gas is shown basing on the interpretation of data obtained by the gas chromatography method.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андроникашвили Т. Г., Арустамова Л. Г., Султанов Н. Т., Маркарян К. Г.* Жидкие кристаллы в капиллярной хроматографии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 98 с.
2. *Карцев А. А.* Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 279 с.
3. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 497 с.
4. *Чахмахчев В. А.* Геохимия процесса миграции углеводородных систем. М.: Недра. 1983. 231 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994. № 1—2, 70—82

УДК 551.577: 577.17.049

В. Л. АНАНЯН, Л. А. АРАРАТЯН, Б. Х. МЕЖУНЦ, Р. Г. РЕВАЗЯН, Э. А. САФРАЗБЕКЯН

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В АРМЕНИИ

В 1989—1990 гг. изучался макро- и микроэлементный состав осадков в 18 пунктах Армении. Минерализация осадков колеблется от 66 до 483 *мг/л*, в среднем по республике—163 *мг/л*. Микроэлементы определялись раздельно в жидкой фазе дождя и во взвеси. Концентрация микроэлементов в осадках составила 1,0—14,9%, в среднем 3,3% от общего содержания ионов (макро- и микроэлементов). На первом месте по содержанию находится Fe—68,4—96,4% от суммы, на втором—Ti и Mn. Железо, титан и свинец в основном содержатся во взвеси, т. е. в пылевых отложениях. Отмечается тенденция к повышению концентрации химических веществ в атмосферных осадках по сравнению с 1960—1970 годами.

Мониторинг за химическим составом атмосферных осадков представляет большой интерес. Во-первых, осадки являются одним из звеньев в круговороте веществ в природе, с которыми происходит поступление значительного количества веществ в почву и растения. При этом химические вещества поступают в форме растворов, т. е. в биогеохимически активной форме. Во-вторых, атмосферные осадки являются очень чутким индикатором антропогенного загрязнения среды и путей переноса загрязняющих веществ на значительные территории.

Возрастающие масштабы влияния хозяйственной деятельности человека существенно повысили значение антропогенного фактора загрязнения среды. Основными источниками выбросов являются: сжигание топлива, утилизация отходов, металлургия и другие производства.

В условиях горного рельефа перемещение воздушных масс, несущих различные примеси, имеет очень сложный характер. При этом может быть так, что близлежащие от источника районы будут загрязняться меньше, чем более отдаленные, а где-то далеко может происходить концентрирование этих веществ. Исследования, проведенные в Армении, показали, что на расстоянии 100—300 *км* средние концентрации ионов в осадках изменяются от 50 до 130 *мг/л* [4]. Исследования В. Л. Ананян и Л. А. Араратяна [1] показали, что по вертикальному профилю в полупустынном, лугостепном и лесном поясах средние многолетние показатели атмосферных отложений (осадки+пыль) составили соответственно 896—741, 465 и 305 *кг/га*. Между величиной атмосферных осадков и количеством отложений имеется тесная обратная корреляционная зависимость.

В плане изучения экологического нарушения миграции химических элементов в системе атмосферные осадки—почва—растение с

1989 года проводится изучение макро— и микроэлементного состава атмосферных выпадений в 18 пунктах Армении.

Пробы дождевой воды собирались по договоренности на гидрометеорологических станциях в полиэтиленовые 2-литровые сосуды, куда предварительно накапывали толуол. Пробы фильтровали. Часть фильтрата после выпаривания и высушивания при 105°С использовали для определения микроэлементов. В оставшейся части фильтрата, т. е. в жидкой фазе дождя, определяли Ca, Mg, K, Na, So_4, Cl, HCO_3 и pH методами, принятыми в гидрохимических исследованиях. Остаток взвеси (пылевые отложения) на фильтре озоляли при 450° С, взвешивали. Микроэлементы Fe, Ti, Mn, Ni, Cu, Pb, Mo, B определяли в сухом остатке жидкой фазы и озоленном остатке взвеси методом количественного спектрального анализа.

В табл. 1 приведены наименования пунктов, откуда брались пробы дождевых вод, указаны высотные отметки гидрометеорологических станций, а также количество осадков за 1989 год.

Таблица 1

Пункты обследования

Номера	Наименования пунктов	Высота над у.м., м	Осадки за 1989 г. мм	Распределение по сезонам
1	Арагац	3250	70[illegible].6	О>Л>З>В
2	Кошабулах	1891	531,0	О>В>З>Л
3	Арарат	818	133,0	Л>О>В>З
4	Армавир	861	166,0	О>В>Л>З
5	Ереван	910	218,0	О>В>Л>З
6	Раздан	1765	533,5	О>В>Л>З
7	Севан	1918	484,7	О>Л>В>З
8	Семеновка	2104	594,7	О>Л>В>З
9	Дилижан	1256	587,1	Л>О>В>З
10	Иджеван	732	511,6	О>Л>В>З
11	Берд	934	346,9	О>Л>В>З
12	Гюмри	1556	450,7	О>Л>В>З
13	Ванадзор	1350	501,2	О>Л>В>З
14	Степанаван	1397	585,0	Л>О>В>З
15	Одзун	1127	488,1	О>Л>В>З
16	Сисиан	1580	256,7	О>В>Л>З
17	Горис	1398	525,9	О>В>Л>З
18	Капан	708	354,7	О>В>Л>З

Сравнение с многолетними показателями максимальных и минимальных осадков показывает, что в 1989 году количество выпавших осадков близко к минимальному уровню. Основное количество осадков почти во всех пунктах, за некоторым исключением, выпадало осенью,а меньше всего зимой. Лето и весна меняли свое место в ряду.

Запыленность воздуха. В табл. 2 рассмотрены данные о количествах сухого остатка жидкой фазы дождя и взвеси. Взвесь—это частички пыли, которые с дождем осаждаются на землю. Как показывают данные, содержание пыли в атмосферных осадках в пунктах, расположенных в различных почвенно-климатических условиях, сильно варьировало. В пределах одного пункта в зависимости от сроков взятия проб количество сухого остатка жидкой фазы дождя и взвеси колеблется в значительной степени. Наибольшая запыленность воздуха отмечалась в Ванадзоре в июне и августе—81,0—85,7%. В Гюм-

ри в те же месяцы эти показатели составили 28,5—51,5%, в Степанаване—47,4—59,0%. В Арарате, где запыленность воздуха должна быть высокой по причине работы цементного завода, получены сравнительно пониженные показатели в мае—32,7%, в сентябре—10,6%. Отсутствие четкой картины связано с большим разнообразием природных (типы почв, количество осадков, ветры, растительный покров, температура и др.) и антропогенных факторов, а также месторасположением гидрометстанций по отношению к источникам, загрязняющим воздушный бассейн.

Таблица 2

Количество сухого остатка и взвеси в осадках

Пункты	Сроки	мг/л			% взвеси от суммы
		сухой остаток	взвесь	сумма	
1	6. VII	51,9	29,1	81,0	36,0
2	9. VIII	96,9	42,0	138,9	30,2
3	13. V	592,1	288,7	880,8	32,7
	28. IX	147,1	17,4	174,6	10,6
4	20. VI	424,0	193,6	617,6	31,3
5	13. V	233,8	71,8	305,6	23,5
6	16. VI	106,3	50,2	156,0	32,1
7	16. VI	76,3	23,6	99,9	23,6
	28. VI	57,6	29,6	87,2	34,0
8	16. VI	67,1	57,4	124,5	46,1
10	16. VI	120,0	51,5	171,1	30,0
	13. VII	53,6	36,3	89,9	40,4
11	6. VII	223,0	28,4	251,4	11,3
12	21. VI	159,0	63,2	222,2	28,5
	26. VIII	49,2	52,2	101,4	51,5
13	21. VI	115,0	488,0	603,0	81,0
	21. VIII	54,6	328,4	383,0	85,7
14	21. VI	69,2	62,3	131,5	47,4
	28. VIII	44,1	63,5	107,6	59,0
15	21. VI	181,6	67,1	248,7	26,9
	28. VIII	30,0	43,2	73,2	59,6
16	20. VI	96,2	49,8	146,0	34,1
	18. XI	147,0	173,2	320,2	54,1
17	20. VI	87,8	75,1	162,9	46,1
	13. XI	87,0	149,0	236,0	63,1

Во всех пунктах количество механических примесей (взвесь) в дождевой воде колебалось в больших пределах—10,6—85,7%, а в среднем составило 40,7% от суммы. Из 25 случаев только в 9-и процент взвеси или «запыленность» выше среднего показателя.

Самый низкий показатель суммарных отложений, т. е. сухой остаток жидкой фазы дождя плюс взвесь, отмечен на Арагаце (3250*м. н. у. м.)* и на полуострове оз. Севан. В одном и том же пункте наблюдаются колебания между сроками взятия проб. Так, например, в Арарате различие составило 5 раз, а в остальных пунктах до 2-х раз.

pH осадков. Многочисленные исследования [5,9] в США, Западной Европе, бывшей СССР показывают, что pH атмосферных осадков обычно колеблется в пределах 5—6, опускается до 3—4 [7]. В Армении, по данным [3], pH атмосферных осадков колебалось в пределах

6,6—7,4. По данным Г. К. Габриеляна [2], pH снеговых вод, собранных по всей республике в течение 1987—1989 годов, в большинстве случаев колебалось в пределах 6—7.

Приведенные в табл. 3 данные показали, что pH дождевых вод, собранных в течение 1989 г., имеют в основном нейтральную или слабо-щелочную реакцию, за исключением четырех случаев: Гюмри—VI—VIII месяцы—6,5—6,4, Одзун VI—6,6, Степанаван—VIII—6,8. В среднем для 35 случаев pH равнялся 7,43.

Таблица 3

pH и концентрация макропримесей химических веществ в атмосферных осадках. 1989 г. (*мг/л*—средние).

Пункты	Кол во определений	Ca	Mg	K	Na	SO_4	Cl	HCO_3	pH
1	3	5,6	5,3	2,3	2,7	14,8	9,9	24,4	7,2—7,7
2	2	15,6	29,2	2,2	2,3	24,7	11,3	34,1	7,3
3	3	35,7	7,0	10,5	19,3	119,1	34,0	81,3	7,4
4	1	66,0	12,0	10,1	23,5	70,1	53,8	165,9	8,0
5	1	10,6	10,0	11,0	26,7	159,4	48,1	190,3	—
6	5	13,0	3,7	3,0	4,0	42,2	13,0	39,0	7,1—7,5
7	5	9,4	5,5	2,0	2,2	25,7	10,7	29,1	7,0—7,3
8	3	12,0	2,4	2,3	1,9	33,6	10,4	34,2	7,3
9	4	9,4	2,3	2,6	3,2	30,0	10,6	31,7	7,0—7,5
10	3	10,7	3,2	1,5	1,8	27,0	9,4	26,0	7,3
11	5	19,6	7,5	2,9	4,8	32,6	14,1	28,3	6,5—7,4
12	5	16,5	2,6	1,3	1,9	41,0	8,5	61,8	7,1
13	1	4,8	1,0	8,6	23,5	68,2	34,0	9,8	7,0
14	3	7,2	0,7	2,3	6,1	21,6	12,7	34,2	6,8—7,4
15	4	9,6	3,1	1,2	1,3	104,3	9,2	20,7	6,6—7,1
16	3	17,6	7,7	6,3	6,0	47,0	13,2	47,1	7,3
17	3	15,2	13,6	1,7	1,9	42,7	8,5	48,9	7,3
18	3	12,8	8,6	1,8	11,3	56,0	21,7	22,0	7,9

По региону: крайние показатели-числитель, среднее-знаменатель.

$$Ca — \frac{6,4—8,0}{7,4} \quad ; \quad Mg — \frac{0,4—39,8}{6,0} \quad ; \quad K — \frac{0,5—19,6}{4,3}$$

$$Na — \frac{0,7—43,7}{5,4} \quad ; \quad SO_4 — \frac{11,5—201,6}{49,2} \quad ; \quad Cl — \frac{5,6—56,6}{14,7}$$

$$HCO_3 — \frac{9,8—190,3}{41,7}$$

Ряды по средним: катионы—$Ca > Mg > Na > K$

анионы—$SO_4 > HCO_3 > Cl$

Таким образом можно утверждать, что кислотных осадков на территории Армении нет. Как справедливо указывает Г. К. Габриелян [2], на территории Армении в большинстве случаев наблюдается наличие карбонатной коры выветривания. Основным типоморфным элементом является кальций, в результате чего атмосфера обогащается кальцием, гидрокарбонатами, магнием, натрием, которые нейтрализуют кислотные выбросы ряда предприятий.

Макроэлементы. Приведенные в табл. 3 данные показывают, что самые загрязненные атмосферные осадки наблюдаются в Арарате, Армавире, Ереване, где осадки систематически загрязняются выбросами различных предприятий. В других пунктах загрязнение атмо-

сферного бассейна происходит периодически в различные сроки. Сравнительно чистыми пунктами являются Арагац, Дилижан, Иджеван.

Исследования [2, 3] показали, что в Армении преобладающей примесью в осадках является гидрокарбонатный ион, второе место в анионном составе занимает сульфат-ион, но иногда встречаются осадки, где сульфат-ион занимает первое место. Как показали наши данные (табл. 3), из 42-х случаев в 25-и на первом месте находится гидрокарбонатный ион, в 17-и—сульфат-ион. Как указывалось выше, после землетрясения основной источник, выбрасывающий сульфат-ион в атмосферу, —Алавердский комбинат был закрыт. Тем не менее источники загрязнения атмосферы сульфат-ионом в Армении еще имеются. Имест место также и перенос из других регионов, как это наблюдается в пункте Берд.

По усредненным показателям для территории Армении катионы составляют ряд: $Ca > Mg > Na > K$, анионы $HCO_3 > SO_4 > Cl$. Нарушение этих рядов указывает на загрязнение атмосферы промышленными выбросами.

Мы сравнили наши данные за 1989 г. с показателями, полученными и усредненными за период 1963—1970 гг. и 1972 г. [3]. Приведенные в табл. 4 данные показывают, что почти во всех пунктах наблюдается тенденция к повышению концентрации химических веществ в атмосферных осадках. Особенно это касается сульфат-иона, концен-

Таблица 4

Изменение концентрации химических веществ в атмосферных осадках за период 1963—1970 гг. [3]—I и 1989 г. —(наши данные) —II. *мг/л.*

Пункты	Периоды	pH	Ca	Mg	K	Na	SO_4	Cl	HCO_3
3.	I	7.18	35.2	4.8	13.8	11.3	39.9	16.0	96.3
	II	7.40	35.7	7.0	10.5	19.3	119.1	34.0	81.3
6	I	6.74	6.8	3.1	1.5	2.0	12.6	6.0	26.0
	II	7.35	13.0	3.7	3.4	4.0	42.2	13 0	39.0
7.	I	6.76	7.9	2.3	1.4	2.1	8.6	6.0	26.1
	II	7.18	9.4	5.5	2.0	2.2	25.7	10.7	29.2
8.	I	6.72	6.5	2.3	1.9	1.6	8.9	5.2	23.5
	II	7.35	12.0	2.4	2.3	1.9	33.6	10.4	34.2
9.	I	6.74	5.7	2.0	2.3	3.5	7 0	6.1	29.3
	II	7.21	9.4	2.3	2.6	3.2	30.0	10.6	31 7
10.	I	6.79	8.2	2.1	2.7	3.2	7.0	9.1	34.1
	II	7.17	10.7	3.2	1.5	1.8	27.8	9.4	26.0
15.	I*)	6.71	29.8	6.9	1.3	2.2	49 4	7.7	17.7
	II	6.87	9.6	3.1	1.2	1.3	55.7**)	9.2	20.7
13.	I*)	7.36	21.2	3.9	3.3	7.7	51.7	8.7	62.7
	II	7.12	16.5	2.6	1.4	1.9	41.0	8.5	61.8
18.	I*)	7.02	4.6	1.4	0.5	1.1	7.1	3.1	20.6
	II	7.95	12 8	8.6	1.8	11.3	56.0	21.7	22.0

*) За 1972 г., **) После закрытия Алавердского комбината.

трация которого в большинстве пунктов повысилась в 3—4 раза, в Капане—8 раз. В пункте Одзун и Ванадзоре разница небольшая-1,1—1,2 раза. В Одзуне концентрация сульфат-иона всегда была высокая за счет Алавердского горно-металлургического комбината. После его закрытия концентрация SO_4 снизилась. Данные показывают, что в Армении и поныне имеются источники выбросов соединений серы (ТЭЦ-ы и др.), имеет место также и привнос извне.

Наблюдается также повышение концентрации хлор-иона в большинстве исследуемых пунктов в 1,8—2 раза, в Капане—7 раз. В пунктах Иджеван, Ванадзор, Одзун содержание его находится почти на том же уровне, что и в 1963—1970 гг. Концентрация гидрокарбонатного иона почти не изменилась, местами отмечается даже снижение.

Из катионов концентрация Ca в большинстве пунктов несколько повысилась, за исключением пунктов Одзун и Ванадзор, где наблюдается снижение. Концентрация Mg, K и Na в большинстве пунктов находится на уровне 1963—1970 гг.

Проведенные в различных регионах Европейской территории СССР исследования показали (табл. 5), что в промышленных районах по сравнению с фоновыми, содержание макрокомпонентов химических веществ в осадках существенно выше. Концентрация веществ в атмосферных осадках промышленных районов в Центре и Северо-Западе ЕТС почти не отличаются от показателей в Армении. Максимальные концентрации химических веществ в осадках Армении сравнительно выше.

Микроэлементы. Суммарная концентрация *железа* (т. е. жидкая фаза+взвесь) в осадках в исследуемых пунктах колебалась в пределах от 1034 до 7130 *мкг/л* (табл. 6). Наибольшие выпадения его отмечались в Арарате в мае и Степанаване в августе. В жидкой фазе дождя концентрация *железа* колебалась от 60 до 1100 *мкг/л*, в среднем для всех пунктов—258 *мкг/л*. При этом случаев, превышающих средний показатель, было 7 из 26-и. Наибольшая концентрация Fe в жидкой фазе дождя наблюдалась в Одзуне, Ереване, Горисе, Севане. Наиболее характерной особенностью является то, что основное содержание Fe находится во взвеси, т. е. в пылевых частицах. Отношение взвесь/жидкая фаза показывает, во сколько раз концентрация иона в пыли больше или меньше, чем в жидкой фазе. Так вот, во всех пунктах это отношение для железа было выше единицы и колебалось в пределах 2—55 (табл. 7). Концентрация в значительной степени колебалась в зависимости от сроков взятия проб, особенно во взвеси.

В отличие от железа, *марганец* преимущественно находится в жидкой фазе дождя. Так, отношение взвесь/жидкая фаза дождя колебалось в пределах 0,16—4,7, при этом случаев превышающих единицу, было 7 из 23-х (табл. 7). Повышения концентрации Mn во взвеси наблюдались в Одзуне, Ванадзоре, Армавире, Иджеване. Суммарная концентрация Mn в дождевой воде колебалась в пределах 48,5—583,5 *мкг/л* (табл. 6), в жидкой фазе дождя 15—580 *мкг/л* в среднем 129

Таблица 5

Концентрация элементов в атмосферных осадках в различных регионах *мг/л.*

	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	Источник
Фоновые Лит. ССР р-ны VII - VIII—1986 г.	4.6—5.6	0.63—3.2	0.1—0.43	0.1—0.37	0.18—0.55	4.8—10.2	0.31—0.79	Ровинский и др. 1989 [6]
Центр ЕТС	5.4—6.1	3.0—3.3	0.6—0.6	0.6—1.2	1.2—0.7	3.7—6.9	8.6—7.5	Учватов, 1989 [8]
Фоновые р-ны Средние за 1976—1985	6.3—6.9	4.2—7.8	0.8—2.1	0.6—1.2	0.4—1.6	6.6—18.0	7.3—10.0	
Пром. р-ны Северо-Запад ЕТС	6.1—6.9	1.1—7.6	0.3—1.8	0.9—5.2	1.4—5.4	4.3—9.9	9.8—15.4	
Фоновые р-ны Средние за 1976—1985	7.3—8.4	12.9—31.0	0.8—15.1	0.9—50.5	2.3—46.2	47.8—91.0	14.9—19.0	
Пром. р-ны Армения в 17 пунктах за 1989 г.	6.4—8.0	2.4—66.0	0.48—39.8	0.5—19.6	0.7—43.7	11.5—201.6	5.7—56.6	Наши данные

Таблица 6

Концентрация микроэлементов в дожде (жидкая фаза+взвесь), *мкг/л*

Пункты	месяц	Fe	Mn	Ti	Ni	Cu	Pb	Mo*)	B
1	VII	1277,0	90,9	34,4	4,5	12,6	55,0	2,3	21,2
2	VIII	2356,0	156,6	70,5	7,0	29,0	(59,0)	35,0	25,0
3	V	7130,0	229,0	431,0	26,0	98,0	137,0	47,0	(326,0)
	IX	1676,0	48,5	42,9	5,1	24,7	15,2	8,2	54,6
4	VI	2601,0	129,0	327,0	21,0	65,2	125,9	37,0	83,3
5	V	1508,0	61,0	103,0	10,0	31,0	36,5	15,0	38,0
6	VI	2580,0	132,0	101,0	5,2	18,3	89,0	17,0	37,0
		2935 0	81,0	64,0	6,0	18,6	86,7	30,0	12,7
7	VI	1034,0	68,0	122,0	8,3	13,9	71,8	3,4	23,7
8	VI	4194,0	136,0	218,0	6,7	15,6	101,0	16,0	7,4
10	VII	1927,0	573,5	205,0	5,7	16,3	83,1	2,6	18,0
11	VII	1289,0	149,0	111,0	29,5	42,5	56,0	—	19,6
12	VI	2398,0	124,0	368,0	10,4	29,0	51,3	7,8	29,2
	VIII	2783,0	145,3	49,5	8,1	32,6	41,3	0,8	18 3
13	VIII	5344,0	470,8	204,4	37,7	148,0	89,1	2,1	56,2
14	VI	2582,0	146,0	209,4	9,9	11,5	136,6	3,8	12,7
	VIII	7306,0	158,0	133,2	12,7	35,0	42,1	1,7	17,7
15	VI	4182,0	583,0	411,0	16,8	53,0	142,4	8,9	35,7
	VIII	3103,0	133,8	64,8	5,8	18,9	15,6	1,5	12,6
16	VI	1763,0	151,2	190,3	33,2	20,1	113,9	6,0	27,1
17	VI	1798,0	209,0	75,8	8,7	19,0	82,0	4,4	20,9
В числителе крайние показатели, в знаменателе—средние		1034—7130	48,5—583,5	34,4—431,0	4 5—37,7	11,5—148,0	15,2—142,2	0,8—47,0	7,4—83,3
		2885	190	176	14	38,0	78	28	28
В п случаях концентрация больше среднего (ср)		в 8>ср.	в 5> ср.	в 9>ср.	в 7>ср.	в 6>ср.	в 8>ср	в 4>ср.	в 7>ср.

*) Мо—определяли только в жидкой фазе дождя.

мкг/л. Превышение концентрации Мп в жидкой фазе выше среднего наблюдалось в 6-ти случаях из 26-и. Наблюдаются значительные колебания Мп в пробах дождя в зависимости от сроков.

Суммарная концентрация *титана* колеблется от 34,4 до 411,0 *мкг/л* (табл. 6), в жидкой фазе дождя—от 2,5 до 170 *мкг/л*, в среднем 43 *мкг/л*. Содержание Ti во взвеси колеблется в больших пределах—от 2,9 до 499*мкг/л*, в среднем 142*мкг/л*, при этом превышение от среднего было в 14 случаях из 33-х. Отношение взвесь/жидкая фаза колебалось от 0,1 до 12,7. Отклонений выше единицы наблюдалось в 17 случаях из 22-х (табл. 7). Это означает, что *титан* в больших количествах содержался во взвеси, т. е. в пылевых отложениях. Наибольшие выпадения титана отмечались в отдельных пробах в Арарате, Армавире, Ванадзоре, Горисе (табл. 6). Самые низкие концентрации наблюдались в пунктах Арагац, Кошабулах.

Таблица 7

Отношение микроэлементов во взвеси к жидкой фазе $\left(\frac{\text{взвесь}}{\text{жидкая фаза}}\right)$

Пункт	Fe	Mn	Ti	Ni	Cu	Pb	B
Арагац	9,8	0,5	12,7	0,7	0,6	4,0	0,06
Кошабулах	8,8	0,3	0,6	1,0	1,0	—	—
Арарат	22	2,8	5,0	1,6	1,6	11,4	0,16
	9,5	2,2	6,1	0,3	5,4	0,3	0,07
Армавир	29,6	2,0	3,8	0,9	0,5	20,3	0,1
Ереван	9,8	1,9	2,0	0,4	0,4	3,8	0,02
Раздан	16,2	0,8	5,0	0,6	0,6	7,9	1,3
	47,9	1,1	1,1	1 0	1,6	0,2	1,4
Севан	4,0	0,3	1,8	0,2	0,4	3,7	0,03
	—	0,2	0,8	0,4	1,6	27,8	1,4
Семеновка	13	0,6	6,0	1,5	2,5	7,4	0,54
Дилижан	—	—	—	—	—	—	—
Иджеван	8,0	4,7	4,3	0,8	0,9	5,3	0,12
Берд	2,0	0,3	0,8	0,1	0,1	1,5	0,03
Гюмри	17,4	0,5	10,5	0,6	0,4	3,6	1,9
	32,5	0,6	2,3	1,7	2,8	0,5	0,4
Ванадзор	32,4	4,7	7,8	11,0	14,0	14,8	3,3
Степанаван	16,2	0,5	6,7	1,8	0,8	16,9	0,3
	55,2	0,7	4,5	2,8	2,5	5,7	0,6
Одзун	4,6	0,1	1,4	0,4	0,8	5,4	0,06
	10,9	0,9	0,2	0,7	1,6	10,1	0,2
Сисиан	8,2	0,16	4,7	0,4	0,4	9,3	0,06
	—	—	—	—	—	—	—
Горис	4,8	0,23	0,6	0,8	0,6	2,5	0,1
	9,8	0,16	10,0	3,2	8,5	—	—
Крайние показатели	2,0—55,2	0,16—4,7	0,1—12,7	0,1—11	0,1—14,0	0,2—27,8	0,02—3,3
	в 22>1	из 23 в 7>1	из 23 в 17>1	из 23 в 7>1	из 23 в 10>1	из 21 в 18>1	из 21 в 5>1

Концентрация *никеля* колеблется от 4,5 до 37,7 *мкг/л*, в среднем 14,0 *мкг/л* (табл. 6). Отношение взвесь/жидкая фаза (табл. 7) колеблется от 0,09 до 11,0 и только в 7-и случаях из 23-х это отношение больше единицы. Это означает, что в основном концентрация Ni находится больше в растворенном состоянии. Повышение концентрации

никеля во взвеси отмечалось в отдельных пробах в Ванадзоре, Сисиане, Арарате. Наименьшие его концентрации наблюдались на Арагаце, в Кошабулахе, Иджеване.

Суммарное содержание *меди в* атмосферных осадках колеблется от 11,5 до 148 *мкг/л,* в среднем равно 35,2 *мкг/л.* Концентраций Cu выше среднего отмечено в 6-и случаях из 22-х. Наибольшие суммарные концентрации Cu в осадках наблюдались в Ванадзоре, Арарате, Армавире, Сисиане, Горисе. Отношение взвесь/жидкая фаза колебалось в пределах 0,1—14,0, при этом в 11 случаях из 23-х, т. е. примерно наполовину, это отношение выше единицы. Концентрация Cu, видимо, в зависимости от обстоятельств, увеличивается или уменьшается то в жидкой фазе дождя, то во взвеси (табл. 6, 7).

Суммарная концентрация *свинца* в атмосферных осадках в Армении в 1989 г. колебалась в пределах 15,2—142,4 *мкг/л,* в среднем 78,0. При этом в 8 случаях из 22-х концентрация его была выше средней. В зависимости от сроков взятия концентрация Pb в осадках в ряде мест сильно колеблется, так, например, в Одзуне в июне содержалось 142,4 *мкг/л,* а в августе спустилось до 15,6 *мкг/л,* в Арарате в мае—137,0 *мкг/л,* в октябре—15,2 *мкг/л.* В Горисе в июне и октябре концентрации Pb были почти одинаковые—82,0—87,2 *мкг/л.* Свинец в основном содержался в твердой фазе дождя во взвеси. Отношение взвесь/жидкая фаза колеблется от 0,2 до 27,8, при этом в 18 случаях из 21 эти показатели выше единицы (табл. 6, 7), т. е. Pb преимущественно содержался в пылевых отложениях.

Суммарная концентрация *бора* в атмосферных осадках колебалась от 7,4 до 83,3 *мкг/л,* в среднем 28,0 *мкг/л.* В исследованных пунктах в 7 случаях из 22-х содержание бора в дожде было выше среднего. В Арарате в мае отмечалось резкое повышение концентрации—326 *мкг/л,* а в октябре снизилось до 54,6 *мкг/л.* Отношение взвесь/жидкая фаза колеблется от 0,02 до 3,3, при этом только в 5 случаях из 21 этот показатель выше единицы (табл. 6, 7). Это означает, что бор находится преимущественно в растворенном виде в жидкой фазе дождя.

Концентрация *молибдена* низкая. Mo во взвеси не был обнаружен, в жидкой же фазе определен благодаря обогащению при выпаривании 1,5 *л* жидкости. Концентрация Mo в жидкой фазе дождя колебалась от 0,8 до 47, 0 *мкг/л,* в среднем равнялась 28,0 *мкг/л,* при этом только в 4-х случаях из 22-х показатели Mo были выше среднего в Арарате, Армавире, Кошабулахе, Раздане (табл. 6). Надо указать на очень резкое повышение концентрации Mo (которое мы не учли при расчете среднего) в апреле 1989 г. в Гюмри—до 420 *мкг/л.* Очевидно, в результате разрушений, пожаров после землетрясения произошел временный локальный выброс, так как в последующем концентрация Mo в осадках снизалась до 7,8 и 2,1 *мкг/л.*

Изучено относительное содержание каждого микроэлемента (в % от суммы). Сумма микроэлементов в атмосферных осадках колеба-

лась в пределах 1,35—9,05 *мг/л*, среднем—3,88 *мг/л*. При этом только в 9 случаях из 30 сумма микроэлементов была выше среднего. Это те случаи, когда отдельные пробы были взяты в разные сроки в Арарате, Севане, Семеновке, Степанаване, Одзуне, Капане, Ванадзоре, Горисе. В пределах одного пункта сумма микроэлементов заметно различается в зависимости от сроков взятия проб, что связано с природными и антропогенными условиями—загрязнением атмосферы производственными выбросами местного характера или привносом извне. Относительные показатели содержания отдельных микроэлементов показывают, что во всех случаях на первом месте стоит Fe—концентрации его составляют 68,4—96,4% от суммы, на 2 и 3 местах находятся Mn и Ti. Медь, свинец и бор занимают средние места без определенной закономерности. Наименьшие концентрации имеют никель и молибден. Крайние относительные содержания их в осадках колеблются Ni—0,05—11,7%, Mo—0,01—1,3% от суммы микроэлементов (не считая пиковых концентраций).

Сравнение концентраций микроэлементов в Армении за 1989 г. с аналогичными данными в других регионах мира [10, 11, 12, 13] показало, что по уровню концентраций микроэлементов территория Армении существенно выше большинства фоновых районов мира, за исключением центра Европейской территории бывшего СССР, Подмосковья и Калифорнии (по Pb), где их уровни близки к данным по Армении.

Центр эколого-ноосферных исследований
НАН РА

Поступила 7.11. 1994.

Վ. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Լ. Ա. ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ, Բ. Խ. ՄԱԺՈՒՆՑ, Ռ. Հ. ՌՇՎԱՋՅԱՆ, Է. Ա. ՍԱՖՐԱԶԲԵԿՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

1989—90 թթ. ընթացքում Հայաստանի շուրջ 18 շրջաններում (հենակետերում) կատարած անձրևաջրերի քիմիական կազմի ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ դրանց pH-ը հիմնականում ունի չեզոք և թույլ հիմնային ռեակցիա, այսինքն Հայաստանի տարածքում չկան թթվային անձրևաջրեր, քանի որ Cl-ի և SO_4-ի անիոնները չեզոքացվում են Ca, Mg, Na և հիդրոկարբոնատների իոնների բարձր քանակություններով։ Միջին ցուցանիշներով անձրևաջրերի կատիոններն ու անիոնները Հայաստանի տարածքում կազմում են հետևյալ նվազող շարքերը՝ Ca>Mg>Na>K և HCO_3>SO_4>Cl։ Բերված շարքերի խախտումը խոսում է մթնոլորտի աղտոտվածության մասին։ Նստվածքներում անիոնները գերազանցում են կատիոններին և կազմում են իոնների ընդհանուր գումարի 65—94%-ը։ HCO_3-ի մասնաբաժինը տատանվել է 6,5—62%, իսկ Օձունում սուլֆատ իոնի քանակություն կազմել է 84% (տվյալները վերցվել են մինչև լիտոմետալուրգիական կոմբինատի փակումը, 1989. VI)։

1963—70 թթ. և 1972 թ. ստացված տվյալների հետ համեմատություններ

[3] ցույց է տալիս, որ համարյա բոլոր հենակետերում մթնոլորտային տեղումների քիմիական միացությունների պարունակության բարձրացման միտում է նկատվում։ Այն հատկապես վերաբերվում է սուլֆատ իոնին, որի քանակությունը հենակետերի զգալի մասում բարձրացել է 3—4, իսկ Կապանում՝ 8 անգամ։ Նշված փաստը խոսում է այն մասին, որ Հայաստանում կան ծծմբի արտանետման աղբյուրներ (ՋԷԿ-եր և այլն)։ Բացառված չէ նաև դրա ներհոսքը։ Cl իոնի խտությունը 20—30 տարի անց բարձրացել է 1,8—2 անգամ, իսկ Կապանում՝ 7 անգամ։

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ իոնների գումարը կամ նրստվածքների հանքայնացումը տատանվել է 66,0-ից մինչև 483,0 մգ/լ, իսկ Հանրապետության միջինը կազմում է 163 մգ/լ։ Երևանում, Արարատում, Արմավիրում, Գորիսում և Օձունում արձանագրվել են հանքայնացման միջին մակարդակից բարձր ցուցանիշներ, ընդ որում նստվածքների հանքայնացման զգալի տատանումներ են նկատվել կախված նմուշների վերացման ժամկետից։

Այսպիսով, 1989—90 թթ. ընթացքում կատարած մթնոլորտային տեղումների քիմիական կազմի ուսումնասիրությունները պետք է համարել որպես սիստեմատիկ հսկողություն կամ մոնիտորինգի մի էտապ։ Հայաստանում առաջին անգամ մթնոլորտային տեղումներում որոշվել են Fe, Mn, Ti, Ni, Cu, Pb, Mo, B միկրոտարրերի խտությունները։ Որոշումները կատարվել են ինչպես տեղումների (անձրևի) հեղուկ ֆազայում, այնպես էլ կախույթահեղուկում (փոշու նստվածքներում)։ Ըստ պարունակության առաջին տեղում է գտնվում երկաթը (68,4—96,4%), երկրորդ տեղում՝ Ti և Mn-ը։ Երկաթը, տիտանը և կապարը հիմնականում գտնվում են կախույթահեղուկում։ Միկրոտարրերի խտությունը մթնոլորտային տեղումներում կազմում է մակրո և միկրոտարրերի իոնների ընդհանուր քանակության 1,0—14,9%-ը, իսկ բոլոր կետերի համար միջին պարունակությունը կազմում է 3,3%։

V. L. ANANIAN, L. A. ARARATIAN, B Kh. MEZHUNTS, R. G. REVAZIAN,
E. A. SAFRAZBEKIAN

ON CHEMICAL COMPOSITION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATIONS IN ARMENIA

Abstract

Macro- and microelemental compositions of precipitations were studied in 18 sites in Armenia during 1989 to 1990. Precipitation salinity was variable wrom 66 to 483 mg/l, and the average for the repubic was 163 mg/l. Microelements were determined separately in liquid phase of rain and in suspension. Microelemental concentration in pricipitations was 1.0 to 14.9%, in average 3.3% of the total content (macro +micro-elements). According to the content the first place is occupied by Fe, the content being 68.4 to 96.4%, the second-Ti and Mn. Iron, titanum and lead are mainly in suspension, i. e. in dust sediments. A tendency for increase in chemical clements concentrations compared to that of 1960—1970 is observed.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ананян В. Л., Араратян Л. А.* Атмосферные выпадения, их химический состав и радиоактивность в РА. Изд. НАН РА, 1990, 91 с.
2. *Габриелян Г. К.* О загрязнении зимних осадков на территории РА. Изв. НАН РА, Науки о Земле, т. XLIII, № 1, 1990, с. 38—46.
3. *Давтян Г. С., Варданян Т. Т.* Агрохимия биосферы (Исследования в АрмССР). Сообщ. ИАПГ АН АрмССР, №15, 1976 (Исследования в области открытой гидропоники), с. 3—14.
4. *Давтян Г. С., Варданян Т. Т., Мхоян Л. Н.* Изменение содержания питательных веществ в атмосферных осадках в зависимости от их количества в различных природных зонах Армянской ССР. Сообщ. ИАПГ АН АрмССР, № 17, 1977.
5. *Израэль Ю. А.* и др. Кислые дожди. Гидрометеоиздат, 1983, 208 с.
6. *Ровинский Ф. Я.* и др. Влияние кислотных дождей на почвенные растворы и почвы. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л., Гидрометеоиздат, 1989. 136 с.
7. *Супаташвили Г. Д.* Гидрохимическая характеристика атмосферных осадков на территории Грузинской ССР. Тр. Тбилисского ун-та, т. 126. Тбилиси: 1968, с. 171—181.
8. *Учватов В. П.* Фоновые и антропогенные потоки вещества в ландшафтах Русской равнины. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л., Гидрометеоиздат, 1989, 180 с.
9. *Фолкнер А. Монен.* Кислые дожди. В кн.: В мире науки, 1988, № 10, с. 6—15.
10. *Елпатьевский П. В., Нестеров В. Н.* Химический состав атмосферных осадков Сихоте—Алинского биосферного заповедника как показатель фоновых характеристик атмосферы. Прикладные аспекты программы «Человек и биосфера».—Тр. III. Совещания по координации деятельности национальных комитетов социалистических стран по программе ЮНЕСКО (МАБ), М.: 1983, 196 с.
11. *Петрухин В. А.* и др. Фоновое содержание микроэлементов в природных средах (по мировым данным). Сообщ. 5. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5., Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 4.
12. *Ровинский Ф. Я.* и др. Влияние кислотных дождей на почвенные растворы и почвы. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеоиздат. 1989, с. 136.
13. *Учватов В. П.* Фоновые и антропогенные потоки вещества в ландшафтах русской равнины. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 180.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 83—88.

Ю. А. АГАБАЛЯН, Ф. С. ЛАЗАРЯН, А. Т. БАГДАСАРЯН

К ОБОСНОВАНИЮ БОРТОВОГО СОДЕРЖАНИЯ И ПРЕДЕЛЬНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ПОГАШАЕМЫХ УСТУПОВ ПРИ ПОЛОГОМ И НАКЛОННОМ ЗАЛЕГАНИИ РУДНЫХ ТЕЛ

В статье рассматриваются вопросы оконтуривания балансовых запасов при открытом способе разработки рудных месторождений и оптимального расположения погашаемых уступов в лежачем боку пологих и наклонных тел полезных ископаемых. Излагается методика и приводятся расчетные формулы для обоснования этих важных для проектирования и эксплуатации параметров.

На количество и качество балансовых и эксплуатационных запасов руды при открытом способе разработки наибольшее влияние оказывают бортовое содержание и предельные контуры карьера.

В практике промышленной оценки рудных месторождений бортовое содержание, как правило, определяется методом вариантов и имеет одно и то же значение для всех частей месторождения. В то же время в работе [1] показано, что его определение должно производиться дифференцированно, в частности, с учетом технологии разработки отдельных рудных тел (при подземном способе) и пространственного расположения руд с бортовым содержанием (при открытом способе). Бортовое содержание полезного компонента в руде при открытом способе рекомендуется [1] определять раздельно для двух возможных случаев: 1) разным вариантам бортового содержания соответствуют неизменные контуры карьера; 2) с изменением бортового содержания изменяются и конечные контуры карьера. Сказанное поясним на схематическом поперечном разрезе Раздансκого железорудного месторождения (рис. 1), когда угол падения рудного тела не превышает угла откоса борта карьера, то есть последний располагается в лежачем боку рудного тела. При бортовом содержании железа 20% промышленных запасов руды заключено между линиями (1), а при бортовом содержании 15%—между линиями (2). В первом случае, очевидно, конечные контуры карьера будут представлены ломаной линией АВСД. Нетрудно убедиться, что запасы руды между бортовыми содержаниями 15 и 20%, расположенной в висячем боку рудного тела, будут извлекаться из недр, независимо от того намечается ли направить эти руды на обогащение или в отвалы пустых пород. Поэтому при определении бортового содержания для первого случая затраты на добычу руды практически учитывать не следует, что доказывается и чисто математически на основе решения этой и других задач с использованием приростных затрат [1, 2]. Здесь достаточно учитывать лишь разницу в затратах на перевозку руды до обогатительной фабрики и вскрыши—до отвалов.

При оценке же запасов в прирезке между рассматриваемыми

вариантами бортового содержания со стороны лежачего бока картина меняется: борт карьера СД следует отодвинуть по линии MN, что связано с учетом затрат по добыче руды в прирезке. При этом, если рудное тело имеет непосредственный выход на земную поверхность,

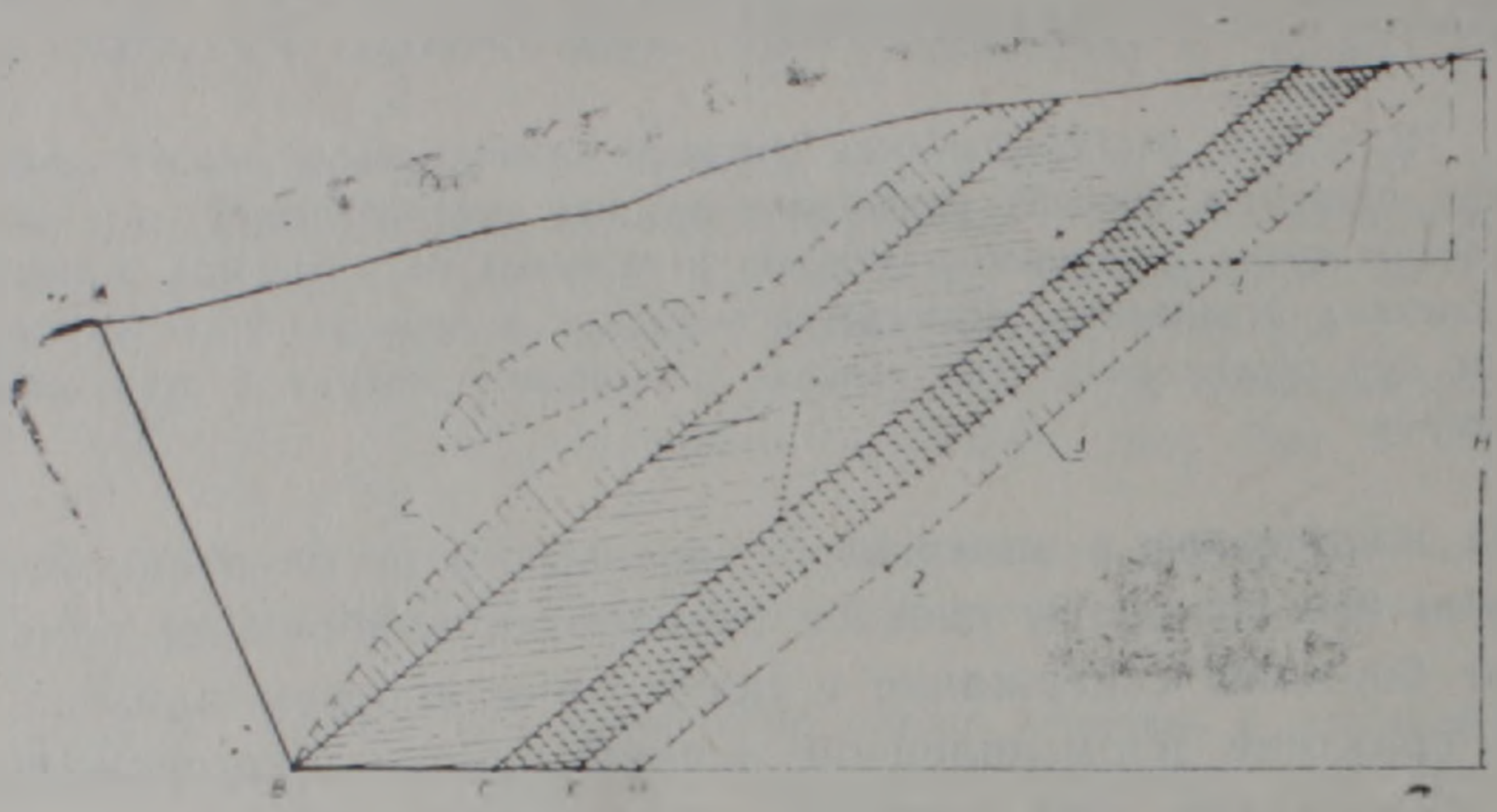


Рис. 1. Контуры рудного тела и бортов карьера при различных вариантах бортового содержания.

то затраты на вскрышные работы в этой прирезке, очевидно, равны нулю, а если оруденение начинается с глубины h от земной поверхности, то следует учесть и затраты на вскрышные работы при коэффициенте вскрыши в прирезаемых запасах $\Delta K_в = h/(H-h)$. Поэтому, если, допустим, расчетное значение бортового содержания со стороны висячего бока равно 15%, то со стороны лежачего бока оно обязательно будет выше и пройдет по некоторой линии EF, с которой и совмещают борт карьера. Расчетные формулы определения стоимостного и натурального выражений бортового содержания (при постоянном содержании полезного компонента в хвостах) приводятся в вышеуказанных работах. Формула определения натурального значения этого лимита с учетом динамики изменения извлечения полезного компонента в концентрат от содержания этого компонента в руде приводится в работе [3].

Предельные границы открытых горных работ, как известно, определяются с помощью граничного коэффициента вскрыши. В работах [1, 4] обосновывается, что как и при обосновании лимитов содержаний здесь также следует использовать принцип учета приростных приведенных затрат. При этом даются решения для двух возможных случаев определения граничного коэффициента вскрыши: 1) при разработке месторождения только открытым способом и 2) при комбинированной открыто-подземной разработке месторождения. В результате решения получены следующие уравнения зависимости граничного коэффициента вскрыши от фактического содержания полезного компонента в массиве рудного тела $C_ф$:

для первого случая—

$$K_{гр}=b_1C_ф - b_2; \quad (1)$$

для второго случая—

$$K_{гр}=d_1C_ф+d_2, \quad (2)$$

где b_1, b_2, d_1 и d_2 - расчетные численные коэффициенты.

Граничный коэффициент вскрыши во всех известных работах используется лишь для определения предельной глубины карьера. Использование принципа учета приростных затрат и полученные зависимости искомого параметра от фактического содержания полезного компонента в отдельных частях массива рудного тела позволяют решать еще ряд важных задач. В частности, для условий Раздансного железорудного и ряда других месторождений довольно актуально обоснование оптимального расположения погашаемых уступов в лежачем боку рудного тела, когда угол падения последнего меньше допустимого угла откоса борта карьера (рис. 2).

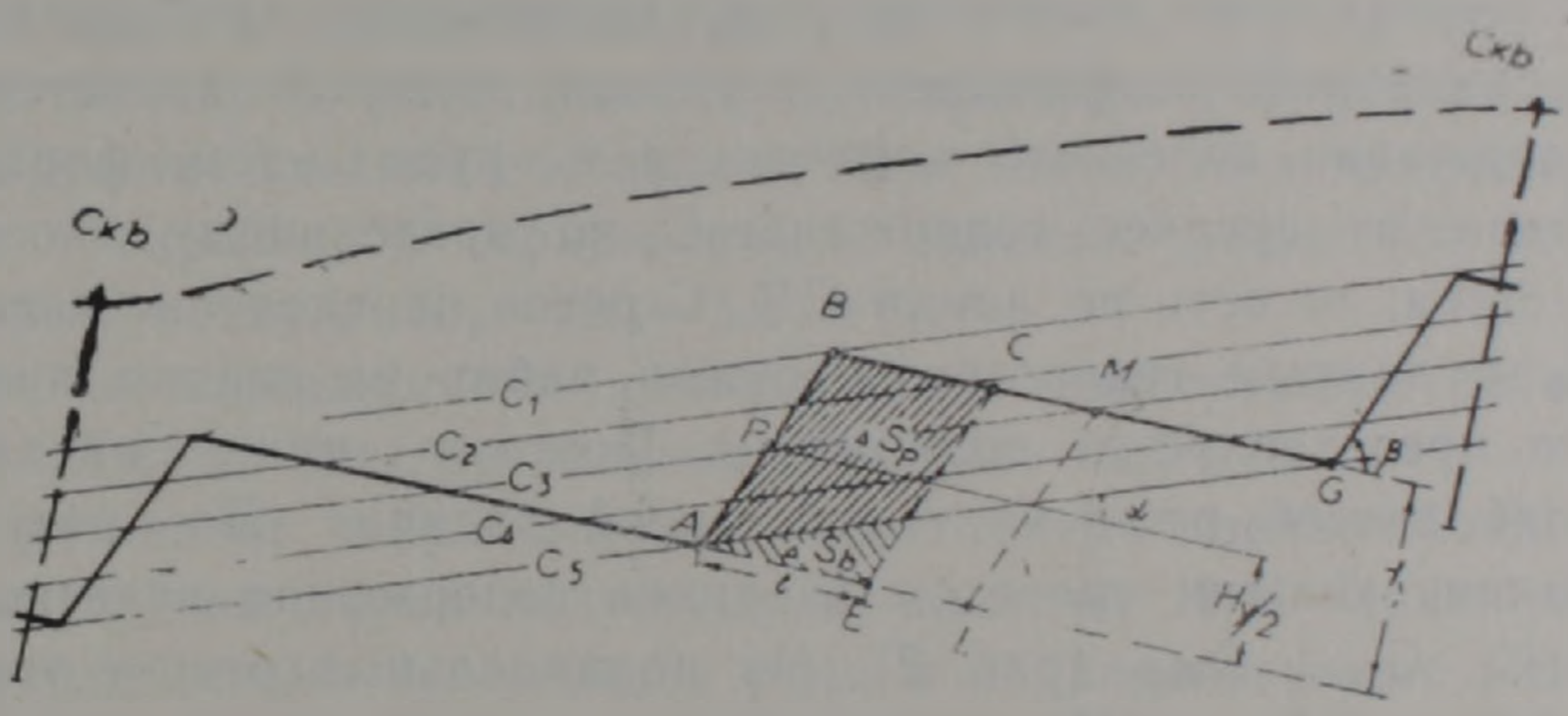


Рис. 2. Схема к определению целесообразного извлечения дополнительных запасов при погашении уступов в лежачем боку полого-наклонно залегающего рудного тела.

Если для определения предельного положения погашаемых уступов пользоваться только бортовым содержанием $C_{борт}$, то нижние бровки уступов следует расположить на линии $C_{борт}$. Тогда нетрудно убедиться, что потери балансовых запасов руд в целиках лежачего бока каждого из погашаемых уступов в поперечном сечении представляют собой треугольники ABG и т. д. Очевидно, что среднее содержание полезного компонента в этих треугольниках, как правило, выше бортового (на Раздансном месторождении, например, затухание оруденения к вмещающим породам происходит постепенно). В свете изложенного представляет интерес решение задачи по дополнительному извлечению запасов из этих треугольников. С этой целью передвинем по горизонтали на величину l точку A в точку E с таким расчетом, чтобы соотношение ДЕ:СД на предельном контуре было равно граничному коэффициенту вскрыши, определенному по формуле (1).

Из рис. 2 определим приразаемые площади горной массы $\Delta S_{гм}$, вскрыши ΔS и руды $\Delta S_р$:

$$\Delta S_{гм}=lH_y; \tag{3}$$

$$\Delta S_b=\frac{l^2}{2(\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)}; \tag{4}$$

$$\Delta S_p=lH_y-\frac{l^2}{2(\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)}. \tag{5}$$

Для определения контурного (по откосу уступа) коэффициента вскрыши ΔK_b при перемещении уступа на величину l необходимо найти отношение производных ΔS_b и ΔS_p:

$$\Delta K_b=\frac{l}{H_y(\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)-l}. \tag{6(}$$

Из уравнения (6) определим искомую величину l при $\Delta K_b=K_{гр}$:

$$l=\frac{K_{гр}H_y(\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)}{K_{гр}+1}. \tag{7}$$

Для определения величины l предварительно необходимо рассчитать граничный коэффициент вскрыши, который является функцией содержания полезного компонента в руде $C_ф$ (см. формулу 1). Нас интересует среднее содержание $C_ф$ по предельному положению откоса уступа, то есть по линии СД. Строгое определение такого значения $C_ф$ по данным геологоразведочных работ на стадии проектирования не представляется возможным. Поэтому ниже предлагается следующий способ решения поставленной задачи. По результатам опробования скважин проведем изолинии содержания полезного компонента C_1, C_2,..., $C_{борт}$ (рис. 2). На параллельных откосу уступа отрезках АВ ..., СД ..., МК ... определим средние содержания полезного компонента C_1, C_2 ... и для каждого из этих значений определим $K_{гр1}$, $K_{гр2}$..., а с использованием последних—величины l_1, l_2, l_3... по формуле (7). Оптимальное значение l соответствует крайнему (от АВ) положению уступа, когда величины $C_ф$, $K_{гр}$, $\Delta K_п$ и l находятся в соответствии.

Если допустить, что содержание полезного компонента от C_1 к $C_{борт}$ убывает равномерно, то содержания по линиям СД, МК ... могут быть определены по линейной зависимости:

$$C_ф=a_2-a_1l, \tag{8}$$

где a_1 и a_2—постоянные коэффициенты.

Подставив полученное значение $C_ф$ в формулу (1), получим зависимость граничного коэффициента вскрыши от l:

$$K_{гр}=(b_1a_2-b_2)-b_1a_1l. \tag{9}$$

Для определения искомого значения l подставим значение $K_{гр}$ в формулу (7). В результате получим квадратное уравнение:

$$a_1b_1l^2-[b_1a_2-b_2+a_1b_1H_y(\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)+1]l+ \\ +H_y(b_1a_2-b_2)\ (\operatorname{ctg}\alpha-\operatorname{ctg}\beta)=0, \tag{10}$$

решив которое определим величину l, которая имеет действительное значение лишь в интервале $0<l<H_y(\mathrm{ctg}\alpha-\mathrm{ctg}\beta)$.

Покажем определение l на следующем условном примере, при следующих значениях: $C_{борт}=6\%$; $C_1=20\%$ (содержание в точке В); $H_y=10м$; $\mathrm{ctg}\alpha-\mathrm{ctg}\beta=2{,}14$; $K_{гр}=6$; $C_ф-96$.

Первоначально определим уравнение зависимости $C_ф$ от l. Содержание по линии АВ ($l=0$) составит: $(20+16):2=18\%$. Значение l в точке $G=H_y(\mathrm{ctg}\alpha-\mathrm{ctg}\beta)=21{,}4\,м$, а содержание полезного компонента равно $C_{борт}=16\%$. Из этих данных нетрудно определить величины искомых коэффициентов:

$$a_2=18;\ a_1=0{,}09346.$$

Подставив соответствующие значения в уравнение (10) и решив его, получим два корня: $l_1=16{,}1\,м$; $l_2=28{,}5\,м$, второй из которых не является решением задачи ($\Delta K_в=K_{гр}=-4м^3/м^3$). При $l=16{,}1м$, $\Delta K_в=K_{гр}=3м^3/м^3$.

Очевидно, что в дополнительно извлекаемых запасах среднее содержание будет выше, а коэффициент вскрыши—ниже, чем на предельном контуре погашаемого уступа.

Действительно, рассчитанные по формулам (4) и (5) величины $\Delta S_в$ и $\Delta S_р$ соответственно составляют 60 и $100\,м^2$, то есть средний коэффициент вскрыши в приезаемых запасах равен $0{,}6\ м^3/м^3$ (на предельном контуре $K_{гр}=\Delta K_в=3м^3/м^3$.).

Среднее же содержание в дополнительно извлекаемых запасах составляет 17,25% (на предельном контуре—16,5%).

Представляет также интерес рассмотрение целесообразности погашения уступов двумя подуступами высотой $H_y/2$ (рис. 2). При этом дополнительно извлекается руда в параллелограмме РВМК:

$$S_{РВМК}=0{,}25H_y^2(\mathrm{ctg}\alpha-\mathrm{ctg}\beta), \qquad (11)$$

а также на каждом подуступе, с учетом продвижения на величину (по формуле вида 5).

Предлагаемый метод определения положения погашаемых уступов, как было отмечено выше, может с успехом использоваться при проектировании карьеров. На стадии эксплуатации месторождений, очевидно, можно уже использовать данные опробования буровых скважин, что позволит внести необходимые коррективы в расчет величины l.

Для месторождений с четкими геологическими границами расчет искомого значения l значительно упрощается. В этом случае при определении $K_{гр}$ в формулу (1) достаточно подставить среднее содержание полезного компонента в руде по месторождению или уступу, а величину l определить непосредственно по формуле (7). Следует также отметить, что отбитые у подошвы уступа вскрышные породы можно складировать на погашаемых бермах, что позволит сократить затраты на их перевозку в отвалы.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 5.IV.1994.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агабалян Ю. А.* Обоснование лимитов содержаний и некоторые вопросы разработки месторождений. Ереван: Изд. «Айастан», 1975.
2. *Агабалян Ю. А.* Принципы промышленной оценки рудных месторождений. Ереван; Изд. «АрмНИИНТИ», 1970.
3. *Агабалян Ю. А.* Фактор времени и определение оптимальных параметров месторождений и рудников. Ереван: Изд. «Айастан», 1990.
4. *Агабалян Ю. А., Агабалян А. Ю.* Определение предельной глубины нагорно-глубинных карьеров. М., «Горный журнал»., 1992, № 2.

ՅՈՒ. Ա. ԱՂԱԲԱԼՅԱՆ, Ֆ. Ս. ԼԱԶԱՐՅԱՆ, Ա. Թ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ

ԵԶՐԱԳԾԱՅԻՆ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՄԱՐՎՈՂ ՀԱՆՔԱՍՏԻՃԱՆՆԵՐԻ ՍԱՀՄԱՆԱՅԻՆ ԴԻՐՔԻ ՀԻՄՆԱՎՈՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ՝ ՀԱՆՔԱՄԱՐՄՆԻ ԹԵՔ ԵՎ ՍԱԿԱՎԱԹԵՔ ՏԵՂԱԴՐՄԱՆ ԴԵՊՔՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում դիտարկվում են թեք և սակավաթեք տեղադրված հանքամարմինների բաց եղանակով մշակման դեպքում եզրագծային պարունակության հիմնավորման և մարվող հանքաստիճանների սահմանային դիրքի որոշման հարցերը։ Ցույց է տրված, որ եզրագծային պարունակության մեծությունը, այս պայմաններում, հանքամարմնի կախված և պառկած կողերի կողմից տարբեր է։

Մշակված է մեթոդիկա և տրված են հաշվարկային բանաձևեր՝ հանքամարմնի պառկած կողում մարվող հանքաստիճանների սահմանային դիրքերի որոշման համար, հաշվի առնելով օգտակար բաղադրիչների եզրագծային և միջին պարունակությունները, ինչպես նաև մակաբացման սահմանային գործակիցը։ Առաջարկված մեթոդիկան կարող է կիրառվել հանքավայրերի արդյունաբերական գնահատման, բացահանքերի նախագծման և շահագործման փուլերում։

Yu. A. AGABALIAN, F. S. LAZARIAN, A. T. BAGDASARIAN

ON JUSTIFICATION OF CUT-OFF AND TRESHOLD LOCATION OF EXTINCTED STEPS OF SLOPPY AND STEEPLY DEPOSITED ORE BODIES

Abstract

The issues of outlining of the balance reserves in opencast mining of ore deposits and optimum location of extincted sters in a downtrow side of steeply and sloppy deposited mineral bodies are considered.

The technique and calculation formulae for justification of these parametes, which are very important for designing and exploitation, are given.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 89—99.

УДК 551.332.21+551.435 (479+560)

В. Р. БОЙНАГРЯН, Т. Г. БОЙНАГРЯН

ЛЕДНИКОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ФОРМИРОВАНИЕ СКЛОНОВ

Рассмотрены распространение следов оледенения в горах Армянского нагорья, рельеф морен разного возраста, особенности гранулометрического и химического составов их мелкоземистого заполнителя, дано объяснение причин некоторого отличия морен друг от друга.

Уделено внимание формированию новых склонов в период оледенения и их эволюции после оледенения.

В плейстоцене в результате общего похолодания климата Армянского нагорья все высокие горы подверглись оледенениям, которые имели в основном карово-долинный характер. Следы этих оледенений (разные исследователи допускают от одного до 3—4 и более оледенений [3, 11, 20 и др.]) или отдельных фаз отступаний ледников одного оледенения представлены карами, троговыми долинами, моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми накоплениями нередко значительной (до нескольких десятков метров) мощности. Местами (Восточно-Понтийские горы [24], Шавшетский хр. [13]) отмечаются также следы препарировки скал в виде «бараньих лбов».

Оледенение охватывало высокие горы Малого Кавказа, Восточно-Понтийские горы, массивы Аладаг, Бингель, Ксыр-даг, слегка захватило также высокогорную зону Внутреннего (Южного) Тавра и, возможно, массив Дохкузпунар (см. табл. 1). Плохо сохранились следы древнего оледенения на высочайшем массиве Армянского нагорья—Арарате.

Гораздо слабее развито современное оледенение, которое представлено небольшими ледниками и фирновыми полями. Больше всего ледников на Арарате и Арагаце (см. табл. 2).

Вопросам оледенения Армянского нагорья (в основном в пределах трех Закавказских республик) посвящено много работ [2—4, 7—15, 19—21 и др.]. В них рассматриваются в основном морфометрические и морфографические показатели следов древнего оледенения (количество и высота каров, длина и ширина троговых долин, формы ледникового рельефа, мощности морен, абсолютная высота их распространения и т. п.). Однако не приведены данные относительно состава и строения ледниковых накоплений [5]. Большинство авторов ограничивается указанием, что морены представлены валунно-галечными накоплениями с супесчано-суглинистым заполнителем [2], суглинком с крупнообломочным материалом и глыбами [19] или что морена сложена из рыхлого материала [10]. Даже в капитальной работе Д. В. Церетели [20], посвященной плейстоценовым отложе-

Таблица 1

Распространение следов древнего оледенения в горах Армянского нагорья

Местоположение	Следы оледенения			Источник информации
	кары	троги	морены	
Арагац	+	+	+	[2, 4, 7–9, 11, 15, 19, 22] и личные полевые исследования автора
Гегамское нагорье	+	?	+	
Варденисское нагорье	+	+	+	
Скникское нагорье	+	+	+	
Зангезурский хребет	+	+	+	
Аджаро-Имеретинский хр. (сев. скл.)	+	+	+	[13, 20]
Шавшетский хр. (сев. скл.)	+	+	+	"
Триалетский хр. (сев. скл.)	+	—	—	"
Самсарский хр.	+	+	+	"
Эрушетское нагорье	+	+	+	"
Джавахетский хребет	+	+	+	"
Плато Персати	+?	+?	+?	"
Шахдагский хребет	+	+	—	[12]
Восточно-Понтийские горы	+	+	+	[16, 24]
Бюракн (Бингель)	+	+	+	[17]
Внутренний (Южный) Тавр	+	+	—	[1]
Аладаг	+	+	—?	[1]
Ксыр-даг	+	+	—?	[1]
Чалдырский хребет	следы экзарации на экструзивных конусах			[1]
Массив Дохкузпунар?	фирновые ледники в водосборных воронках ?			[3]

Таблица 2

Распространение современного оледенения в горах Армянского нагорья

Местоположение	Количество ледников	Источник информации
Арарат	30	[16, 18]
	11 крупных языков	[25]
Арагац	28	[2]
Зангезурский хребет	14	[21]
Сипан	1—в южной части кратера	[23]
Восточно-Понтийские горы (г. Качкар)	несколько каровых ледн.; около десяти висячих мелких ледн. и фирновых полей	[24]

ниям Грузии, нет ни одного слова о составе или строении морен Малого Кавказа (части Армянского нагорья).

Таким образом, получается, что, широко обсуждая число и размеры оледенений, морфометрические и морфографические показатели их следов, распространение оледенений в разных частях Армянского нагорья, ни один исследователь не «заглянул» во внутрь морен или других ледниковых накоплений (флювиогляциальных, озерно-ледниковых), не изучил их вещественного состава, особенности и свойства. Правда, имеются отдельные исследования физико-механичес-

ких свойств ледниковых отложений со стороны инженеров-геологов (например, при проектировании Манташского водохранилища—Арагац, Республика Армения), однако результаты таких изысканий не были обобщены и доведены до широкого круга специалистов (остались в фондах проектных организаций или геологических управлений).

В то же время ледниковые отложения все больше вовлекаются в сферу хозяйственного освоения (в них закладываются фундаменты различных инженерных сооружений, их используют в качестве строительного материала и т. п.), поэтому знание их состава и строения крайне важно для практических целей. Частично указанный пробел был восполнен автором [5—6]. За прошедшие годы удалось собрать и обобщить новый материал, который характеризует ледниковые образования более детально.

Рисская морена образует пологие вытянутые холмы с задернованной поверхностью и лишь местами выступают валуны и глыбы. Первоначальный рельеф моренных накоплений рисского возраста был изменен склоновыми процессами (солифлюкцией, плоскостным смывом и т. п.), которые снивелировали неровности.

Вюрмская морена выделяется мелко-бугристым рельефом, чередованием бугров и западин (последние нередко заняты озерцами), скоплениями валунов и глыб на поверхности бугров, «свежестью» своих форм и легко опознаются на местности, а также на топографических картах и аэрофотоснимках.

Изучение строения моренных накоплений рисского и вюрмского возрастов по многочисленным шурфам, канавам, естественным обнажениям позволило получить достаточно полное представление о них. Как правило, морены представлены несортированной толщей каменного материала (глыбы, валуны, щебенка) с супесчано-суглинисто-дресвяным заполнителем. Каменистость морен довольно высокая—нередко до 80—90%, каменный материал в целом окатан слабо (I и II класс). Отмечается несколько лучшая окатанность щебенки рисской морены (в среднем 32%) по сравнению с вюрмской [5].

Морены отличаются друг от друга также составом и особенностями мелкоземистого заполнителя (к нему нами отнесены частицы крупностью менее 10 *мм*), для которого выполнены гранулометрический, минералогический, химический, спектральный анализы, определены удельный и объемный веса, карбонатность, пористость, пластичность*.

Гранулометрический состав мелкозема ледниковых образований, а также их минералогия и ряд физико-механических свойств были ранее рассмотрены нами [5—6].

Наши исследования показали, что верхние горизонты рисской морены характеризуются повышенным содержанием дресвяных, грубо-

---

* Изучено более 600 проб. Гранулометрический анализ 250 проб выполнен в лаборатории инженерной геологии ЕрГУ, остальных проб, а также все другие анализы—в лабораториях ПО «Армгеология». Примерно 80 шлихов изучено автором.

и крупнопесчаных фракций, а вюрмской морены—мелкопесчаной и крупноалевритовой фракций. Это, как отмечалось ранее [5], связано с неодинаковым их возрастом и разным высотным расположением.

С высоких холмов рисской морены в течение длительного времени происходили смыв, а также вмывание в более глубокие горизонты тонких частиц и обогащение верхних горизонтов морены гравийными (дресвяными) и крупнопесчаными частицами. На холмах вюрмской морены из-за их относительной молодости этот же процесс по продолжительности действия и конечному результату уступает рисской морене, поэтому в гранулометрическом спектре вюрмской морены еще не наметилось расчленение на два слоя.

Дополнительные исследования глубоких горизонтов (нижних слоев) морен показали, что в гранулометрическом спектре мелкоземистого заполнителя рисской морены тонких частиц (фракция менее 0,1 *мм*) содержится почти в 1,5—2 раза больше, чем в вюрмской морене. Это отвечает и условиям их формирования. Ведь рисский ледник наступал по поверхности, покрытой среднеплиоценовой глинистой корой выветривания и «обогащался» глинистым материалом. А вюрмский ледник продвигался уже по «очищенной» рисским ледником от глины поверхности эффузивных пород. Отсюда и большее содержание глинистой фракции (менее 0,005 *мм*) в мелкоземе рисской морены (10,6% против 3,8% в вюрмской). Соответственно больше (7,4% против 5,5%) также тонкопесчаных алевритовых (7,8%) частиц.

В последние годы получены новые данные по химическому составу и содержанию микроэлементов.

По табл. 3 видно, что в рисской морене отмечается чуть большее содержание SiO_2, TiO_2, суммы FeO и Fe_2O_3, H_2O по сравнению с вюрмской. Остальные показатели химического состава в целом близки друг другу за исключением CaO и Na_2O, которых больше в вюрмской морене (табл. 3).

Флювиогляциальные и озерно-ледниковые накопления в целом сходны по химическому составу друг с другом, а также с моренами. Лишь в озерно-ледниковых накоплениях отмечается более высокое содержание H_2O по сравнению с остальными ледниковыми образованиями (табл. 3).

Ледниковые образования мало отличаются друг от друга и по содержанию микроэлементов.

Во фракции 0,5—0,1 *мм* отмечается лишь некоторое увеличение содержаний Ni, Ti, Y (частично также Cr, Cu и Ga) в озерно-ледниковых отложениях, Zr, Pb, Sr и Ba—в вюрмской, а Zn—в рисской морене. Минимальные значения Cr и Zn приходятся на вюрмскую морену, а Pb и Sr—на озерно-ледниковые отложения (табл. 4).

Во фракции менее 0,1 *мм* максимумы содержаний микроэлементов характерны для вюрмской морены (в ней высокие содержания Mn, Ti, V, Mo, Zr, Cu, Ga, Sr и Ba), а минимумы—для флювиогляциальных отложений (табл. 5).

Таблица 3

Химический состав мелкозема (фракция менее 0.1*мм*) ледниковых образований, % (средние величины)

Генетический тип (число проб)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	H_2O^-	P_2O_5	Na_2O	K_2O	Сумма
Рисская морена (40)	58.40	1.07	18.77	8.15	0.10	2.67	3.65	2.52	0.35	2.32	2.00	100.00
Вюрмская морена (40)	57.12	0.95	19.50	6.66	0.12	2.55	5.65	1.68	0.45	3.39	1.95	100.02
Флювиогляциальные отл. (20)	58.87	0.94	18.43	7.55	0.09	2.65	4.43	1.85	0.40	2.79	2.01	100.01
Озерно-ледниковые отл	58.22	0.95	17.49	6.81	0.13	2.53	4.23	4.63	0.30	2.71	2.00	100.00

Примечание. Силикатный анализ проведен в химической лаборатории ПО «Армгеология». Результаты пересчитаны без п. п. п.

Таблица 4

Содержание микроэлементов в ледниковых образованиях, 10^{-4}% (средние величины). Фракция 0,5—0,1 *мм*.

Микроэлементы	Рисская морена (40)	Вюрмская морена (40)	Флювиогляциальные отл (20)	Озерно ледниковые отл. (20)
Mn	344,4	350	325	300
Ni	33,3	32,5	40	51,7
Co	25,6	22,5	27,5	30,0
Ti	3222,2	3250	3000	4167
V	67,8	62,5	67,5	115
Cr	96,7	77,5	85	98,3
Mo	3,4	2,5	3,7	2,8
Zr	21,4	27,5	22,5	23,3
Cu	41,1	35	37,5	43,3
Pb	18	30	22,5	10
Zn	162	100	130	116,7
Ga	26,7	25	30	33,3
Yt	10	10	10	5
Yb	1	1	1	0,5
Sr	100	133	100	83,3
Ba	355,6	500	350	316,7

Примечание. Спектральный анализ (табл. 4 и 5) выполнен в спектральной лаборатории ПО «Армгеология».

Таблица 5

Содержание микроэлементов в ледниковых образованиях, 10^{-4}% (средние величины). Фракция менее 0,1 *мм*.

Микроэлементы	Рисская морена (40)	Вюрмская морена (40)	Флювиогляциальные отл. (20)	Озерно-ледниковые отложен. (20)
Mn	211,1	400	300	250
Ni	36,7	35	37,5	38,3
Co	20	25	30	20
Ti	5000	5500	2000	4333
V	116,7	175	62,5	105
Cr	66,7	62,5	67,5	63,3
Mo	3,6	6	2,3	3,8
Zr	32,2	47,5	20	41,7
Cu	51,1	65	40	46,7
Pb	11,3	12,5	13,3	6,7
Zn	112,5	125	125	100
Ga	30	40	12,5	28,3
Yt	3	—	—	—
Yb	0,3	—	—	—
Sr	222	300	125	167
Ba	210	275	200	150

Близкий химический состав ледниковых образований обусловлен сходными условиями их формирования (холодный климат, примерно одинаковое количество осадков и влажность воздуха, интенсивность гипергенных процессов и т. п.).

Некоторые отличия геохимических коэффициентов подчеркивают, по-видимому, скорее разный возраст морен (рисская морена более выветрелая по сравнению с вюрмской—в ней ниже отношения CaO/MgO;

Al_2O_3/K_2O и $(CaO+Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ и выше коэффициенты разложения Fe_2O_3/MgO и гидратации $H_2O/(MgO+CaO+Na_2O+K_2O)$ (см. табл. 6), а также некоторое потепление климата при формировании флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Последнее обстоятельство должно было повлиять на интенсивность геохимических процессов. Это и доказывается соответствующими геохимическими коэффициентами (табл. 6).

Оледенение высоких гор Армянского нагорья внесло свои коррективы в формирование склонов. Во-первых, сформировались новые склоны: каров, троговых долин, моренных холмов. Во-вторых, мощные моренные накопления в долинах и у подножий гор (вулканических построек, высоких вершин складчато-глыбовых хребтов) привели к некоторому выполаживанию первичных макросклонов. В-третьих, при формировании каров и троговых долин шло увеличение крутизны прилежащих склонов и их разрушение. В-четвертых, происходило некоторое смещение водораздельной линии хребтов к югу за счет большего оледенения северных склонов и их разрушения, что способствовало возрастанию асимметричности гор. В-пятых, в перигляциальной зоне интенсивно протекали солифлюкционные процессы, приводящие к перемещению значительных масс выветрелого материала и преобразованию склонов. Местами на территории Армянского нагорья сохранились мощные (до 10—15 *м* и более) толщи солифлюкционно-гравитационных дресвяно-щебенисто-глыбовых образований с суглинисто-супесчаным заполнителем, которые сформировались в средне- и верхнечетвертичное время при резком похолодании климата. Большая крутизна склонов (30° и более), на которых выветрелый материал находился в крайне неустойчивом состоянии и при переувлажнении легко смещался вниз; постоянное разжижение выветрелого материала при оттаивании сезонной мерзлоты и таянии снежников или ледников; обильное поступление обломочного материала в результате интенсивного морозного выветривания—все это привело к тому, что в высокогорной зоне на склонах накопилась мощная толща рыхлообломочного материала, напоминающая собой отложения разжиженных грязевых потоков. Формирование этой толщи в условиях холодного климата подтверждается и данными химического анализа их мелкоземистого заполнителя. Высокие отношения CaO/MgO и $(CaO+Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ и низкие отношения Al_2O_3/K_2O, $SiO_2/(MgO+CaO+Na_2O+K_2O)$, $H_2O/(MgO+CaO+Na_2O+K_2O)$ по сравнению с другими генетическими типами рыхлых образований тех же участков свидетельствуют о небольшой интенсивности геохимических процессов при их формировании, что характерно для холодного климата.

В последующем, а также в настоящее время идет преобразование сформированных при оледенении склонов. Происходит снос мелкозема, заполнение им межглыбовых промежутков и понижений между моренными холмами. В высокогорной зоне процессы солифлюкции способствуют перемещению оттаивающего грунта на склонах моренных холмов

Геохимические коэффициенты ледниковых образований (средние величины)*

Таблица 6

Генетический тип —число проб	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$	$\frac{Fe_2O_3}{MgO}$	$\frac{Al_2O_3}{K_2O}$	$\frac{CaO+Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{H_2O}{MgO+CaO+Na_2O+K_2O}$	$\frac{SO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{CaO+MgO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{SO_2}$
Рисская морена – 40	3,11	1,37	0,86	17,54	3,05	9,39	0,42	0,24	7,17	2,17	0,23	0,34	0,034
Вюрмская морена—40	2,93	2,22	0,58	20,52	2,61	10,00	0,56	0,12	8,58	2,18	0,27	0,42	0,034
Флювиогляциаль. отл. 20	3,19	1,67	0,72	19,61	2,85	9,17	0,50	0,16	7,80	2,27	0,26	0,38	0,034
Зерно-ледн. Отл.—2 0	3,33	1,67	0,74	18,41	2,69	8,75	0,51	0,40	8,55	2,40	0,27	0,39	0,034

*) Составлена по данным таблицы 3.

(а также вулканических конусов и складчато-глыбовых хребтов) и сохранению характерного микрорельефа склонов в виде натечных валов, террасок, волн, грязеподобных «языков» и потоков. Однако интенсивность криогенных процессов в настоящее время, естественно, уступает их интенсивности в периоды оледенения.

Ереванский госуниверситет

Поступила 16.XII.1991.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абих Г. В.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое строение.—Зап. Кавказского отд. Импер. Российск. географ. общ. Кн. XXI. 1899. 202 с.
2. *Бальян С. П.* Новые данные о древнем оледенении Армении.—ДАН АрмССР. 1963, № 3, с. 179—182.
3. *Бальян С. П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд. ЕрГУ, 1969. 390 с.
4. *Бальян С. П., Думитрашко Н. В.* Древнее оледенение Армении.—Информ. сб. о работах по МГГ. М.: 1964. № 10, с. 166—183.
5. *Бойнагрян В. Р.* Гранулометрия морен северного склона массива Арагац.—Учен. зап. ЕрГУ. Естест. науки, 1979. № 3, с .135—143.
6. *Бойнагрян В. Р.* Особенности строения и свойств рыхлых накоплений северного склона массива Арагац.—Учен. зап. ЕрГУ. Естест. науки, 1980. № 3. с. 122—130.
7. *Габриелян Г. К.* Следы древнего оледенения в северо-западной Армении.—Природа, 1951, № 1, с. 57—59.
8. *Габриелян Г. К.* О древнем оледенении Армении.—Природа, 1955, № 9, с. 127—128.
9. *Габриелян Г. К.* О древнем оледенении Варденисского хребта.—Бюллетень МОИП, новая серия. Т. 68, отд. геол., 1963, т. 38 вып. 5, с. 86—90.
10. *Геворкян Ф. А.* Новые данные о ледниках Арагаца.—Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1962 № 6, с. 59—65.
11. Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 586 с.
12. Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд. АН АзССР, 1959, 371 с.
13. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба 1971. 609 с.
14. *Давтян А. Р.* К вопросу о верхнеплиоценовых ледниковых отложениях Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1969, № 13, с. 59—61.
15. *Давтян А. Р.* Плиоцен—четвертичные рыхлообломочные отложения Армянской ССР: Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.—мин. наук. Ереван: Ереванский ун-т, 1971. 22 с.
16. *Ефремов Ю. К.* Передне-Азиатские нагорья.—В кн.: Зарубежная Азия. Физическая геология. М.: Учпедгиз, 1956 с. 88—188.
17. *Линч Х. Ф. Б.* Армения. Т. 2. Турецкие провинции. Тифлис: 1910. 675 с.
18. *Матвеев С. И.* Турция (Азиатская часть—Анатолия). Физико-географическое описание. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1946. 216 с.
19. *Селиванов Е. И.* Корреляция морен некоторых горных районов Альп, Кавказа и Центральной Азии.—Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1976, вып. 3. с. 243—248.
20. *Церетели Д. В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1966 583 с.
21. *Цомая В. Ш., Ванесян В. К., Акопян Г. В.* Современное оледенение горы Арагац.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1983, № 2, с. 44—51.
22. *Щербакова Е. М.* К вопросу о размерах и роли древнего оледенения гор (на примере Арагаца).—Вестник МГУ. География, 1976, № 6, с. 52—61.

23. **Degens E. T., Wong H. K., Kurtmon F.** and **Finckh P.** Geological development of Lare Van. Asummary.—In: The geology oi Lake Van. Ankara: 1978, VIII, pp. 134—146.
24. **Ering S.** Eiszeitliche Formen und gegenwärtige Vergletscherung im nordostanatolischen Randgebirge.—Geologishe Rundschau, B-57, 1949.
25. **Kalvoda G.** Geomorphology of the Demavend and some other High Mountains in Asia Minor. Praha: 1985, 110 p.

Վ. Ի. ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ, Տ. Գ. ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ

ՍԱՌՑԱՊԱՏՄԱՇՐՋԱՅԻՆ ՄՈՐՖՈԼԻՏՈԳԵՆԶԻՍ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ ԵՎ ԼԵՌՆԱԼԱՆՋԵՐԻ ՁԵՎԱՎՈՐՈՒՄԸ

Պլեյստոցենում Հայկական լեռնաշխարհի կլիմայի ցրտեցման պատճառով բոլոր բարձր լեռները ենթարկվեցին սառցապատման, որը ուներ հիմնականում կառուցվածքային բնույթ։

Սառցապատումը ընդգրկում էր Փոքր Կովկասի բարձր լեռները, Արևելա-Պոնտական լեռները, Ալադաղի, Բյուրակնի, Կիսիր-դաղի զանգվածները, Ներքին (Հարավային) Տավրոսի բարձր լեռնային գոտին և հնարավոր է նաև Դոխկուպպունարի զանգվածը։

Հեղինակները մանրամասնորեն ուսումնասիրել են սառցադաշտային նստվածքների կազմը և առանձնահատկությունները։

Ըստ ռելիեֆի և փխրուն նստվածքների լավ են առանձնանում վյուրմի և ռիսի հասակի մորենները։

Վյուրմի մորենները առանձնանում են փոքր թմբային ռելիեֆով, բեկորների կուտակումներով, ռելիեֆի թարմ ձևերով։ Վերին հորիզոնները պարունակում են զգալի քանակությամբ մանր ավազ և խոշոր ալեվրիտ։

Ռիսի մորենները ռելիեֆում առաջացնում են գառիկող բլուրներ ճմապատված մակերեսով։ Վերին հորիզոնները բնութագրվում են մանրախճի, կոպիտ և խոշոր ավազի բարձր պարունակությամբ։

Ըստ քիմիական կազմի նկատվում է որոշ տարբերություն, սակայն նրանք հիմնականում նման են միմյանց, քանի որ ձևավորվել են միանման պայմաններում (սառը կլիման, մոտավորապես միատեսակ տեղումների քանակությունը և օդի խոնավությունը, հիպերգեն պրոցեսների ինտենսիվությունը)։

Սառցադաշտային նստվածքների գեոքիմիական գործակիցների որոշ տարբերությունները ընդգծում են մորենների տարբեր հասակը (ռիսի մորենը ավելի շատ է հողմահարված վյուրմի մորենից), ինչպես նաև կլիմայի որոշ տաքացումը ֆլյուվիոգլացիալ և լճա-սառցադաշտային նստվածքների ձևավորման ժամանակ։

*Հայկական լեռնաշխարհի բարձր լեռների սառցապատումը լեռնալանջերի ձևավորման մեջ մտցրել է իր փոփոխությունները՝ 1) ձևավորվել են նոր լանջեր— կառային, տրոգային հովիտների, մորենային թմբերի, 2) հրաժող մորենային կուտակումները հովիտներում և լեռնալանջերի ստորոտում հարթեցրել են սկզբնային մակրոլանջերը, 3) կառերի և տրոգային հովիտների ձևավորման ժամանակ մեծացել են կից լանջերի թեքությունները և ինտենսիվացել քայքայումը, 4) հյուսիսային լանջերի սառցապատման և քայքայման պատճառով կատարվել են լեռների ջրբաժանների որոշ շեղում

դնպի հարավ, որը նպաստել է լեռների անհամաչափության մեծացմանը, 5) մերձսառցադաշտային գոնայում ակտիվացել են սոլիֆլյուկցիոն պրոցեսները, որոնք տեղափոխել են մեծ քանակությամբ հողմահարված նյութ և վերափոխել լանջերը։

Հետագայում և այժմ կատարվում է սառցապատման ժամանակ ձևավորված լանջերի վերափոխում։

V. P. BOYNAGRIAN, T. G. BOYNAGRIAN

GLACIAL MORPHOLITHOGENESIS IN ARMENIAN HIGHLAND CONDITIONS AND FORMATION OF SLOPES

Abstract

The abundance of glaciation traces in the Armenian Highland, relief of different-age morains and specific features of granulometric and chemical compositions of their fine filling are concidered. The causes of some differences between the morains are explained.

The poblem of formation of new slops during the glaciation and their evolution after the glaciation in was also discussed.

Известия НАН РА. Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 100—105.

УДК 550.837.2

В. Б. ГАМОЯН, А. В. ГЕВОРКЯН

ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ РАЗВЕТВЛЕННОГО ПЛАСТООБРАЗНОГО РУДНОГО ТЕЛА

На основе теоретических и натурных исследований разработана геофизическая модель гальванического естественного электрического поля (ЕЭП) пластообразного разветвленного сульфидного рудного тела. Вычислены значения потенциала полей разработанной и базовой моделей и построены карты на вертикальной плоскости, перпендикулярной направлению их простирания. Полученные карты сравнены с картой потенциала ЕЭП, составленной по данным натурно-модельных наблюдений выполненных авторами на горизонтах подземных выработок Зодского месторождения, пересекающих разветвленное рудное тело. В результате статистического сравнения данных доказано превосходство разработанной модели над базовой.

Сульфидные рудные тела часто разветвлены в ветвях. Разветвления пластообразных рудных тел бывают как по их простиранию, так и по падению. Как показывают результаты практических работ, аномалии (ЕЭП), связанные с разветвленными пластообразными рудными телами, значительно сложны, особенно в случае вертикального разветвления [1], чем аномалии, вызванные неразветвленными телами. Ввиду этого, для повышения точности интерпретации сложных аномалий имеет особую важность изучение пространственного распределения ЕЭП разветвленных пластообразных тел.

Рассмотрим распределение ЕЭП модели рудного тела, разветвленного по падению (рис. 1, *в*). При этом примем следующие условия: 1) линия разветвления рудного тела горизонтальная и проходит по границе зон окисления и восстановления; 2) основное рудное тело падает вертикально, ветви—под углами $90+\alpha$ и $90-$ (угол разветвления будет 2α); 3) размер рудного тела по простиранию—бесконечный, размер части основного рудного тела по падению, расположенной в зоне восстановления (мощность зоны восстановления) —h, размер ветвей по восстановлению—$h/3\cos\alpha$; 4) мощность рудного тела и его ветвей—бесконечно малая.

Для исследования распределения ЕЭП рассмотренных тел нами выполнены натурно-экспериментальные исследования на Зодском месторождении. Изучены изменения скачка потенциала по вертикальному направлению $\left(\frac{d}{dx}\Delta U\right)$ на границе разветвленных по восстанию сульфидных рудных тел. В результате статистического анализа полученных данных установлено, что

$$\frac{d}{dx}\Delta U=\begin{cases}\rho\cdot d_1(a_1+\xi^2)^{-1/2} & \text{при } \xi>0;\\ \rho\cdot d_2(a_2+\xi^2)^{-1/2} & \text{при } \xi<0,\end{cases} \qquad (1)$$

где d_1; a_1, и d_2; a_2—постоянные, определяющиеся типом оруденения

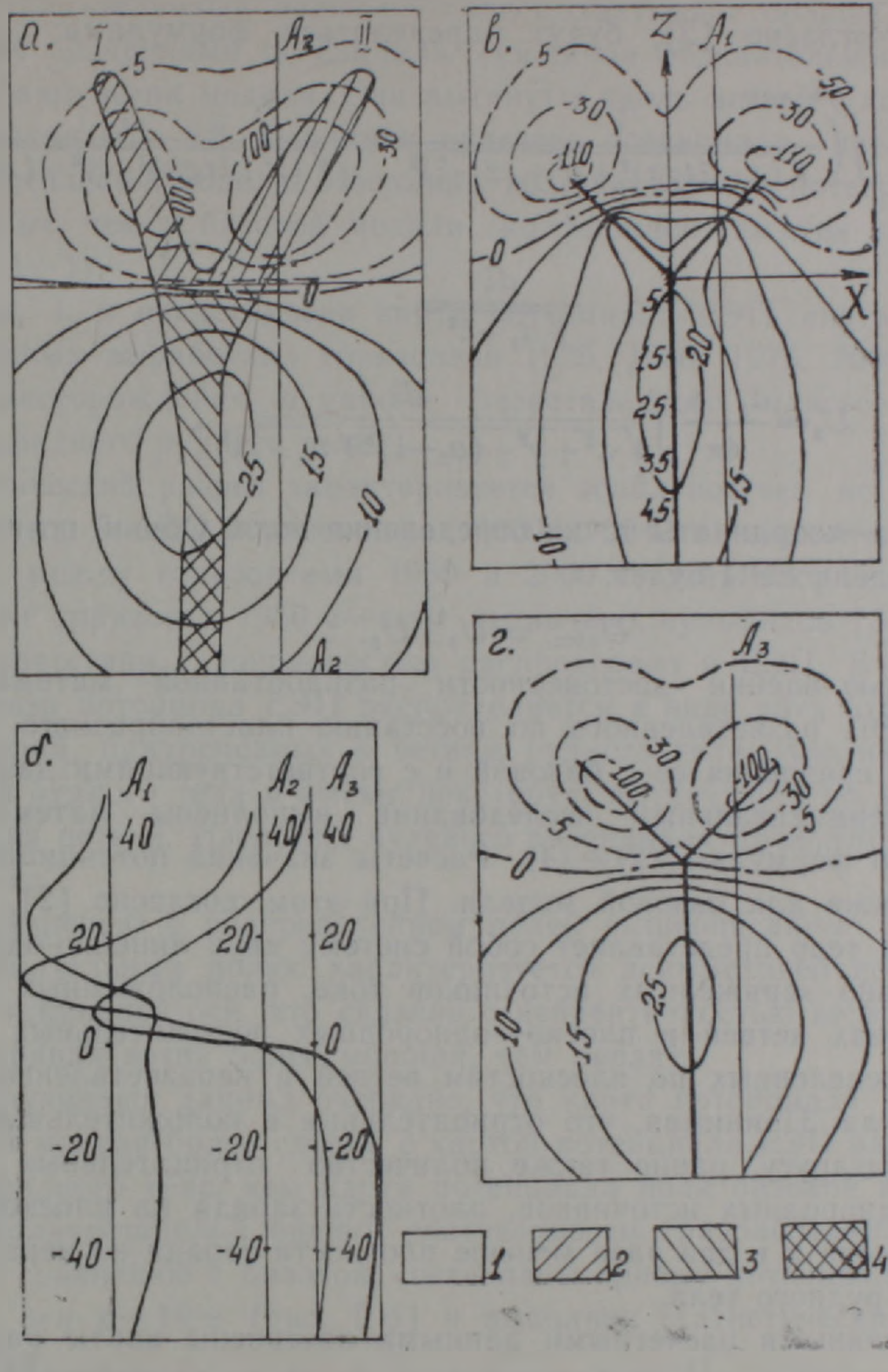


Рис. 1. Карты и кривые потенциала: *а*. Карта потенциала, снятая в горных выработках Зодского месторождения; *б*. Кривые потенциала по осям $A_1—A_1$, $A_2—A_2$, $A_3—A_3$ на рисунках *в*., *а*., и *г*. соответственно; *в*. Карта потенциала базовой модели; *г*. Карта потенциала разработанной модели. 1—габбро; 2—окисленные руды; 3—вторичные сульфиды; 4—первичные сульфиды.

месторождения, минералогическим составом руд и другими геологическими особенностями зон окисления и восстановления (для Зодского месторождения $d_1 = 5 \div 6{,}32$; $a_1 = 2{,}5 \div 3{,}1$; $d_2 = 2{,}9 \div 3{,}33$; $a_2 = 1 \div 1{,}6$); ξ—текущая координата на границе рудного тела по вертикальной оси ρ—удельное сопротивление среды.

Выберем прямоугольную систему координат с центром, совпадающим с линией разветвления. Оси направим: X—вкрест простирания рудного тела; Z—вертикально, снизу—вверх. Потенциалы ЕЭП за пределами рудного тела от ветвей, расположенных в зоне окисления—

U_1 и неразветвленной части его, расположенной в зоне восстановления—U_2, согласно [2], будут определяться формулами:

$$U_1 = -\frac{d_1\rho}{4\pi}\int_0^{h/3\times ctg\alpha}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-\xi tg\alpha)^2+y^2+(z-\xi)^2}}+\frac{1}{\sqrt{(x+\xi tg\alpha)^2+y^2+(z-\xi)^2}}\right)\frac{d\xi}{\sqrt{a_1+\xi^2}}; \quad (2)$$

$$U_2 = \frac{d_2\cdot\rho}{4\pi}\int_{-h}^{0}\frac{d\xi}{\sqrt{x^2+y^2+(a_2-\xi)^2}\sqrt{a_2+z\xi^2}}, \quad (3)$$

где x, y, z,—координаты точки определения поля. Общий потенциал заданной модели ЕЭП будет:

$$U_{общ.} = U_1 + U_2.$$

С целью оценки достоверности разработанной математической модели ЕЭП разветвленного по восстанию пластообразного сульфидного тела, сравнения ее с базовой и с соответствующими данными натурно-экспериментальных исследований выполнены математические расчеты по формулам (2)÷(4). Расчеты значений потенциала выполнялись также для базовой модели. При этом, согласно [2], принято, что рудное тело представляет собой систему двух линейно-однородных отрицательно заряженных источников тока, расположенных на верхних границах ветвей и плоско—однородных положительных источников, распределенных по плоскостям ветвей и неразветвленной части рудного тела. Принимая, что отрицательные и положительные заряды равны друг-другу, равно также количество отрицательных зарядов линейно-однородных источников, плотность заряда на плоскостях ветвей одинакова и в два раза меньше плотности заряда на неразветвленной части рудного тела.

Полученными расчетными данными построены карты распределения потенциала полей от базовой (рис. 1, *в*) и разработанной нами (рис. 1, *г*) моделей разветвленных рудных тел.

Обе карты характеризуются отрицательными—приуроченными к верхней, и положительными—приуроченными к нижней частям моделей полюсами. Отрицательный полюс поля базовой модели представляет собой сумму полей двух точечных источников. Изолинии отрицательного потенциала, в силу влияния положительно заряженной нижней части рудного тела, вытянуты по осям, перпендикулярным направлениям падений ветвей модели. Коэффициент сжатия изолиний составляет 0,5÷0,7.

Изолиния нулевого потенциала проходит выше точки разветвления на 20 *м*. Изолинии положительного потенциала огибают нижние части ветвей и основную часть модели, имеют вертикальную вытянутость с коэффициентом сжатия 0,24—0,57. В верхней части, в районе ветвей, проявляются две локальные аномалии.

Поле разработанной модели значительно отличается от поля базовой модели. Отрицательный полюс поля здесь охватывает больше площади с меньшими значениями потенциала. Изолинии отрицательного потенциала огибают ветви модели. Они вытянуты вдоль ветвей с коэффициентами сжатия 0,5—0,8. Изолиния нулевого потенциала проходит по точке разветвления модели. Изолинии положительного потенциала более выпуклые, чем у базовой модели (коэффициент сжатия здесь составляет $0,4 \div 1$).

На рис. 1, *а* представлена карта потенциала ЕЭП, снятая в подземных горных выработках горизонтов 1925, 1950, 1975, 2000, 2040 *м* Зодского месторождения, в районе разветвленного пластообразного кварц-сульфидного рудного тела.

Геологический разрез характеризуется зональностью по степени окисления руд: между горизонтами 2000 и 2040 *м* выделяется зона окисления, между горизонтами 1950 и 2000 *м*—зона вторичных сульфидов, ниже горизонта 1950 *м*—зона первичных сульфидов [3].

В соответствии с зональностью распределено и ЕЭП. В верхней части разреза потенциал ЕЭП распределяется в виде двух отрицательных аномалий, приуроченных к ветвям рудного тела. Изолинии огибают ветви рудного тела и имеют некоторую вытянутость по направлению падения ветвей. Изолиния нулевого потенциала проходит по точке разветвления.

По сравнению с распределением полей вышеописанных моделей здесь отрицательный полюс характеризуется асимметрией по отношению к вертикальной оси, что связано с неидентичностью ветвей рудного тела (правая ветвь более мощная, чем левая).

Из полученных данных очевидно, что карта потенциала поля разработанной модели более сходна с картой потенциала ЕЭП разветвленного сульфидного тела, чем карта потенциала поля базовой модели.

Для количественной оценки достоверности разработанной нами модели по сравнению с базовой, составлены кривые потенциала по вертикальной оси $x = 10$ *м* (рис. 1, *б*) и выполнен статистический анализ их сходства.

В результате количественного сравнения теоретических кривых полей базовой и разработанной моделей с кривой потенциала ЕЭП рудного тела установлено: среднее абсолютное отклонение значений потенциала поля базовой модели от значений потенциала ЕЭП разветвленного рудного тела составляет 4,92 *мВ*, разрабтанной модели—1,21 *мВ*. Относительное отклонение поля базовой модели от ЕЭП составляет 16,2%, разработанной модели—4,03%.

Таким образом разработанная нами модель примерно в 4 раза точнее, чем базовая. Это позволяет значительно повысить точность геологической интерпретации сложных аномалий потенциала ЕЭП, полученных в районе разветвленных рудных тел. расширить возможности метода ЕЭП при оценке размера сульфидных рудных тел по падению.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
НАН РА

Поступила 26.VI.1993.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ, Հ. Վ. ԴԵՎՈՐԳՅԱՆ

ՃՅՈՒՂԱՎՈՐՎԱԾ ՇԵՐՏԱՁԵՎ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՄԱՐՄՆԻ ԲՆԱԿԱՆ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԴԱՇՏԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Բնության մեջ շերտաձև սուլֆիդային հանքամարմինները հիմնականում ճյուղավորված են թևերը։ Ինչպես ցույց են տալիս բնափորձարարական էլեկտրաչափական ուսումնասիրությունների արդյունքները, ճյուղավորված հանքամարմինների հետ կապված բնական էլեկտրական դաշտի (ԲԷԴ) անոմալիաները անհամեմատ բարդ են, քան չճյուղավորված մարմինների դաշտի անոմալիաները։ Այդ իսկ պատճառով ԲԷԴ-ի բարդ անոմալիաների երկրաբանական մեկնաբանման եղանակ մշակելու համար կատարված են նպատակային բնափորձարարական և տեսական ուսումնասիրություններ։

Ճյուղավորված հանքային մարմնի կոնտակտում պոտենցիալի թռիչքի դիտարկումների արդյունքների վիճակագրական մշակման միջոցով ստացված է բստ ուղղաձիգ առանցքի այդ թռիչքի փոփոխություն արտահայտող բանաձև (1)։ Նշված բանաձևի օգնությամբ տեսական ուսումնասիրությունների ճանապարհով մշակվել է ճյուղավորված թիթեղաձև մարմնի ԲԷԴ-ի պոտենցիալի տարածական բաշխումը բնութագրող մաթեմատիկական մոդել (2)÷(4)։

Մշակված մոդելի վստահելիությունը գնահատելու համար կատարված են դաշտի պոտենցիալ արժեքների թվային հաշվարկներ հանքամարմնի տարածման ուղղությանը ուղղահայաց ուղղաձիգ հարթության վրա։ Հաշվարկները կատարված են գրականությունում հայտնի և մեր կողմից մշակված եղանակներով։ Ստացված թվային տվյալների հիման վրա կազմված են պոտենցիալի բաշխման քարտեզներ (նկ. նկ. 1, ե և 1, ը)։ Ջոդի հանքավայրի ճյուղավորված հանքամարմիններ հատող ստորգետնյա լեռնային փորվածքներում կատարվել են ԲԷԴ-ի պոտենցիալի փորձնա-մեթոդական դիտարկումներ և կազմվել է պոտենցիալի բաշխման քարտեզ ուղղաձիգ հատող հարթության վրա (նկ. 1, ա)։ Ստացված նկարներից հետևում է, որ փորձարարական դիտարկումների արդյունքները առավել լավ են համընկնում մեր կողմից մշակված եղանակով հաշված տվյալներին։

Տեսական և բնա-փորձարարական եղանակներով ստացված տվյալների նմանության քանակական գնահատման համար բոլոր երեք քարտեզների վրա ընտրված են A_1-A_1. A_2-A_2 և A_3-A_3 առանցքները։ Այդ առանցքների վրա պոտենցիալների արժեքների վիճակագրական մշակման միջոցով կատարված է կորերի (նկ. 1, ճ) քանակական համեմատում։ Արդյունքում ստացված են հետևյալ տվյալները.

1. Տեսական հայտնի եղանակով հաշված և բնափորձարարական եղանակով դիտարկված տվյալների միջին քառակուսային բացարձակ շեղումը $\delta_1 = 4{,}92$ մվ, միջին քառակուսային հարաբերական շեղումը՝ $\varepsilon_1 = 16.2\%$

2. Առաջարկված եղանակով հաշված և դիտարկված տվյալներով միջին քառակուսային բացարձակ շեղումը՝ $\delta_2 = 1{,}21$ մվ, հարաբերական շեղումը՝ $\varepsilon_2 = 4{,}03\%$։

Ելնելով հոդվածում ներկայացված արդյունքներից, կարելի է եզրակացնել, որ մեր կողմից առաջարկված եղանակը հնարավորություն է տալիս

ճշգրտել ճյուղավորված թիթեղաձև հանքային մարմինների ԲԷԴ-ի տարածական բաշխման առանձնահատկությունները և զգալիորեն բարձրացնում էլեկտրական դաշտի մեթոդով ստացված բարդ անոմալիաների երկրաբանական մեկնաբանման ճշգրտությունը։

V. B. GAMOYAN, A. V. GEVORKIAN

THE NATURAL ELECTRIC FIELD OF BRANCHED BED-LIKE ORE BODY

Abstract

A geophysical model for the galvanic natural electric field (NEF) of branched bed-like sulphidic ore body is developed by means of theoretical studies and field investigations. The values of the field potentials for the developed and basic models are calculated, and maps in vertical planc normal to their spreading are compiled. The resulting maps are compared to the map of NEF potential, which were compiled on the basic of filld and simulation observations carried out by the authers in the horizons of underground heading in Zod deposit, which intersect the brauched ore body.

The advantates of the developed model over the basic one are proved by the statistical comparison of the data.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гамоян В. Б., Унусян Ф. С., Чилингарян А. З.* Естественные электрические поля сульфидных месторождений Армянской ССР и их физико-геологические модели.—В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки рудных месторождений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. с. 54—61.
2. *Семенов А. С.* Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980, 445 с.
3. *Матевосян С. М., Мадатян Э. М.* Некоторые вопросы зоны окисления Зодского золоторудного месторождения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1969, № 3, с. 62—68.

Известия НАН РА. Науки о Земле. XLVII, 1994, № 1—2, 106—112.

К. Б. КАРАПЕТЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

В сейсмических районах при расчете зданий и сооружений необходимо учитывать повторяемость сейсмического воздействия. Для этого, в первую очередь необходимо иметь данные о повторяемости сильных землетрясений. Статья посвящена определению повторяемости сильных землетрясений на территории Республики Армениия и его отдельных регионов.

Изучение сейсмических воздействий необходимо осуществлять с учетом возможных их повторений со временем [1].

Для установления влияния повторяемости сильных землетрясений на поведение зданий и сооружений при их проектировании и строительстве на территории Республики Армения, в первую очередь, необходимо определить количество повторяющихся на этой торритории сейсмических воздействий различной интенсивности.

Исходя из этого, нами рассмотрены землетрясения интенсивностью от 5 до 10 баллов для определения их повторяемости с целью, с одной стороны, выявления количества землетрясений интенсивностью меньше расчетной, происходящих за время повторения землетрясений расчетных интенсивностей 7, 8, 9 баллов, с другой стороны, установления количества землетрясений расчетной интенсивности, происходящих за время, соответствующее сроку службы зданий и сооружений.

Для этой цели нами использованы обширные данные, приведенные у Н. К. Карапетян [2, 3], полученные ею при изучении сейсмических условий Армянского нагорья на основании составленного ею же Каталога сильных землетрясений Армянского нагорья за период с 550 года до нашей эры по 1988 год. При этом были получены зависимости между магнитудой ,балльностью и энергетическим классом замлетрясений с глубиной очага 10—15 *км*, используя которые установлены численные соотношения между ними для землетрясений интенсивностью от 1 до 12 баллов. Исходя из этих соотношений, мы приняли балльности, со-

Таблица 1

Соотношения между балльностью и соответствующими предельными значениями магнитуд

Балльность I	5	6	7	8	9	10
Магнитуда M	$3^3/_4-4^1/_4$	$4^1/_4-4^3/_4$	$4^3/_4-5^1/_4$	$5^1/_4-6$	6–7	7–8

ответствующие приведенным в таблице 1 предельным значениям магнитуд и проанализировали полученные Н. К. Карапетян данные для землетрясений, происшедших на территории Республики Армения. С этой целью из рассмотренных ею 10 регионов, на которые она разде-

лила территорию Армянского нагорья и подробно изучила сейсмические условия этих регионов и Армянского нагорья в целом, мы использовали данные по трем регионам: Ленинаканскому, Зангезурскому и Ереванскому. При этом нами рассмотрены лишь землетрясения, которые произошли в XX веке (1901—1988 гг.) и поэтому в некоторых слу-

Таблица 2

Количество землетрясений, происшедших на территории Республики Армения и отдельных ее регионов в XX веке

Регионы	Интенсивность I / Период	Вид землетр.	5	6	7	8	9	10
Ленинаканский	1901—1930	о	33	23	8	3	—	—
		а	19	3	3	2	—	—
		в	52	26	11	5	—	—
	1931—1960	о	50	27	8	2	—	—
		а	14	5	2	—	—	—
		в	64	32	10	2	—	—
	1901—1980	о	83	50	16	5	—	—
		а	33	8	5	2	—	—
		в	116	58	21	7	—	—
	1981—1988	о	38	16	2	1	1	—
		а	52	14	1	1	—	—
		в	90	30	3	2	1	—
	1901—1988	о	121	66	18	6	1	1
		а	85	22	6	3	—	—
		в	206	88	24	9	1	1
Зангезурский	1901—1930	о	6	9	3	2	1	—
		а	1	—	1	—	—	—
		в	7	9	4	2	1	—
	1931—1980	о	25	18	3	2	1	—
		а	19	13	5	1	—	—
		в	44	31	8	3	1	—
	1901—1980	о	31	27	6	4	2	—
		а	20	13	6	1	—	—
		в	51	40	12	5	2	—
Ереванский	1901—1930	о	9	9	1	—	—	—
		а	—	—	—	—	—	—
		в	9	9	1	—	—	—
	1931—1980	о	11	8	6	2	—	—
		а	7	5	1	—	—	—
		в	18	13	7	2	—	—
	1901—1980	о	20	17	7	2	—	—
		а	7	5	1	—	—	—
		в	27	22	8	2	—	—
Республика	1901—1930	о	48	41	12	5	1	—
		а	20	3	4	2	—	—
		в	68	44	16	7	1	—
	1931—1980	о	86	53	17	6	1	—
		а	40	23	8	1	—	—
		в	126	76	25	7	1	—
	1901—1980	о	134	94	29	11	1	—
		а	60	26	12	3	1	—
		в	194	120	41	14	2	—
Армения	1981—1988	о	38	16	2	1	1	—
		а	52	14	1	1	—	—
		в	90	30	3	2	1	—
	1901—1988	о	172	110	31	12	2	1
		а	112	40	13	4	1	—
		в	284	150	44	16	3	1

чаях полученные результаты несколько отличаются от данных Н. К. Карапетян.

Исходя из таблицы 1, приведенные в [2, 3] данные нами обобщены и сгруппированы по баллам от 5 до 10 и сведены в таблицу 2, где в графе «Вид землетрясений» *о*—означает основные толчки, *а*—афтершоки (или форшоки), *в*—все толчки. При этом, поскольку в период

Таблица 3

Повторяемость землетрясений, происшедших на территории Республики Армения и отдельных ее регионов в XX веке в годах

Регионы	Интенсивность / Период	Вид землетр.	5	6	7	8	9	10
		о	0,9	1,3	3,8	10,0	—	—
	1901—1930	а	1,6	10,0	10,0	15,0	—	—
		в	0,6	1,2	2,7	6,0	—	—
		о	1,0	1,9	6,3	25,0	—	—
Лени-	1931—1980	а	3,6	10,0	25,0	—	—	—
		в	0,8	1,6	5,0	25,0	—	—
		о	1,0	1,6	5,0	16,0	—	—
нака-	1901—1980	а	2,4	10,0	16,0	40,0	—	—
		в	0,7	1,4	3,8	11,4	—	—
		о	0,2	0,5	4,0	8,0	8,0	8,0
нский	1981—1988	а	0,2	0,6	8,0	8,0	—	—
		в	0,1	0,3	2,7	4,0	8,0	8,0
		о	0,7	1,3	4,9	14,7	88,0	88,0
	1901—1988	а	1,0	4,0	14,7	29,3	—	—
		в	0,4	1,0	3,7	9,8	88,0	88,0
		о	5,0	3,3	10,0	15,0	30,0	—
Зан-	1901—1930	а	30,0	—	30,0	—	—	—
		в	4,3	3,3	7,5	15,0	30,0	—
		о	2,0	2,8	16,7	25,0	50,0	—
гезу-	1931—1980	а	2,6	3,9	10,0	50,0	—	—
		в	1,1	1,6	6,3	16,7	50,0	—
		о	2,6	3,0	13,3	20,0	40,0	—
рский	1901—1980	а	4,0	6,2	13,3	80,0	—	—
		в	1,6	2,0	6,7	16,0	40,0	—
		о	3,3	3,3	30,0	—		
Ере-	1901—1930	а	—	—	—	—	—	—
		в	3,3	3,3	30,0	—	—	—
		о	4,6	6,3	8,3	25,0	—	—
ван-	1931—1980	а	7,1	10,0	50,0	—	—	—
		в	2,8	3,9	7,1	25,0	—	—
		о	4,0	4,7	11,4	40,0	—	—
скнй	1901—1980	а	11,4	16,0	80,0	—	—	—
		в	3,0	3,6	10,0	40,0	—	—
		о	0,6	0,7	2,5	6,0	30,0	—
Рес-	1901—1930	а	1,5	10,0	7,5	15,0	—	—
		в	0,4	0,7	1,9	4,3	30,0	—
		о	0,6	0,9	2,9	8,3	50,0	—
пуб-	1931—1980	а	1,3	2,2	6,3	50,0	—	—
		в	0,4	0,7	2,0	7,1	50,0	—
		о	0,6	0,9	2,8	7,3	80,0	—
лика	1901—1980	а	1,3	3,1	6,7	26,7	80,0	—
		в	0,4	0,7	2,0	5,7	40,0	—
		о	0,2	0,5	4,0	8,0	8,0	8,0
Арме-	1981—1988	а	0,2	0,6	8,0	8,0	—	—
		в	0,1	0,3	2,7	4,0	8,0	8,0
ния		о	0,5	0,8	2,8	7,3	44,0	88,0
	1901—1980	а	0,8	2,2	6,8	22,0	88,0	—
		в	0,3	0,6	2,0	5,5	29,3	88,0

1981—1988 гг. в Зангезурском и Ереванском регионах произошли землетрясения интенсивностью 5—6 баллов, они в таблице 2 не приводятся.

Рассмотрение приведенных в таблице 2 данных показывает, что наибольшее количество землетрясений интенсивностью от 5 до 8 баллов во все периоды времени происходило в Ленинаканском, затем в Зангезурском и наименьшее в Ереванском регионах. В то же время землетрясения интенсивностью 9—10 баллов (единичные) больше происходили в Зангезурском, затем в Ленинаканском регионах, а в Ереванском регионе их не было. Общее количество землетрясений за 88 лет XX века на территории Республики Армения составило: 5-балльных—284; 6-балльных—150; 7-балльных—44; 8-балльных—16; 9-балльных—3; 10-балльных—1.

Для установления повторяемости землетрясений интенсивностью 5—10 баллов, происшедших на территории Республики Армения и отдельных его регионов за различные периоды времени и за все рассмотренное время, эти периоды и все время в 88 лет нами были разделены на приведенное в таблице 2 соответствующее количество землетрясений. Полученные значения повторяемости землетрясений интенсивностью 5—10 баллов приведены в таблице 3.

Рассмотрение данных, приведенных в таблице 3 для всех зарегистрированных землетрясений, показывает, что из трех регионов Республики Армения повторяемость землетрясений интенсивностью 5—8 баллов, также как и их количество, о чем указывалось выше, наиболее частая в Ленинаканском регионе, затем в Зангезурском регионе и наиболее низкая в Ереванском регионе. Что касается землетрясений интенсивностью 9-10 баллов, то они чаще происходят в Зангезурском и Ленинаканском регионах, а в Ереванском регионе такой интенсивности землетрясения за рассматриваемый период не зарегистрированы.

Повторяемость землетрясений расчетной интенсивности 7, 8, 9 баллов имеет следующие значения:

Для Ленинаканского региона: 7-балльные землетрясения—4 года; 8-балльные землетрясения—10 лет; 9-балльные землетрясения—88 лет.
Для Зангезурского региона: 7-балльные землетрясения—7 лет; 8-балльные землетрясения—16 лет; 9-балльные землетрясения—40 лет.
Для Ереванского региона: 7-балльные землетрясения—10 лет; 8-балльные землетрясения—40 лет.
Для Республики Армения в целом: 7-балльные землетрясения—2 года; 8-балльные землетрясения—5,5 лет; 9-балльные замлетрясения—29 лет.

Имея повторяемость землетрясений расчетных интенсивностей, а также повторяемость землетрясений интенсивностью ниже расчетной (см. табл. 3), для отдельных регионов и территории Республики Армения в целом нами установлено количество землетрясений интенсивностью ниже расчетной, которые могут произойти за время до возникновения землетрясений расчетных интенсивностей 7, 8, 9 баллов. Эти данные приведены в таблице 4.

Таблица 4

Количество землетрясений, происходящих за время до возникновения землетрясений расчетной интенсивности

Регионы	Земл. ниже расч. / Земл. расч. инт.	5	6	7	8
Ленинаканский	7	9	3	—	—
	8	23	10	3	—
	9	205	88	24	9
Зангезурский	7	4	3	—	—
	8	10	8	2	—
	9	25	20	6	3
Ереванский	7	3	3	—	—
	8	14	11	4	—
Республика Армения	7	6	3	—	—
	8	18	9	3	2
	9	95	50	15	5

Далее нами определено количество землетрясений расчетной интенсивности, которые могут произойти в течение срока службы зданий и сооружений, когда их нормальное состояние еще сохраняется, которое в среднем может оказаться в пределах 100 лет. Этот срок службы зданий и сооружений нами принят равным 88 лет, которому для территории Республики Армения, по нашим данным, соответствует повторяемость 10-балльного землетрясения. Полученные данные сведены в таблицу 5.

Таблица 5

Количество землетрясений расчетной балльности за срок службы зданий и сооружений

Расчетная сейсм. I / Регион	7	8	9	10
Ленинаканский	24	9	1	1
Зангезурский	12	5	2	—
Ереванский	8	2	—	—
Республика Армения	44	16	3	1

Таким образом, обработка всего фактического материала позволила нам определить необходимые данные для использования с целью изучения поведения зданий и сооружений при повторяющихся землетрясениях различной интенсивности, а именно: установить повторяемость землетрясений расчетной интенсивности, количество землетрясений интенсивностью ниже расчетной, повторяющихся за время до возникновения землетрясения расчетной интенсивности, количество землетрясений интенсивностью, равной и выше расчетной, которые могут произойти за срок службы зданий и сооружений.

На основании проведенного исследования приходим к выводу, что при изучении поведения зданий и сооружений на повторное воздействие сильных землетрясений, кроме расчетного сейсмического воздействия, также следует учитывать воздействие установленного

нами количества повторяющихся землетрясений интенсивностью ниже расчетной и выше расчетной, в отличие от принятого в строительных нормах и правилах метода определения сейсмической нагрузки, когда учитывается единичное воздействие землетрясения расчетной интенсивности. При этом их следует учитывать в тех количествах, какие имеют место за время службы зданий и сооружений.

Ереванский архитектурно-строительный институт Поступила 21.1.1991

ЛИТЕРАТУРА

1. *Карапетян Б. К., Аветисян Р. С., Бабаян А. А., Карапетян К. Б.* Разработать и усовершенствовать республиканские нормы по сейсмостойкому строительству. Ереван: НТО ЕрАСИ, 1993, 52 с.
2. *Карапетян Н. К.* Механизмы возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 228 с.
3. *Карапетян Н. К.* Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 264 с.

Կ. Բ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԿՐԿՆՈՂԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սեյսմիկ շրջաններում շենքերի և կառուցվածքների հաշվարկի դեպքում անհրաժեշտ է հաշվի առնել սեյսմիկ ազդեցության կրկնելիությունը։ Իսկ դրա համար, առաջին հերթին, պետք է ունենալ տվյալներ ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականության վերաբերյալ։

Ելնելով դրանից, աշխատանքում կատարված է հետազոտություն Հայաստանի Հանրապետության և նրա առանձին ռեգիոնների տարածքում ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականությունը որոշելու վերաբերյալ։

Այդ նպատակով օգտվել ենք Ն. Կ. Կարապետյանի կողմից ստացված տվյալներից, որոնք բերված են նրա երկու մենագրություններում [2, 3]։

Մշակելով և ամփոփելով XX դարի ընթացքում Լենինականի, Ջանգեզուրի և Երևանի ռեգիոնների համար ստացված տվյալները, որոշվել են այդ ռեգիոններում և ամբողջովին Հայաստանի տարածքում ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականությունները։

Ստացվել են հաշվարկային 7, 8, 9 բալ ուժգնություն ունեցող երկրաշարժերի կրկնողականության թվային արժեքները, ավելի թույլ երկրաշարժերի քանակը, որ կարող է տեղի ունենալ հաշվարկային երկրաշարժերի առաջացման ընթացքում, ուժգնությամբ հավասար հաշվարկայինին և ավելի

երկրաշարժերի քանակը, որը կարող է առաջանալ շինքերի և կառուցվածքների նորմալ վիճակում գոյության ժամկետում։

K. B. KARAPETIAN

THE RESULTS OF DETERMINATION OF STRONG EARTHQUAKES REPETITION IN THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

Abstract

When designing buildings and constructions in seismically active regions it is necessary to take a repetition of seismic effects into account. To this end data on repetition of strong earthquakes are needed.

The article is devoted to the determination of repetition of strong earthquakes in the territory of the Republic of Afmenia and its separate regions.

Известия НАН РА. Науки о Земле, XLVII, 1994. № 1—2, 113—117.

Р. А. ПАШАЯН, А. Л. АНАНЯН

ОСОБЕННОСТИ РЕАКЦИИ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ АРМЕНИИ НА СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

О влиянии землетрясений на режим минеральных вод было известно давно. В гидрогеологической литературе более специально это отмечено И. Г. Кисиным [3]. В работе приведены примеры изменения режима минеральных вод некоторых регионов в результате происшедшего землетрясения. Там же приводится землетрясение, которое произошло 24 ноября 1976 г. (Чалдыранское, $M=7{,}0$) с эпицентром в районе озера Ван в Турции, которое сильно повлияло на минеральные воды курорта Арзни, расположенного в 160 *км* от эпицентра.

Гидрогеологами В. А. Арбузовым, и др. [1] также отмечалось влияние землетрясений на режим минеральных вод курорта Арзни за период 1968÷1976 гг. В результате проведенных работ ими выявлено изменение минерализации подземных вод курорта Арзни под влиянием сейсмических толчков. В частности отмечено резкое повышение минерализации источников минеральных вод Арзни после землетрясения 1976 г.

Влияние Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года на месторождения минеральных вод Армении отражено в работе В. А. Игумнова, З. Г. Степаняна [2], которые провели ряд наблюдений за режимом минеральных источников после землетрясения и также отметили увеличение минерализации минеральных вод курорта Арзни, что видно на приведенном в статье графике изменения значений минерализации по трем скважинам курорта за 1968—1988 гг. Там же отмечено слабое изменение минерализации минеральных вод Канаканского месторождения.

С целью изучения гидрогеодинамики подземных вод Армении нами были рассмотрены данные по режиму минеральных источников региона за 1988÷1992 гг., полученные от «Армгеокаптажминводы». Было обращено особое внимание на реакцию некоторых параметров (дебит, температура, минерализация) скважин минеральных источников на сейсмический режим наблюдаемого периода.

По данным сейсмологии (ст. Ереван) приводится сейсмический режим двух сильных землетрясений (табл. 1) и их влияние на режим некоторых гидрогеологических параметров минеральных источников региона.

Следует отметить, что эксплуатация скважин на всех месторождениях (кроме Арзнинского) производится в условиях кранового режима.

Углекислые минеральные воды курорта Арзни имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, они образуются в результате

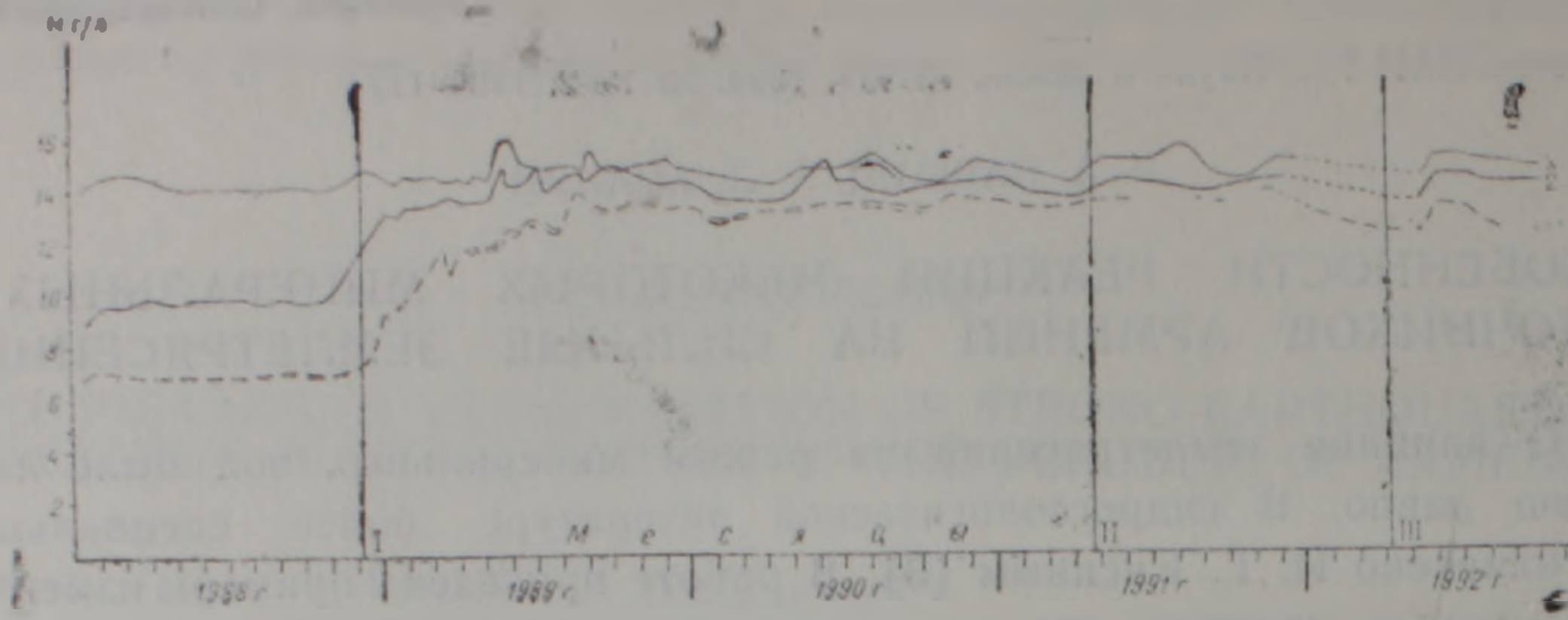


Рис. 1. Изменение минерализации по скважинам Арзнинского месторождения минеральных вод: 1—скважина 6/64, 2—скважина 3/62, 3—скважина 1/62. Землетрясения: I—Спитакское 07.12.88 M=7.0, II—Рачинское 24.04.91 M=6.3, III—Турецкое 2.04.92 M=4.7 (Ерзика).

смешения приповерхностных пресных вод с поступающими по трещинным зонам разломов глубинными водами с повышенной минерализацией. Минеральные воды Арзни эксплуатируются тремя скважинами (1/62, 3/62 и 6/64). Вышеупомянутые сильные землетрясения сильно повлияли на гидрогеологический режим скважин. Резко возросла минерализация по двум скважинам (3/62, 6/64) перед Спитакским землетрясением. Изменения минерализации по скважинам за 5-летний период (рис. 1) показали, что наиболее минерализованной скважиной является скважина № 1/62, уровень минерализации которой перед Спитакским землетрясением (1988) увеличился на 1 *г/л*, затем в 1989, 1990 гг. значение минерализации стабилизируется, а позже наблюдается снижение минерализации на 1 *г/л* перед землетрясением 24.09.91 (Рачинское). Минерализация скважины 3/62 после Спитакского землетрясения выросла с 10 *г/л* до 12,5 *г/л*, а скважины 6/64 с 7.0 *г/л* до 11.8 *г/л*, к концу 1989 года величина минерализации скважины 3/62 выросла до 14,4 *г/л*, а 6/64 до 13,4 *г/л*, далее минерализация этих двух скважин стабилизируется в этих пределах до 1992г. В апреле 1992 г. наблюдается понижение минерализации скважины 6/64 до 12 *г/л*, что, возможно, связано с Турецким землетрясением (2.04.92 г.).

Изменения температуры наблюдаются перед землетрясением 7.12.88 г. по всем трем скважинам, затем отмечены флуктуации температуры по май месяц 1989 года, далее стабилизируются. После Рачинского землетрясения наблюдается повышение температуры, а в начале 1992 года резкое понижение температуры в скважине 6/64 с 20,5°С до 17°С, по скважине 3/62 с 20°С до 19°С. Значение дебита скважины 3/62 резко снизилось с 8.3 *л/с* до 5.3 *л/с* в день землетрясения 7.12.88 г.; флуктуации значений дебита по скважине 3/62 наблюдаются по май месяц 1989 года, что, очевидно, следует связывать с афтершоками. В течение последующего 1990 года наблюдается стабилизация значения дебита, с 1991 г. по 1992 г. по скважи-

Таблица 1

Сейсмический режим региона (по данным сейсмической станции Ереван)

Дата	Магнитуда	Дата	Магнитуда	Дата	Магнитуда
30.03.88	6.0	3.09.90	5.1	16.01.92	5.2
14.08.88	5.7	20.10.90	6.1	27.01.92	4.4
5.09.88	5.5	17.12.99	4.3	12.02.92	5.2
6.12.88	4.2	27.03.91	4.3	18.02.92	5.0
6.12.88	4.2	4.04.91	4.0	4.03.92	5.2
7.12.88	7.0	24.04.91	6.3	2.04.92	4.7
8.12.88	4.0	03.06.91	4.2	13.06.92	2.4
9.01.89	5.0	8.06.91	4.8	14.07.92	4.1
13.09.89	5.5	20.06.91	5.4	29.10.92	4.3
03.12.89	5.1	06.10.91	5.6	30.11.92	4.0
06.01.90	4.0	22.10.91	4.3	08.12.92	4.4
03.02.90	3.6	11.12.91	3.0	08.12.92	3.4
13.07.90	3.7	06.01.92	3.0	09.12.92	4.1

нам 6/64, 3/62 наблюдаются сильные флуктуации значений дебита скважины, сопровождающиеся в начале резким спадом значений дебита, приуроченным к землетрясению 24.04.1991 г. (Рачинское). Значения дебита скважины 1/62 претерпевают незначительные изменения.

Месторождения минеральных вод курорта Кировакан представлены напорными пресными и углекислыми минеральными водами, заключенными в толще андезито-базальтовых лав на глубине 30÷280 *м*, и перекрыты сверху водоупорным экраном озерно-речных глинистых образований. Режимные наблюдения ведутся по двум скважинам (Iк и IIк). По приведенным режимным наблюдениям, начиная с 1988 г., наблюдается следующее: в начале 1988 г. скв. Iк имела минерализацию 5,4 *г/л*, скв. IIк—7,4 *г/л*, перед землетрясением 7.12.88 г. минерализация скв. IIк понизилась на 1 *г/л*, а минерализация скв. Iк выросла на 0,4 *г/л*. Минерализация скв. Iк до конца 1992 г. не меняется и лишь в конце 1992 г. снизилась на 1*г/л*. Значение минерализации по скв. IIк после землетрясения 7.12.88 г. понизилось от 6,2 *г/л* до 5,2 *г/л*, далее наблюдаются периодические колебания значений минерализации до конца 1989 г., в 1991 году перед землетрясением 24.04.91 (Рачинское) отмечено понижение минерализации от 5,4 *г/л* до 2,2 *г/л*, затем периодические колебания до декабря 1991г., в январе 1991 минерализация повысилась от 2 *г/л* до 5,4 *г/л*. Температурные колебания минеральных вод скв. Iк и IIк незначительны.

Вединское месторождение минеральных вод приурочено к зоне тектонического нарушения. В динамике минеральных вод месторождения некоторую роль играет смешивание с минеральными глубинными грунтовой воды, что приводит к изменению общей минерализации. Режимные наблюдения минеральных вод Веди указывают на стабильное значение минерализации до и после землетрясения М=4*г/л*. Значения дебита источника имеют резкие флуктуации в течение трех месяцев перед Рачинским землетрясением 24.04.91 г., в результате дебит повысился от 0,5 *л/с* до 1 *л/с*. Колебания температуры незначительны.

Минеральные воды месторождения Джермук представлены угле кислыми среднеминерализованными гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми термальными водами. Последние поднимаются с глубин по тектоническим нарушениям. Месторождения эксплуатируются че тырьмя скважинами (30/62, IIк, 2/61, Iк). Общая минерализация ми неральных вод за наблюдаемый период практически стабильна, име ются незначительные изменения минерализации по скважинам за 1988 г.—Iк от 4,1 *г/л* до 3 *г/л*, 30/62 от 4,3 *г/л* до 4,1 *г/л*, 2/61 от 4,0 *г/л* до 4,4 *г/л*.

Несмотря на крановый режим эксплуатации минеральных вод данные режимных наблюдений показывают, что дебит скважины IIк был подвержен колебанию в течение 1988 г., в течение трех месяцев дебит скважины—1,6 *л/с*, XI.88 г.—2,0 *л/с* и XII.88—1,7 *л/с*. Дебит скважины Iк в год землетрясения изменился от 1,4 *л/с* до 0,5 *л/с*. В 1991 г. наблюдаются изменения дебита по скважине IIк. от 0,5 *л/с*—1,5 *л/с* —0,5 *л/с*. Температура скважин колеблется в небольших пре делах.

Акнахпюрское месторождение минеральных вод приурочено к тектоническому узлу пересечения разломов и характеризуется слож ными гидрогеологическими условиями. Подъем глубинной минераль ной составляющей происходит по зонам пересекающихся разнонап равленных разрывных нарушений. Наблюдается изменение мине рализации по эксплуатируемой скважине 8/81 после землетрясения 7.12.88 г. от 3,4 *г/л* до 4,4 *г/л*; в 1991 г. имеются небольшие колебания значений минерализации и стабилизируются при значении минерали зации—2,6 *г/л*. Значения температуры и дебита стабильны.

Анкаванское месторождение представляет водонапорную систе му трещинно-жильных вод в пределах зоны Анкаванского разлома. Воды формируются в результате восходящей разгрузки трещинно жильных минеральных вод из глубоких зон разлома и смешения их с грунтовыми водами. На Анкаванском месторождении эксплуатиру ется гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав. Минеральные воды Анкаванского месторождения термальные—скв. Iк—26°С, скв. IVк—30°С с минерализацией 7,8—8.5 *г/л*. После землетрясения 7.12.88г. наблюдается небольшое повышение минерализации по скв. IVк—от 7,6 *г/л* до 8 *г/л*, а по скв. Iк—наоборот, от 8,4 *г/л* до 7,6 *г/л*, неболь шое повышение минерализации наблюдается по обеим скважинам перед землетрясением 29.04.91 г. (скв. Iк—8,6 *г/л*, скв. IVк—8,4 *г/л*), затем кратковременное резкое снижение минерализации по скв. IVк—до 6,8 *г/л*. Дебит скважины месторождения минеральных вод стибиль ный.

Дилижанское месторождение углекислых минеральных вод экс плуатируется скважиной Iк. Минерализация этой скважины колеб лется от 2,9 *г/л* до 3,8 *г/л*, причем наблюдается тенденция к повыше нию манерализации: до землетрясения 7.12.88 г.—от 2,9 *г/л* до 3,6 *г/л*, после землетрясения резкий спад на 1 *г/л*, а потом выравнивание зна-

чений минерализации. Температура минеральных вод в пределах 11,5—12°С, дебит—0,9—1,0 *л/с*.

Севанское месторождение представляет водонапорную систему пластово-трещинных и пластово-поровых минеральных вод.

Воды эксплуатируемых скважин отмечаются малой минерализацией 2,7÷3,1 *г/л*, температура вод 17,5÷18,1°С. Не наблюдаются реакции данного месторождения на приводимые землетрясения.

Таким образом, в результате проведенных наблюдений следует отметить, что месторождения минеральных вод можно разделить на 2 группы: более чувствительна группа месторождений, где в верхней части присутствует обводненная зона, и менее чувствительна группа месторождений, связанная с жесткими скальными породами, являющимися более консервативными.

Отсутствие на рассматриваемых нами месторождениях наблюдательных скважин заметно снижает ценность режимных наблюдений. На месторождениях, особо чувствительных к сейсмическим событиям, длительно (2—3 месяца) наблюдаемое повышение общей минерализации углекислых вод до землетрясения может считаться предвестниковым признаком после получения более длительной режимной информации.

Гарнийская Геофизическая обсерватория
ИГИС НАН РА

Поступила 18.X.1993.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арбузов В. А., Берри И. Л., Казарян С. В.* О влиянии землетрясений на режим месторождений углекислых минеральных вод горно-складчатых областей.—В кн.: Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата. Тр. ЦНИИ Курортологии и физиотерапии. М.: 1979, т. 39, с. 101—111.
2. *Игумнов В. А. Степанян З. Г.* Некоторые гидро-геохимические аспекты Спитакского землетрясения.—Изв. АН Армении, Науки о Земле 1989, т. 42, № 3, с. 24—33.
3. *Кисин И. Г.* Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982, 172 с.

Известия НАН РА. Науки о Земле, XLVII. 1994. № 1—2. 118—121

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Ж. ЗАКАРЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН

МОДЕЛИ ИЗОСЕЙСТ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Для перехода от зон генерации сильных землетрясений к сотрясениям на поверхности Земли в связи с сейсмическим районированием обычно используются эмпирические уравнения макросейсмического поля и модели изосейст. Уравнение макросейсмического поля имеет следующий вид [2].

$$J_i = bM - \nu \lg \sqrt{\Delta^2 + h^2} + C,$$

где J_i —интенсивность (балльность) землетрясения в пункте i, M—магнитуда, Δ—расстояние пункта i от эпицентра, b, ν, C—региональные коэффициенты уравнения. Коэффициенты определяются на основе сейсмологических статистических данных с помощью известных зависимостей между параметрами землетрясений в эпицентре и в любом пункте. Однако, этот подход заключает в себе ошибку, т. к. падение интенсивности по расстоянию сильно зависит от геологического, в том числе и глубинного строения среды, через которую проходят волны. Часто статистические данные недостаточны для расчетов средних значений коэффициентов уравнения макросейсмического поля конкретной территории. Переход от зон вероятных очагов землетрясений к сейсмическим зонам наиболее часто осуществляется с помощью моделей изосейст.

Накопленные по настоящее время макросейсмические данные позволяют построить такие модели для территории республики.

Теоретические модели изосейст. Простейшей моделью является эллипс, отношение осей которого определяется особенностями геологического строения района, магнитудой и механизмом землетрясения, а площадь зависит также от магнитуды и скорости затухания упругих волн [1].

Модели изосейст строятся на основе оценки средних радиусов изосейст достаточно хорошо изученных землетрясений. Средние значения площадей изосейст использованы для построения теоретических изосейст в виде эллипсов с соотношением полуосей 1:1,5. Площади изосейст определяются уравнением линейной регрессии: $\lg Q = d + fM$, где d и f—параметры для конкретного балла. С учетом средних радиусов изосейст землетрясений Средней Азии, Европы и некоторых других регионов были определены параметры регрессии, однако надежной корреляции между магнитудой и площадью изосейст не наблюдается. Разброс данных очень велик. С учотом средних значений h были построены теоретические модели изосейсты [1]. В вышеуказанной работе были построены модели изосейст Кавказа на основе карты сейсмического районирования и изосейст. Однако, при определении параметров

регрессии полностью не были учтены землетрясения территории Армении, а статистические модели изосейст были построены лишь для интенсивности 5—7 баллов. Появление новых данных по макросейсмике сильных землетрясений позволяет построить модели изосейст для интенсивности 8 и более баллов.

Исходный материал. Основным материалом для анализа и построения моделей изосейст служили карты изосейст 14 землетрясений с интенсивностью 6 и более баллов (рис. 1). Они были выбраны после тщательного анализа существующих карт изосейст ощутимых и сильных землетрясений. Оценивая надежность карт изосейст более 40 землетрясений Армении и сопредельных районов, составленных сотрудниками Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР в 1975 г. (Бабаян Т. О., Гедакян Э. Г. и др.), были выбраны лишь 8. К ним добавлены карты изосейст Зенгеланского 1985 г. (Гасанов А. Г. и др.), Спитакского 1988 г. (Назаретян С. Н. и др.) землетрясений ,уточненные на основе новых архивных и полевых макросейсмических данных карты Араратского 1840 г. (Амбрасейс Н. Н.), Гарнийского 1679 г. (Караханян А. С.), Ленинаканского 1926г. (Бабаян Т. О.) землетрясений.

Из рис. 1 видно, что отсутствуют данные о землетрясениях восточной и центральной частей территории республики.

Статистические модели изосейст. Для построения статистических моделей изосейст 7—10 баллов определены преобладающие направления вытянутости и максимальные и средние радиусы большой и малой осей изосейст.

Вытянутыми считались те изосейсты, у которых отношение осей больше или равно 1,5. Для определения направления преобладающей вытянутости изосейст была составлена роза-диаграмма (рис. 1 *б*). Бросается в глаза, что подавляющее большинство изосейст вытянуты в СВ и СЗ направлениях. Можно выделить районы, где изосейсты имеют определенное направление вытянутости. Например, для северной части Армении характерно СВ и СЗ направление, для центральной—СВ, для Зангезура—близмеридиональное направление вытянутости. При определении направления вытянутости необходимо землетрясения разделить на две группы: землетрясения, возникшие в разломных узлах, и землетрясения, связанные с разломом. В узлах, во-первых, возможна генерация наиболее сильных землетрясений, и, во-вторых, направления вытянутости изосейст могут быть не в одном направлении (вдоль разлома), а в нескольких (связано от количества активных разломов, составляющих узел).

Максимальные радиусы большой и малой осей изосейст 8—10 баллов десятибалльных землетрясений, по имеющимся данным, составляют: $R^{Б}_{10}=27{,}1$ *км*, $R^{Б}_{9}=101$ *км*, $R^{Б}_{8}=130$ *км*, и $R^{М}_{10}=10$ *км*, $R^{М}_{9}=35$ *км*, $R^{М}_{8}=65$ *км*.

Для 9—балльных землетрясений аналогичные радиусы имеют следующие величины: $R^{Б}_{9}=13$ *км*, $R^{Б}_{8}=20$ *км*, $R^{Б}_{7}=140$ *км*, и $R^{М}_{9}=5$ *км* $R^{М}_{8}=10$ *км*, $R^{М}_{7}=90$ *км*.

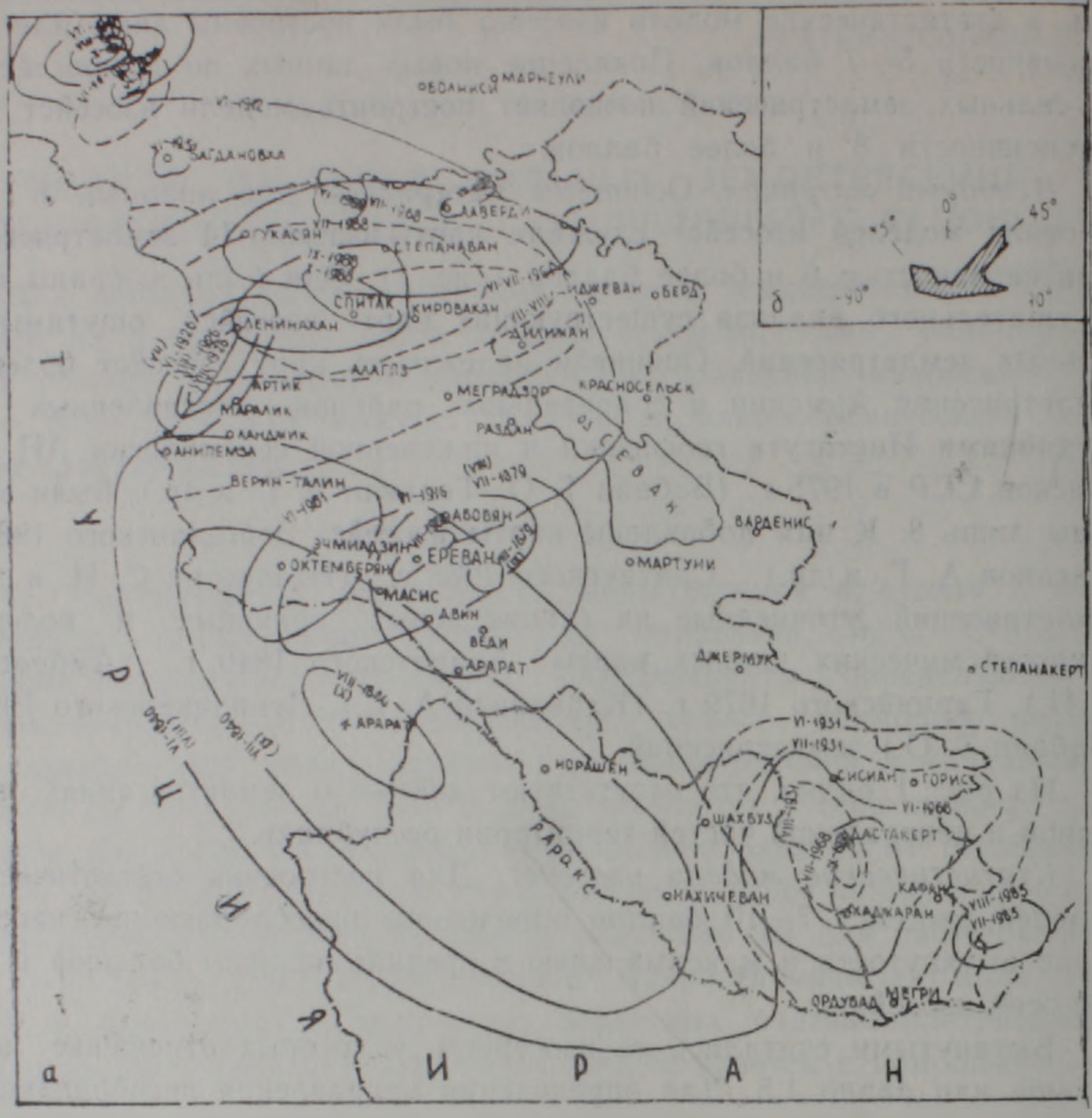


Рис. 1 Карта изосейст землетрясений территории Республики Армении и сопредельных районов с интенсивностью 6 и более баллов (*а*) и роза-диаграмма распределения направлений вытянутых изосейст (*б*).

Средние радиусы большой и малой осей для 10—балльных сотрясений имеют следующие величины: $R_{10}^{Б}=20$ *км*, $R_{9}^{Б}=48$ *км*, $R_{8}^{Б}=63$ *км*, и $R_{10}^{М}=5$ *км*, $R_{9}^{М}=18$ *км*, $R_{8}^{М}=30$ *км*.

Средние радиусы большой и малой осей для 9—балльных землетрясений имеют следующие величины: $R_{9}^{Б}=9$ *км*, $R_{8}^{Б}=22$ *км*, $R_{7}^{Б}=58$ *км*, и $R_{9}^{М}=4$ *км*, $R_{8}^{М}=15$ *км*, $R_{7}^{М}=51$ *км*.

Таким образом, на основе имеющихся данных об интенсивности сильных землетрясений территории Армении и сопредельных районов определены основные параметры статистических моделей изосейст. Они отличаются от аналогичных параметров теоретических моделей. Поэтому, при решении задач оценки сейсмической опасности целесообразно использовать статистические данные, хотя они недостаточны для получения надежных результатов .На этом этапе при расчетах радиусов сотрясений определенной интенсивности от сейсмогенерирующих зон необходимо учитывать максимальные радиусы.

Модели изосейст позволяют также оценить масштабы возможных

катастроф. С этой целью модели изосейст можно вычертить на кальке в масштабе карты и, положив кальку на эпицентр землетрясения, оценить вероятные площади сотрясений с интенсивностью 7—10 баллов при одном землетрясении.

Северный департамент Национальной службы
сети защиты при Правительстве РА

Поступила 5.11.1994

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980, 306 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2. 122—127.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. ВАРДАНЯН, Т. Б. НЕЧАЕВА, ДЖ. О. МИНАСЯН, Л. К. КАРАХАНЯН

ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ В РАЗРЕЗЕ ЛУСАХПЮР II

При изучении вековых вариаций палеомагнитным методом нас прежде всего интересует вопрос о том, как определить их основные параметры—амплитуды и периоды.

Каждая из этих задач имеет свои специфические трудности. В параметрах, полученных археомагнитным методом по лавам, фиксируются «мгновенные» значения геомагнитного поля. Поэтому амплитуды изменений этих параметров должны соответствовать реальным амплитудам, хотя они и определяются с большой ошибкой.

Палеомагнитные определения дают сглаженные SV (палеовековые вариации), причем это сглаживание заложено в самой природе осадка и зависит от двух причин: 1) от скорости осадконакопления (образец определенного размера накапливается в течение определенного интервала времени, зависящего от этой скорости) и 2) от диапазона времени блокирования или закрепления частиц в осадке (от времени образования PDRM (посториентационная намагниченность), которое приводит к сглаживанию записи *SV* в осадке. Первый фактор можно учесть и внести соответствующую поправку [4], второй учесть трудно, поэтому оценки амплитуд *SV* по осадкам остаются приблизительными.

В настоящей работе была сделана попытка определить как периоды, так и амплитуды *SV*, однако оценки последней носят лишь условный характер. В качестве объекта изучения использован один из разрезов озерно-аллювиальной толщи Ширакской котловины (Лусахпюр II), относящийся к арапийскому комплексу, датированному фауной млекопитающих и являющемуся аналогом хазара Каспийского бассейна [5].

Вдоль всей мощности разреза (около 10 *м*) был проведен непрерывный отбор образцов. Всего отобрано 600 образцов из 83 уровней, по 3—8 образцов с каждого уровня. Палеомагнитные характеристики оказались достаточно однородными вдоль разреза. Комплекс лабораторных исследований, проведечных для представительной выборки образцов, показал, что основными носителями остаточной намагниченности в изучаемых породах являются магнетит и титаномагнетит аллотигенного происхождения, то есть остаточная намагниченчость первична и может служить источником информации об изменениях поля, сопутствующих образованию осадка [3].

До выполнения спектрального анализа были выполнены тесты,

имеющие целью проверки наличия *SV* в палеомагнитных записях. Результаты их приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

	$\overline{D}$	J	K	α_{95}
Между пластами	339	56,5	26	12,3
Внутри пласта	349	71,0	232	4,1

Таблица 2

	$V_д$	V_j	Θ_{63}	D	J	$\overline{K}$	α_{95}
до Т 200°С	1,48	2,83	11,4	328	56	51	1,66
после Т 200°С	1,95	2,56	18,2	350	60	20	2,73

Значения кучности, вычисленные для нескольких выборок внутри пласта и между пластами, отличаются значимо (K между пластами меньше K внутри пласта) и свидетельствуют о том, что в разрезе записаны вариации. Сравнение статистических параметров V_j и $V_д$ по методу Баженова и Рябушкина [4] до и после чистки T_{200} показывает, что соответствие распределению Фишера в том и другом случае мало (вероятность $\alpha < 20\%$) и примерно одинаково, а средняя по разрезу кучность меньше после чистки. Это означает, что после чистки T_{200} вариации проявляются лучше. Тем не менее спектральный анализ по Блэкмену и Тьюки [8] был выполнен для рядов D, J и I_n как до, так и после чистки T_{200}. Спектры оказались подобными в общих чертах, но после чистки спектры более четкие и их уровень значимости выше шума 85%. Для сравнения на рис. 1(*а*) приводятся оба спектра склонения для D. На обоих спектрах присутствует максимум в области 24—26 *у. е.* (условная единица примерно 75 лет), но на спектре после T_{200} есть четкий пик на 13 *у. е.*, в то время как на спектре до T_{200} он едва обозначается в виде перегиба. Пик на 6 *у. е.* нельзя считать достоверным: он находится значительно ниже уровня значимости и представлен всего 6 точками (по клиссическим требованиям спектрального анализа каждый должен быть описан 10—14 точками).

Для J, × и Q приводятся лишь спектры после чистки T_{200}. Рис. 1(б) демонстрирует кривую спектральной плотности для J(1′) на которой выделяются пики 9 и 15 *у. е.* на фоне значительного шума. Пик 15 *у. е.* лежит выше уровня значимости 85%. Спектр ×(2′) (рис. 1б) имеет 3 пика: 10—11, 15 и 25—26 *у. е.*, из которых значим только последний (85%). Спектр параметра Q(3′) на рис. (1б) имеет пики 11 и 21 *у. е.*,

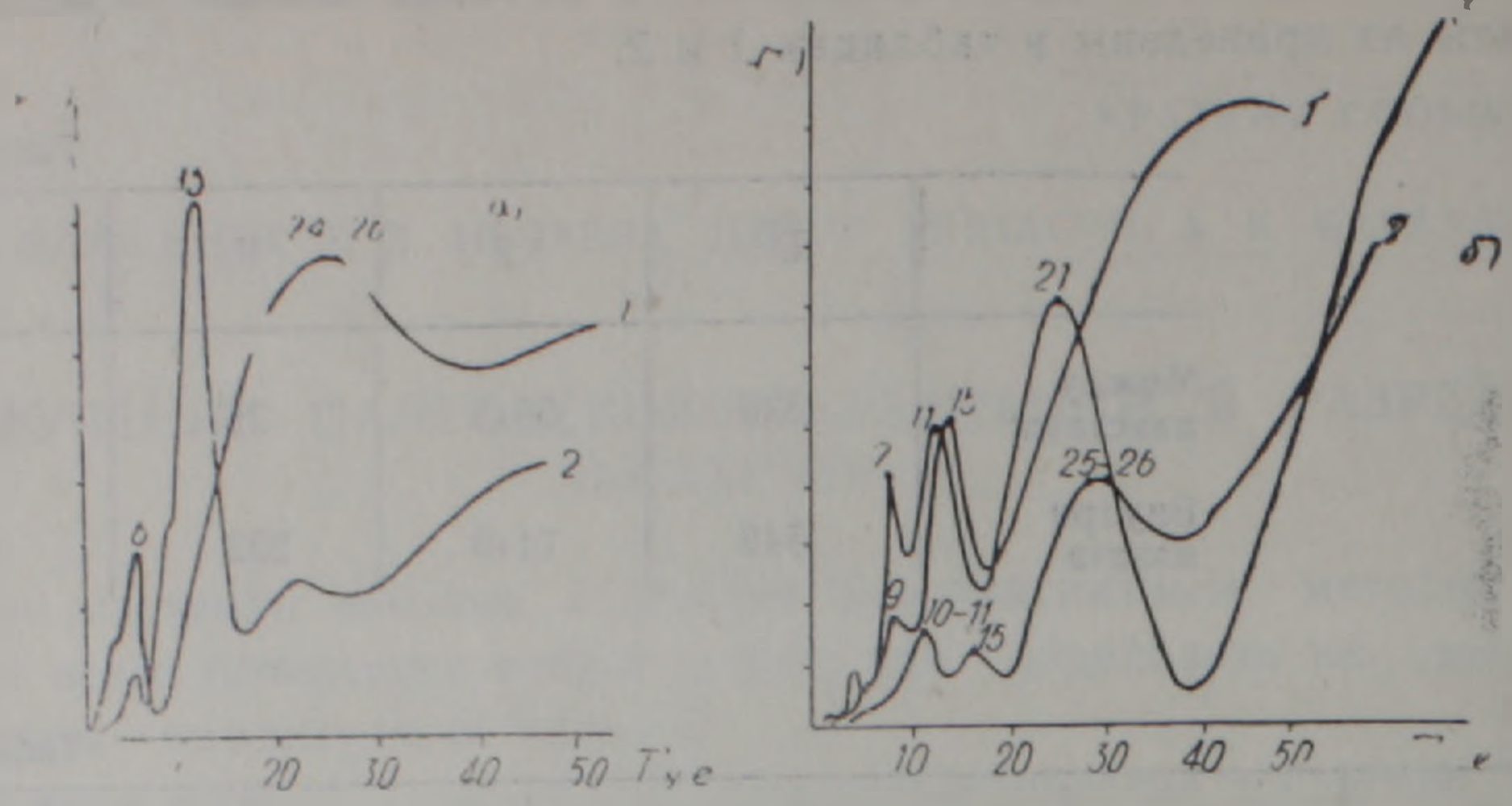


Рис. 1. Кривые спектральной плотности для ряда Д, T=200°C. (разрез Лусахпюр—II). а) до чистки; б) после чистки. 1′—J; 2′—x; 3′—Q.

т. е. по характеру близок к спектру x, хотя и несколько смещен, поскольку помимо литологических условий он контролируется также и полем. Величины амплитуд, определенные по периодограмме, варьируют в следующих пределах: от 5,5° до 13,5° для D и от 1,5° до 3,5°—для J.

Для всех параметров после чистки T_{200} был выполнен также, спектральный анализ по методу ММЭ (метод максимальной энтропии) [9]. На рис. 2 представлен ММЭ-спектр для D при разных фильтрах и для сравнения—спектр по Блэкмену—Тьюки (схематически). Как и в случае разреза Арапи разные спектральные методы дают сопоставимые результаты, что служит подтверждением реальности полученных результатов. Это дает основание считать, что и другие гармоники в низкочастотной части спектра ММЭ также реальны. Это относится прежде всего к гармонике в области 62—64 *у. е.* В результате можно считать достоверно выраженными следующие гармоники (во временном масштабе): 900, 1800 и 4700—4900 лет, слабо выражена (только спектр ММЭ) гармоника 1200 лет. На примере спектрального анализа ММЭ для D была использована методика оценки реальности периодов С. В. Филиппова [6]. При этом амплитуды ложных гармоник должны получиться нулевыми. Для нашего случая получились следующие значения:

$T_{у.е.}$	63	23,5	12
A. *град.*	10,8	14	11,5

Таким образом, все полученные результаты оказались значимыми.

Учитывая все полученные результаты, спектр *SV* для разреза Лусахпюр можно представить следующим образом: жирной чертой в

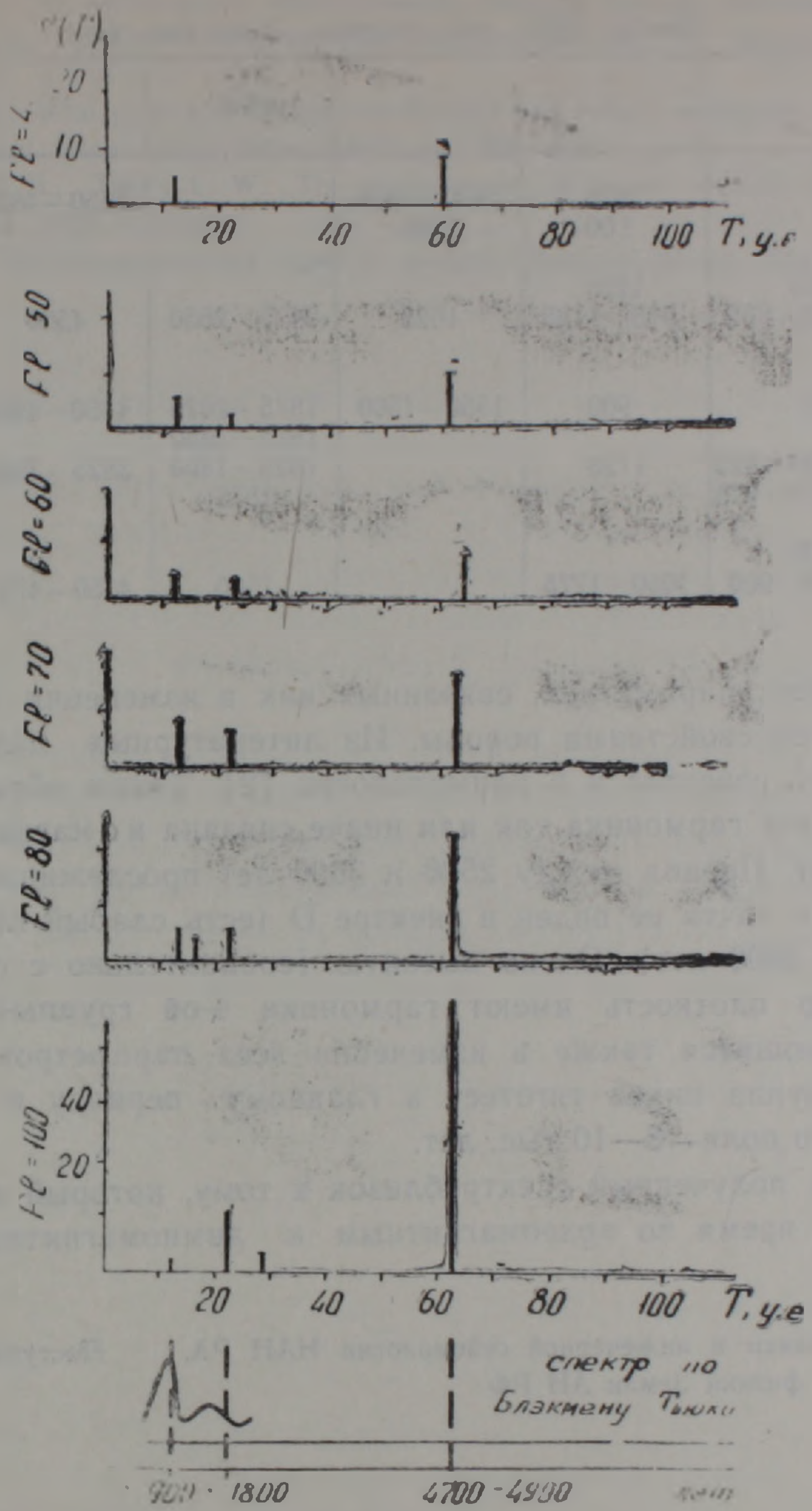


Рис. 2. Спектральная плотность ряда Д после чистки, T=200°C (разрез Лусахпюр-II) по методу ММЭ и Блэкмену-Тюки.

таблице 3 отмечены наиболее значительные гармоники в спектре ММЭ (для которых спектральная плотность более 10 условных единиц). Анализ таблицы позволяет прийти к следующим заключениям.

Спектр *SV* разделяется на следующие временные группы.

Первая —600—1200 лет, к сожалению, широкие временные рамки не дают возможности для более детального разделения (т. е. разделить более четко гармоники 600, 900 и 1200 лет, если пользоваться установившимся на нынешнем этапе взглядом на спектр *SV*), вторая— группа *SV* сосредоточена в области 1800 лет и прослеживается прак-

Таблица 3

Спектр PSV для разреза Лусахпюр II

		I	II	III	IV	V
D	Бл – Т	975	1800—1950		4650—4800	
	ММЭ	900	1800			
J	Бл—Т 675	1125				
	ММЭ 525—675	975—1125	1625	2475—2550	4500	
J_{II}	Бл—Т					
	ММЭ 675	900	1350—1500	1875—2025	4350—4950	9750
				1875—1950		
X	Бл—Т 750—825	1125		1625—1800	3825—3900	9300—9450
	ММЭ 675—825			1575		
Q	БЛ—Т 825					
	ММЭ 750—900	1050—1275		1500	4350—4725	6685—6825

тически во всех параметрах, связанных как в изменении направления поля, так и со свойствами породы. Из литературных данных такая периодичность известна и в климатологии [2]. Таким образом, можно считать, что эта гармоника так или иначе связана и с магнитным полем, и с климатом. Период между 2500 и 3000 лет прослеживается лишь в изменении J и почти не виден в спектре D (есть слабый пик в спектре ММЭ около 3000 лет). Очень высокую (сравнительно с остальными) спектральную плотность имеют гармоники 4-ой группы—5000—6000 лет, проявляющиеся также в изменении всех параметров. Наконец, последняя группа пиков тяготеет к главному периоду в изменении геомагнитного поля—8—10 тыс. лет.

В целом, полученный спектр близок к тому, который наблюдается в настоящее время по археомагнитным и лимномагнитным данным [2, 7].

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА,
Институт физики Земли АН РФ

Поступила 18.IV.1990.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баженов М. Л., Рябушкин П. К.* Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978 с. 100—104
2. *Бурлацкая С. П.* Об особенностях спектра вековых вариаций геомагнитного поля для последних 8500.—Геомаг. и аэрон., том XVII. № 5. 1978, с. 916—919.
3. *Варданян А. А., Нечаева Т. Б. Петрова Г. Н.* Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 1 1983, с. 79—85.
4. *Писаревский С. А., Водень Т. А.* Изучение палеовековых вариаций геомагнитного поля.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981. № 9. с. 81—84.
5. *Саядян Ю. В.* К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении.—В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 86—90.

6. *Филиппов С. В.* Модельное исследование свойств метода максимальной энтропии.—В кн.: Проблемы космической электродинамики. М., Наука 1981, с. 155—167.
7. **Barton C. E.**, At al geomagnetist of baked clays and recent sediments. Elsevier Amsterdam—Oxford—New Iork—Tokio, 1983, pp. 265—266.
8. **Blaekman R. B., Tukey L. W.** The measurement of power spectra. New Iork, Dover Puble. Inc., 1959, p. 250.
9. **Bury I. P.**, Maximum entropy spectral anolysis Doctoral disser., Stanford university, 1975.

Известия НАН РА, Наукн о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 128—133.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. ТОВМАСЯН, И. В. ГОРБУНОВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗЫ P_{max} НА ЗАПИСЯХ СЛАБЫХ АФТЕРШОКОВ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г. ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОЧАГОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В настоящей работе с помощью новой методики интерпретации сейсмограмм [1], в которой принимается во внимание пространственно-временной характер процесса при землетрясении, определены направления разрывообразований в очагах 30 слабых землетрясений (афтершоков) Спитакского землетрясения.

Для этой цели обрабатывались записи американских цифровых станций, хорошо окружающих рассматриваемую эпицентральную область (рис. 1).

Методика обработки исходит из следующего: максимальная энергия в результате землетрясения выделяется не в первый момент процесса, а через некоторый интервал времени t. Эти выводы сделаны на основе теоретических и модельных экспериментов по физике очага землетрясения [3, 4]. На сейсмограмме это время соответствует максимальным амплитудам скорости на записях в группах P- и S-волн (P_{max} и S_{max}).

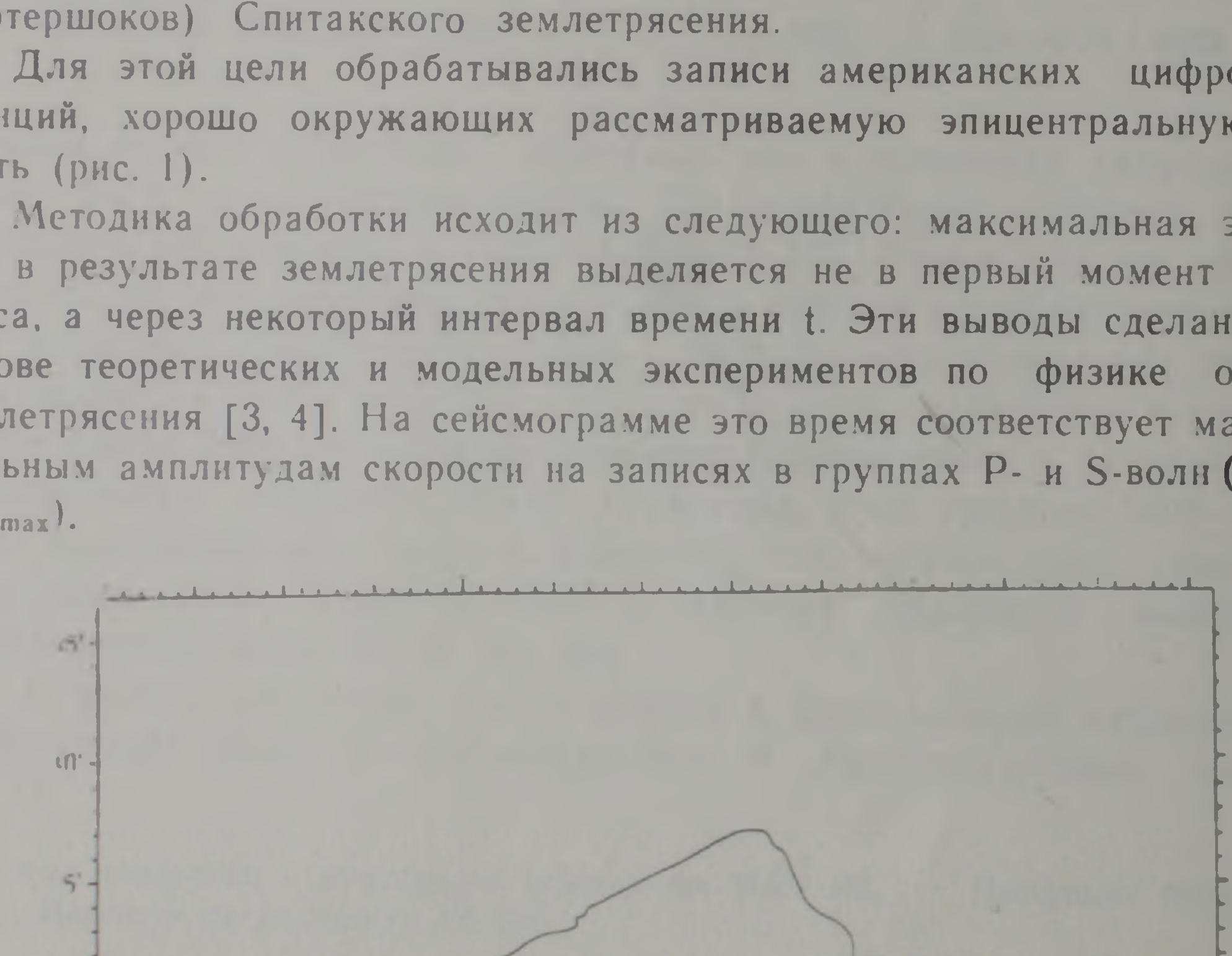
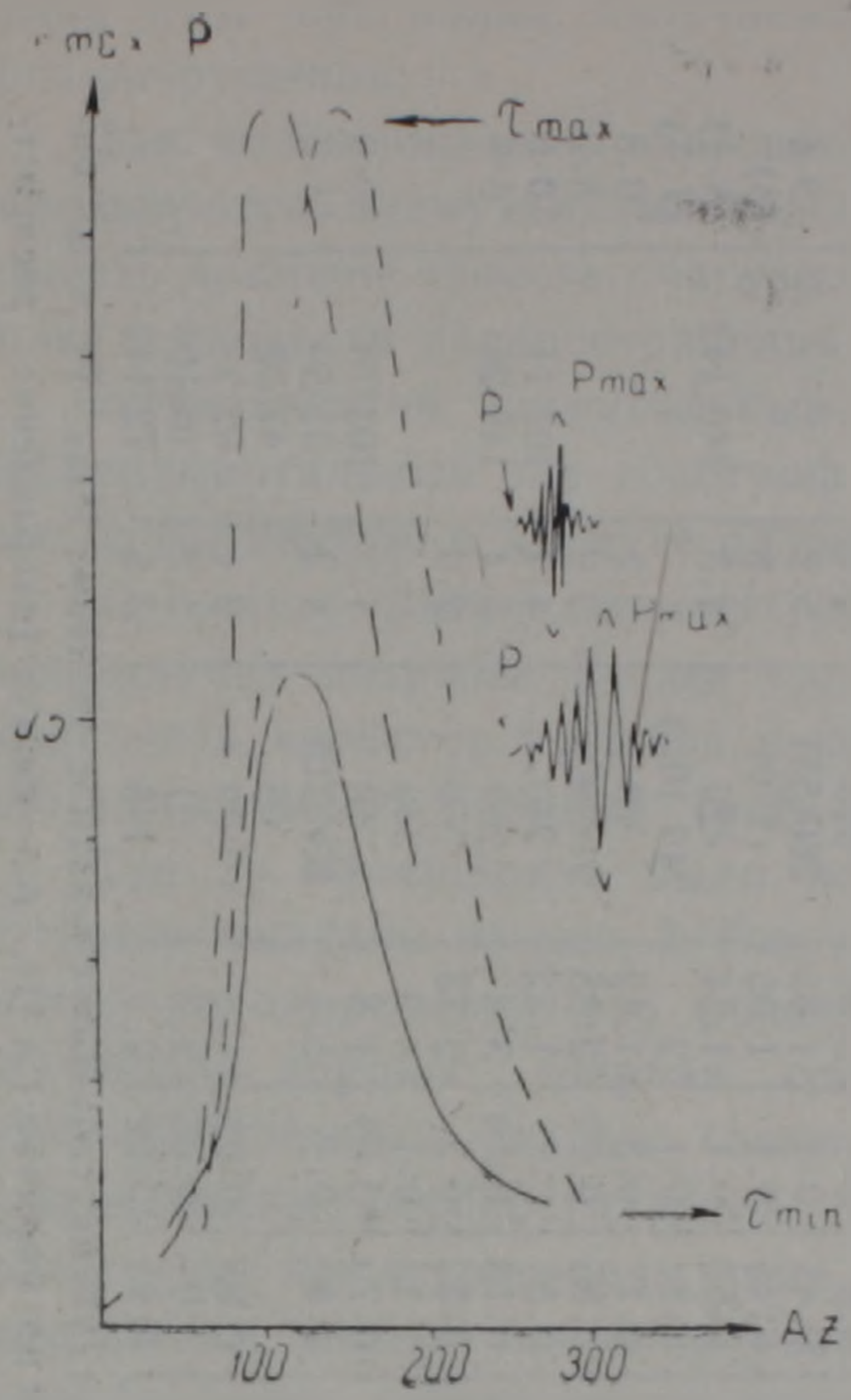
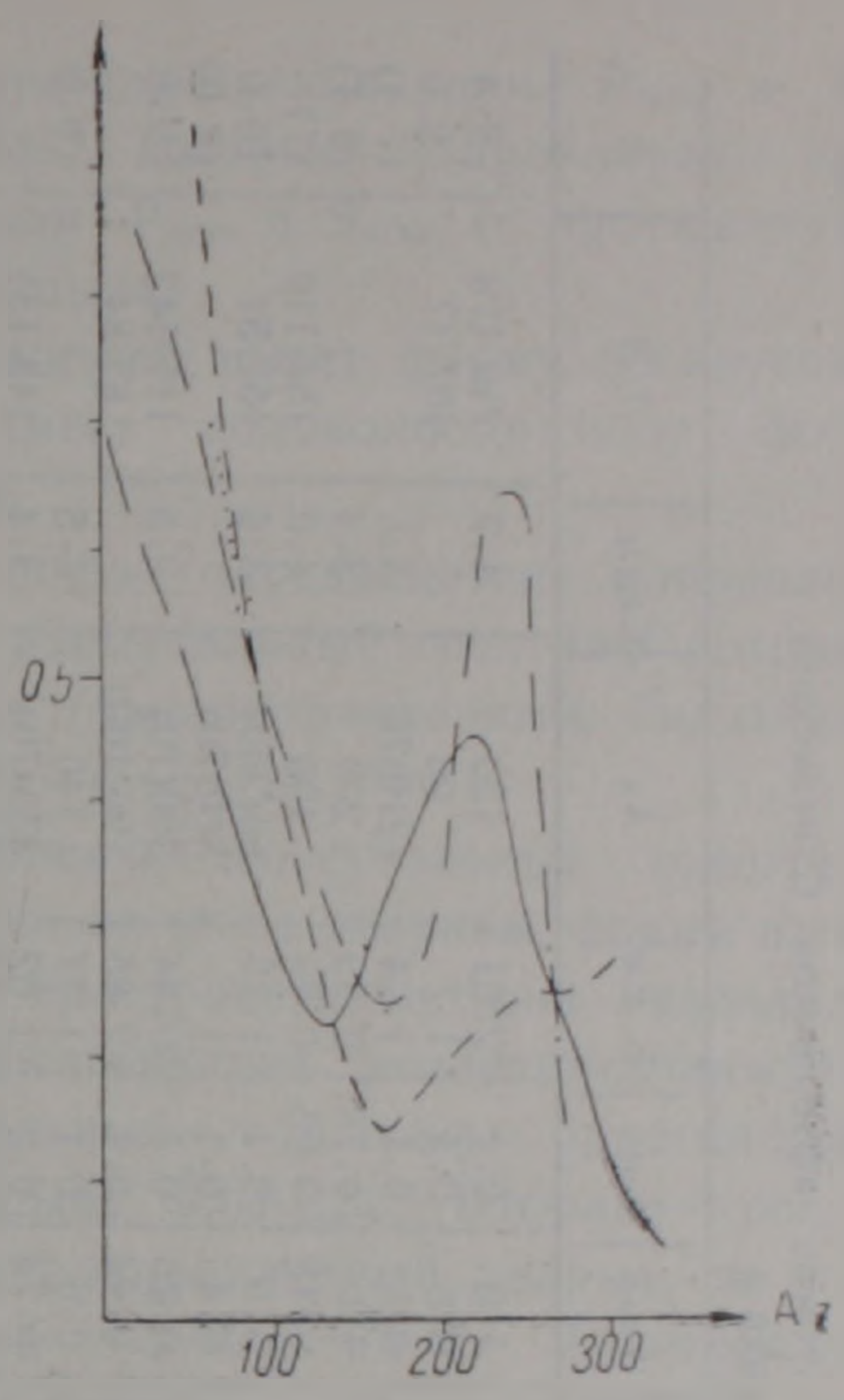
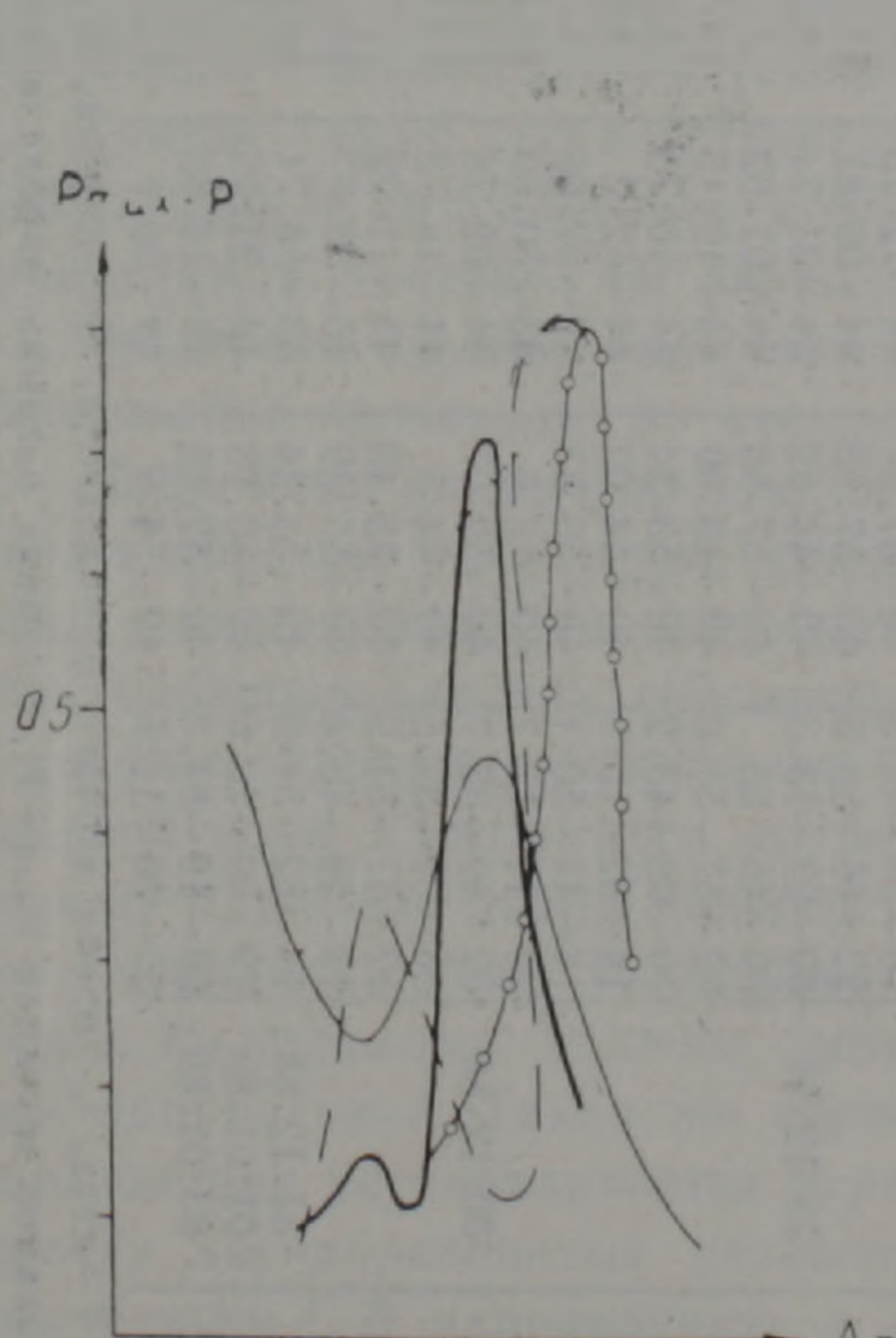


Рис. 1. Карта направлении разрывообразования на основе азимутальных годографов для 29 афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.







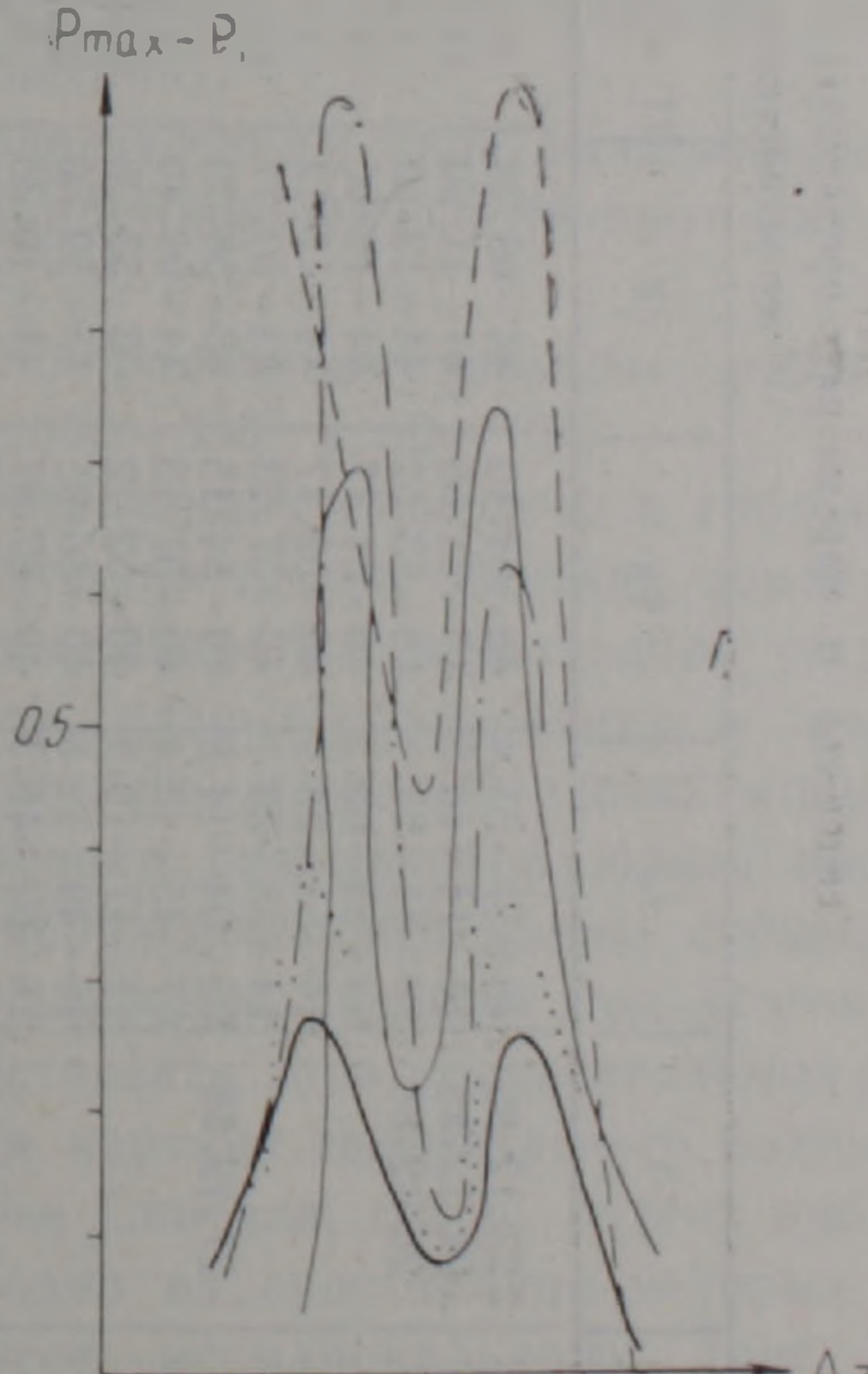


Рис. 2. Экспериментальные формы азимутальных годографов.

Таблица 1

Сведения о параметрах протяженных очагов афтершоков Спитакского землетрясения 1988 г.

N	T	t_o	φ_N	λ_E	H, км	τ_{max}	τ_{min}	l, км	Az	$C_{км/с}$	I/II	k
1	23.12.88	16—57—55.4	40—54.40	44—08.33	6	1.0	0.1	2.61	120	4.7	119/128	9.4
2	24.12.88	14—14—46.2	40—54.55	44—11.90	11	0.6	0.1	1.7	90		107/17	9.5
3	26.12.88	13—11—03.1	40—53.52	44—12.53	7	0.5	0.1	1.04	(210)70	3.5		(7.4)
4		14—43—03.2	40—51.77	44—15.05	8	1.0	0.18	2.89	200	3.3		(8.1)
5		14—51—23.9	40—52.17	44—17.12	7	0.45	0.05	0.89	190	4.0	154/119	(7)
6		14—56—50.7	40—57.23	43—59.77	10	0.5	0.1	1.16	60(250)	3.9	152/51	10.0
7	27.12.88	05—04—14.8	40—54.15	43—58.39		0.4	0.1	1	300(70)			(8.0)
8		07—45—15.4	40—57.15	44—06.40	9	0.25	0.1	0.44	300(70)	2.5	111/142	9.6
9		11—17—19.9	40—52.12	43—53.26	0.3	0.94	0.1	2.85	190(100)		82/84	
10		16—49—11.8	40—56.95	43—59.50	12	0.6	0.1	1.71	140	4.5		9.0
11		18—02—45.3	40—57.87	44—10.36	6	0.74	0.2	1.62	330(70)	3.4	145/151	
12	28.12.88	03—46—04.1	40—58.13	43—58.84	10	0.5	0.2	0.73	50(300)			10.4
13		15—58—48.5	40—57.87	44—02.15	6	0.8	0.1	2.09	340	4.7		
14		22—46—58.3	40—57.98	44—00.81	5	0.45	0.1	1.05	260(55)	5.7		9.1
15	29.12.88	00—23—13.3	40—44.69	44—21.74	8	0.45	0.1	1.05	(170)	3.8		(8)
16		00—45—35	40—57.83	44—01.82	7	0.52	0.1	1.34	320	4.3	140/142	(8.1)
17		02—57—51.0	40—49.90	44—19.45	10	0.8	0.1	2	240 (60)			(7.7)
18		10—08—43.2	40—53.24	44—16.75	6	0.7	0.3	1.12	90	2.2		9.8
19		14—32—10.8	40—54.02	44—12.2	8	0.85	0.25	2.85	210(80)	3.9		8.2
20		18—43—50.1	40—56.83	44—57.08	8	0.5	0.1	1.32	240	4.4	107/11	10.0
21		23—11—13.7	40—58.6	43—50.69	13	0.75	0.18	3.8	260	5.4	148/26	8.8
22	30.12.88	02—49—32.7	40—59.07	44—02.78	12	0.5	0.2	0.73	260	2.0		
23		05—02—35.5	40—44.5	44—18.73	8	1.1	0.1	3.0	340			
24		12—47—51.9	40—55.46	44—11.92	7	0.7	0.08	1.8	60	1	103/78	9.0
25		13—28—48.4	40—55.39	43—58.87	12	1.8	0.1	5.1	330(70)	4.2	31/59	11.2
26	31.12.88	14—32—51.9	40—55.34	43—58.71	10				66		47/32	
27	01.01.89	22—59—38.0	40—46.28	44—23.65	8	0.85	0.22	1.8	99	3.4	92/2	
28	03.01.89	08—19—54.8	40—52.49	44—14.08	6	1.0	0.05	2.7	91	5.2	16/106	
29		20—00—11.6	40—54.9	44—00.8	14	0.95	0.22	2.1	145	3.5	72/142	

T—дата, t_o—время в очаге, φ_N—долгота, λ_E—широта, H—глубина, τ_{max}—максимальное значение $P_{max}—P_i$, τ_{min}—минимальное значение $P_{max}—P_i$, l—длина разрыва, определенная по формуле (5) [1], Az—азимут (направление распространения разрыва, определенное по азимутальному годографу), C—скорость распространения разрыва (см. формулу 6 [1]), I/II—модальные плоскости, k—класс энергии: $k=\lg E$ (*Дж*)

Наравне с интерпретацией первых вступлений P-волн, которые соответствуют началу разрыва в очаге землетрясения, интерпретируется волна P_{max} как волна, излучаемая очагом в момент самого интенсивного разрушения.

Для подтверждения очагового происхождения волн P_{max} и S_{max} используются азимутальные годографы, которые устанавливают зависимость времени пробега очаговых волн P_{max} и S_{max} от протяженности очага и скорости распространения разрыва.

Теоретический азимутальный годограф имеет форму косинусоиды. Экспериментальный же годограф имеет колоколообразную форму, сильно вытянутую в азимуте разрыва.

На основе азимутального годографа определяется направление вспарывания разрыва. Кроме этого, азимутальный годограф позволяет установить характер разрыва в очаге (однонаправленный, билатеральный или сложный разрыв) (рис. 2).

Для 29 афтершоков были построены азимутальные годографы, которые показаны на рис. 2. Как видно из этого рисунка, форма их оказалась не одинаковой. По форме и пространственно они разделились на четыре группы. Первая, соответствующая землетрясениям типа однонаправленный разрыв (азимутальный годограф одногорбый) с направлением распространения разрыва ЮВ-СЗ. Вторая—тоже соответствует землетрясениям типа однонаправленный разрыв, но с направлением распространения разрыва с севера на юг. Такого характера разрывы наблюдаются непосредственно в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения (около Спитака).

Третья также соответствует землетрясениям типа однонаправленный разрыв с направлением его распространения в субширотном направлении с востока на запад.

Четвертая группа включает двунаправленные разрывы: разрывообразование происходит по азимутам 300—330° и 50—70°.

Подробные данные об этих землетрясениях помещены в таблице 1.

Таким образом полученные результаты на основе близких землетрясений и нового подхода интерпретации сейсмограмм позволили установить сложную картину сейсмического разрывообразования в очаге. Сложность картины заключалась в том, что в разных частях эпицентральной зоны Спитакского землетрясения разрывообразование происходило в разных направлениях. Генеральное направление субширотное, меридиональное. Наблюдаются сложные разрывы под углом, которые, по-видимому, должны соответствовать зоне стыка разломов разных направлений. Такая же сложная картина сейсмического разрывообразования устанавливается в районе Спитака, где в очагах наблюдаются двунаправленные разрывы, одно из простираний которых соответствует С-З направлению, а другое—меридиональному (рис. 1).

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
ИФЗ АН РФ

Поступила 25.III.1991.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Горбунова И. В.* Методика и некоторые результаты определения длины, скорости и направления распространения разрыва по волновой картине на сейсмограмме. АН СССР ИФЗ. Москва, 1984. 181 с.
2. *Горбунова И. В., Товмасян Л. К.* Некоторые характеристики протяженности очаговой области Спитакского землетрясения. Тезисы докладов международного семинара Спитак—88. Ереван. АН АрмССР, 1989. 39 с.
3. *Костров Б. М.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975, 176 с.
4. *Шамина О. Г.* Модельные исследования физики очагов землетрясений. М., Наука, 1981, 191 с.

Известия НАН РА. Науки о Земле, XLVII, 1994, № 1—2, 133—137.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Ю. АГАБАЛЯН

СОВМЕСТНАЯ ОПТИМИЗАЦИЯ ГРАНИЦ И ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ КАРЬЕРА ПРИ КОМПЛЕКСНОМ ОСВОЕНИИ НЕДР

Главными параметрами открытой разработки месторождений полезных ископаемых являются границы и производительность карьера, а вопросы их определения всегда находились в центре внимания многочисленных исследователей. Анализ предложенных ими методик позволяет сделать вывод о том, что почти во всех из них решение поставленных задач осуществлялось изолированно друг от друга, не учитывая взаимосвязи между главными параметрами карьера.

Основой методики определения границ карьеров является граничный коэффициент вскрыши, который, в отличие от других показателей коэффициентов вскрыши, является экономической категорией. Границы карьера (глубина) определяются из условия равенства граничного и контурного коэффициентов вскрыши. Как видно из вышеизложенного, в вопросе определения границ карьера исключительно важная роль отводится граничному коэффициенту вскрыши, объективно определенная величина которого только и может быть гарантом определения действительно оптимальной конечной глубины карьера.

Исходя из чрезвычайной важности данного вопроса, рассмотрим более подробно методологическую основу методик определения граничного коэффициента вскрыши, получивших наибольшее применение к настоящему времени.

Начало было положено работой М. И. Гобермана [1], который ввел в горную науку понятие предельного коэффициента вскрыши (термин «граничный» был введен позднее академиком В. В. Ржевским). При определении искомой величины автор исходил из условия равенства полных себестоимостей руды из открытых (с учетом себестоимости вскрыши) и подземных работ. Несмотря на то, что это было по-существу первым предложением, а может быть именно поэтому оно получило столь широкое распространение, что и в настоящее время является основой практически всех методик, с той лишь разницей, что принцип равенства себестоимостей обобщен и формулируется в настоящее время как принцип равенства предельно допустимых и необходимых полных затрат на добычу и переработку единицы полезного ископаемого. В течение многих десятилетий оживленная дискуссия идет по вопросу, что же именно понимать под «предельно допустимыми» и «необходимыми» затратами, оставив в тени главенствующий вопрос о самой принципиальной основе метода.

Величину граничного коэффициента вскрыши $K_{гр}$, определяемого

на основе приведенного выше условия, аналитически можно выразить в следующем виде:

$$K_{гр} = \frac{З_{п.д} - З_р}{З_в}, \qquad (1)$$

где $З_{п.д}$ — предельно допустимые затраты: $З_р$ — полные затраты на руду (за вычетом затрат на вскрышу); $З_в$ — полные затраты на вскрышу.

Рассмотрим более подробно выражение (1). Входящие в нее величины $З_р$ и $З_в$, независимо от того, что под ними подразумевается — себестоимость или приведенные затраты, зависят от производительности карьера, которая, как будет показано ниже, зависит от эксплуатационных запасов месторождения, а последние являются функцией глубины карьера. В конечном счете получается замкнутый круг вопросов: для определения конечной глубины карьера необходимо иметь значения величин $З_р$ и $З_в$, которые нельзя определить не зная глубины карьера.

Таким образом, резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что сам принцип, на котором должна быть основана методика определения граничного коэффициента вскрыши, должен быть кардинально пересмотрен и базироваться на объективных исходных данных.

В работах [2, 3] решена рассматриваемая задача на основе целевой функции, выражающей максимизацию дифференциальной горной ренты за весь срок освоения эксплуатационных запасов полезного ископаемого. Принимая во внимание, что учет проблемы комплексного освоения недр стал назревшей необходимостью при разработке месторождений, решим поставленную задачу для этих условий. В этом случае очевидно, что целевая функция, помимо максимизации дифференциальной ренты по основному полезному ископаемому, должна учитывать также максимизацию дифференциальных рент по использованию пород вскрыши и хвостов обогащения.

Решив поставленную задачу аналогично методике, описанной в работах [2, 3], но на основе расширенной целевой функции, получим функцию граничного коэффициента вскрыши от оптимальной производительности карьера по базовому полезному ископаемому A_o:

$$K_{гр} = d_1 - \frac{d_2}{A_o}, \qquad (2)$$

где $d_1 = \frac{(C_ф K_к - C_х) Ц_к}{(C_к - C_х) З'_{ПВТ}} - \frac{З'_{пех}}{З'_{ПВТ}}$;

$$d_2 = \frac{З'_п - (u + R_в) P_в - (f + R_х) P_х}{З'_{ПВТ}};$$

$C_ф$, $C_х$, $C_к$ — содержание полезного компонента, соответственно, в недрах, хвостах обогащения и концентратах (%). $K_к$ — коэффициент

изменения качества руды при добыче, доли ед.; $Ц^к$ —цена концентрата ,*руб/т*; $З'_{пот}$ —пропорциональная часть приведенных затрат на добычу и переработку 1 *т* руды (без учета затрат на вскрышу и амортизацию затрат на ГКР, строительство зданий и сооружений), *руб/т*; $З'_{пвг}$ —пропорциональная часть приведенных затрат на 1 *т* вскрышных пород, *руб/т*; $З''_{п}$—пропорциональная часть приведенных затрат, постоянных в год, *млн. руб/год*; *и*, *f*—удельные приведенные затраты на транспортирование пород до отвалов, отвалообразование с последующей рекультивацией и на развитие хвостового хозяйства, с учетом цены земельных отводов, отчуждаемых под внешние отвалы и хвостохранилища, соответственно, *руб/т*; $К_в$, $R_х$ —дифференциальные ренты, получаемые от реализации соответственно вскрышных пород и хвостов обогащения, *руб/т*; $Р_в$, $Р_х$—фиксированная годовая потребность соответственно во вскрышных породах и хвостах обогащения, *млн. т/год*.

Нетрудно убедиться, что, подставив в выражение коэффициента d_2 формулы (2) $Р_в = Р_х = 0$ (попутная продукция не используется) получим выражение граничного коэффициента вскрыши без учета комплексности освоения недр. Как показывает анализ полученной формулы, при комплексном использовании минеральных ресурсов месторождения величина граничного коэффициента вскрыши возрастает.

Предложенная методика определения граничного коэффициента вскрыши, несмотря на то, что она значительно повышает степень объективности получаемых результатов, также содержит элемент неопределенности, так как в этом случае аргументом является оптимальная производительность карьера $А_0$. Неопределенность в этом случае выражается тем, что оптимальная производительность карьера зависит от величины эксплуатационных запасов полезного ископаемого, которая ,очевидно, зависит от глубины карьера.

В работе [4] выведена зависимость оптимальной производительности карьера от эксплуатационных запасов, $Q_э$ при комплексном освоении недр имеет следующий вид:

$$А_о = \sqrt{\frac{З''_п - (и + R_в)Р_в - (f + R_х)Р_х}{К'_{го}}} Q, \qquad (3)$$

где $К'_г$,—пропорциональная часть капиталовложений на ГКР, строительство зданий и сооружений, постоянная на единицу добытого полезного ископаемого, *руб. год/т*.

Устранить указанную неопределенность можно с помощью совместной оптимизации главных параметров карьера. Реализация основной идеи предлагаемой методики возможна как аналитическим, так и графо-аналитическим способами.

Суть аналитического способа заключается в следующем. Эксплуатационные запасы месторождения выражаются в виде функции от глубины карьера. При выдержанных с глубиной размерах рудного тела полученная зависимость будет прямолинейной, в противном слу-

чае—с помощью методов математической статистики устанавливается вид корреляционной зависимости запасов от глубины, которая подставляется в формулу (3), а последняя—в формулу (2). В результате получается зависимость граничного коэффициента вскрыши от глубины разработки.

Далее ,формула определения глубины карьера представляется в виде неявного уравнения (то есть уравнения, в правой части которого нуль), в которое вместо граничного коэффициента вскрыши подставляется его значение из преобразованного ранее выражения (2).

В идеализированном случае—при постоянной мощности рудного тела с выходом последнего на поверхность—получается неполное кубическое уравнение, а при наличии толщи наносов—полное кубическое уравнение, решаемое по формулам Кардано. Если же мощность рудного тела величина переменная, то есть величина эксплуатационных запасов связана с глубиной корреляционной зависимостью, то решение задачи осуществляется с помощью ЭВМ. Для этого случая автором составлена программа решения задачи на языке Бейсик.

Поставленную задачу можно решить также графо-аналитическим способом с помощью специальной номограммы (см. рис. 1). В первой четверти координатной плоскости строится график изменения нарастающих с глубиной объемов эксплуатационных запасов полезного ископаемого. В четвертой четверти строится график зависимости контурного коэффициента вскрыши от глубины карьера, а во второй—

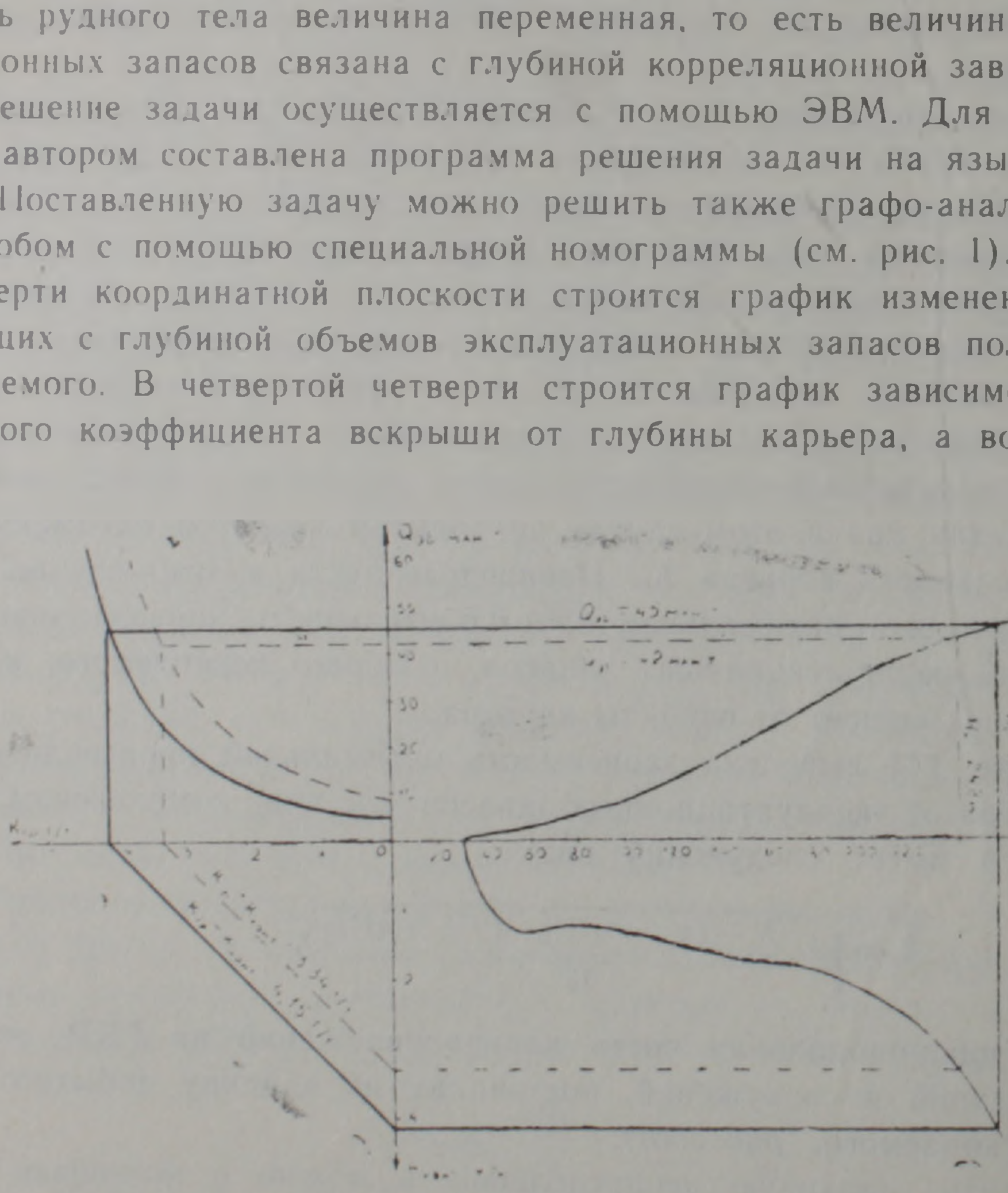


Рис. 1. Номограмма к определению границ карьера.

график зависимости граничного коэффициента вскрыши от величины эксплуатационных запасов.

Указанная зависимость, как было отмечено выше, получается путем подстановки в формулу (2) вместо оптимальной производительности карьера ее значения из формулы (3). Выше также было пока-

зано, что учет влияния комплексного освоения месторождения сказывается на возрастании граничного коэффициента вскрыши. Отмеченное обстоятельство отражено на графике, где сплошной линией показана зависимость граничного коэффициента вскрыши от запасов при учете влияния комплексности освоения, а пунктирной линией— без учета. Результатом решения по номограмме является то значение глубины карьера, при котором значение контурного коэффициента вскрыши равно граничному.

Таким образом, предложенная методика учитывает взаимозависимость главных параметров карьера, оптимальные значения которых определяются на основе единого критерия оптимальности и объективных исходных данных. При этом происходит полное соответствие друг другу показателей, изображенных на номограмме. По определенной глубине карьера определяются значения эксплуатационных запасов, на основе которых по формуле (3) определяется величина оптимальной производительности карьера.

Попутно отметим также благотворное влияние комплексности освоения недр, которое приводит к увеличению глубины разработки и эксплуатационных запасов полезного ископаемого.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 3.III.1992.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гоберман М. И.* Нахождение предельной глубины открытых работ.—Инженерный работник, 1927, № 4, с. 17—22.
2. *Агабалян Ю. А.* Обоснование лимитов содержаний и некоторые вопросы разработки месторождений.—Ереван: Айастан, 1975, 200 с.
3. *Агабалян Ю. А.* Обоснование граничного коэффициента вскрыши.—Проблемы совершенствования технологии открытой разработки месторождений.—М.: ИПКОН АН СССР, 1989, с. 18—29.
4. *Агабалян А. Ю.* Определение оптимальной производительности карьера с учетом комплексного освоения недр.—Народное хозяйство Армении, 1990, № 12, с. 38—45.

ПАМЯТИ ТОВАРИЩА

(к 70-летию рождения К. А. Карамяна)

В 1993 году известному исследователю рудных месторождений Армении доктору геолого-минералогических наук, лауреату Государственной премии СССР Константину Андраниковичу Карамяну исполнилось бы 70 лет. Вся его жизнь являлась образцом служения своему Отечеству, служения народу своей республики, служению своим близким и родным.

Едва окончив школу, в 1941 году, в тяжелую годину Великой Отечественной войны, он в свои 18 лет добровольцем вступает в ряды Советской Армии и сражается против фашистско-немецких захватчиков на Крымском, Сталинградском, Южном, Украинском и Прибалтийском фронтах. Отмеченный правительственными орденами и медалями за храбрость и образцовое выполнение заданий командования, после окончания войны К .А. Карамян в 1946 году поступает в Ереванский Государственный университет, на геологический факультет, а по окончании его—в аспирантуру ИГН АН Арм ССР по специальности «Рудные месторождения». Уже тогда, в 1951 году, в процессе работы над темой «Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения» (которая впоследствии была защищена как кандидатская диссертация), проявилось главное кредо исследователя: широкий круг научных интересов, приверженность к скрупулезному изучению геологических явлений, с четкой привязкой к месту проявления. О широте его научных интересов можно судить по публикациям тех лет: «Алабандин из Дастакертского медно-молибденового месторождения» (1957), «Германиеносные сульфиды Дастакертского медно-молибденового месторождения» (1959), «О корреляции рения, селена и теллура в молибденитах Каджаранского медно-молибденового месторождения» (1962).

Яркие организаторские способности К. А. Карамяна проявились, когда в 1956 году решением президиума АН АрмССР была создана Каджаранская научно-исследовательская база, бессменным руководителем которой на протяжении многих лет был Константин Андраникович. Его усилиями был создан небольшой, но дружный коллектив, который все эти годы занимался планомерным и детальным изучением геологического строения и условий формирования месторождений Зангезурского рудного района, и в первую очередь Каджаранского медно-молибденового месторождения.

Благодаря его заботам на базе были организованы научные лаборатории и собрана блестящая коллекция пород и руд Зангезурского района. Она-то и позволила организовать в Каджаране геологический музей (переданный в дар Каджаранскому медно-молибденовому комбинату), представляющий большую научную ценность.

Активное участие в работе по темам, разрабатываемым головными институтами Москвы, приводит его к новому подходу в исследованиях, и начиная с 1961 года сотрудники базы, под руководством и при непосредственном участии К. А. Карамяна проводят комплексное изучение Зангезурского рудного района, основанное на крупномасштабном геологическом картировании с осуществлением структурных исследований, геохимических поисков оруденения и применением термобарометрии.

Результаты исследований раннего периода в 1962 году были обобщены К. А. Карамяном в монографии «Каджаранское медно-молибденовое месторождение», где помимо детальной петрографической и минералогической характеристики пород и руд рассматривается геолого-структурная позиция Каджаранского рудного поля, стадийность рудообразования и детально описаны околорудные изменения.

Новые исследования позволили К. А. Карамяну сделать (в соавторстве с коллегами) важные обобщения, представленные в публикациях, среди которых можно выделить статью «Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района», где рассматриваются парагенетические ассоциации серий пород, являющихся продуктами кристаллизации главных интрузивных фаз, дополнительные интрузии и жильно-магматические образования разных этапов.

Несколько позднее была представлена сводная работа «Особенности геологического строения, тектоники и магматизма Зангезурского рудного района» и составлена «Прогнозно-металлогеническая карта Зангезурского рудного района», в масштабе 1:50.000, с объяснительной запиской.

В семидесятые годы К. А. Карамяном были изданы монографии: «Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений Зангезура» (1972), «Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района» (1978), ранее с блеском защищенная автором как докторская диссертация в Кавказском Институте минерального сырья (г. Тбилиси), позднее «Минерельные ассоциации и минералы месторождений Зангезурского рудного района» (1983).

Огромный фактический материал полевых и камеральных исследований позволил К. А. Карамяну и сотрудникам руководимой им базы участвовать в генеральном подсчете запасов руд Каджаранского месторождения, где лично им были написаны главы, представляющие основной геологический материал к подсчету запасов. Работа эта по итогам 1983 года была удостоена Государственной премии СССР.

Трудно в таком небольшом сообщении привести и охарактеризовать все научные труды К. А. Карамяна, опубликованные им за неполные 30 лет, но как бы ни были значительны его заслуги как ученого, геологи, которым выпала честь работать с К. А. Карамяном, помнят его прежде всего как человека высокоэрудированного, умев-

шего всегда поддержать и направить молодых специалистов на решение научных задач .

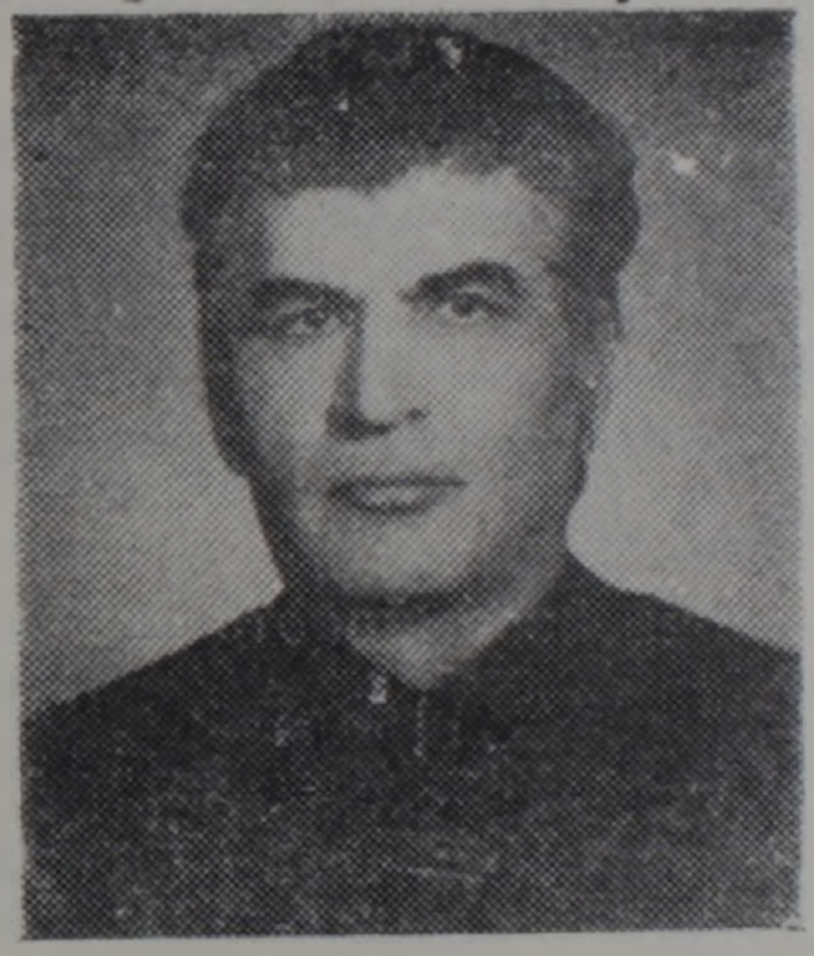
Влюбленным в свою науку, скромным и веселым в кругу своих друзей и коллег остался Константин Андраникович Карамян в нашей памяти.

Институт геологических наук
НАН РА

ՀԵՆՐԻԿ ՄԵՍՐՈՊԻ ԱՎԶՅԱՆ

Հայաստանի երկրաբանական գիտությունը ծանր կորուստ կրեց։ 1993 թ. նոյեմբերի 24-ին ծանր հիվանդությունից հետո կյանքի 63-րդ տարում Մոսկվայում մահացավ երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր, Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի երկրաֆիզիկայի ամբիոնի պրոֆեսոր Հ. Մ. Ավչյանը։

Հ. Մ. Ավչյանը ծնվել է 1930 թ. Գորիս քաղաքում։ 1953 թ. գերազանցության դիպլոմով ավարտելով ԵՊՀ երկրաբանական ֆակուլտետի երկրաֆիզիկայի բաժինը, ուսումը շարունակում է Մոսկվայի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի ասպիրանտուրայում։ 1958 թ. հաջողությամբ պաշտպանել է թեկնածուական, իսկ 1972 թ. դոկտորական թեզ, ստանալով երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտորի գիտական աստիճան։ 1983 թ. նրան շնորհվել է պրոֆեսորի կոչում։



Հ. Մ. Ավչյանը ունեցել է բեղուն գիտական և մանկավարժական գործունեություն։ 1956—1979 թթ. աշխատել է Մոսկվայի Համամիութենական երկրաֆիզիկական հետախուզման մեթոդների ինստիտուտում որպես պետրոֆիզիկայի լաբորատորիայի վարիչ և զբաղվել երկրաֆիզիկայի կարևոր պրոբլեմներից մեկի՝ բարձր ճնշման և ջերմաստիճանի պայմաններում լեռնային ապարների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունների ուսումնասիրմամբ։ Նրա կողմից մշակվել է լեռնային ապարների ֆիզիկական հատկությունների համալիր ուսումնասիրման լաբորատոր մեթոդ և անիզոտրոպ ծակոտկեն միջավայրի ձևավորման տեսությունը։

1979 թ.-ից Հ. Մ. Ավչյանը աշխատանքի է անցնում Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում, նախ որպես երկրաֆիզիկայի ամբիոնի պրոֆեսոր, իսկ 1984 թ.-ից մինչև 1993 թ.-ը նույն ամբիոնի վարիչ։ Նրա կողմց բարձր մակարդակով կարդացվել են պետրոֆիզիկա, երկրաֆիզիկական աշխատանքների կոմպլետավորում և հորատանցքերի ուսումնասիրման երկրաֆիզիկական մեթոդներ դասընթացները։ Նրա գիտական ղեկավարությամբ ութ ասպիրանտ պաշտպանել են թեկնածուական թեզ։ Նա դասախոսական աշխատանքը զուգակցել է գիտականի հետ։ Վերջին տարի-

ներին զբաղվել է պետրոֆիզիկայի նոր խնդրով՝ հնամագնիսական դաշտի ազդեցությունը ապարների ստրուկտուրայի ձևավորման վրա։ Նրա կողմից հաստատվել է, որ արտաքին մագնիսական դաշտը հանդիսանում է ոչ միայն որպես մագնիսացման դաշտ, այլ նաև ապարների ստրուկտուրայի ձևավորման ակտիվ գործոն, այսինքն ազդում է ապարներում հնամագնիսական ստրուկտուրայի տարածական կողմնորոշման վրա (ՀՍՏԿ)։ Ապարների հետագա վարվելակերպը տարբեր ֆիզիկա-երկրաբանական պրոցեսներում կողմնորոշվում է այդ ստրուկտուրայով։ ՀՍՏԿ-ի երևույթի հիման վրա Հ. Մ. Ավչյանի կողմից մշակվել է ապարների կոտրատման կանխագուշակման մեթոդ, տարածության մեջ ճեղքավորման խզումների և ձևախախտումների համակարգային տեղաբաշխման հիմքերը, երկրաֆիզիկական դաշտերի անիզոտրոպիայի սահմանները և այլն։

Հ. Մ. Ավչյանը ավելի քան 10 տարի եղել է նախկին ԽՍՀՄ ԳԱ-ին կից երկրամագնիսականության, ԳԱ երկրակեղևի և վերին մանթիայի ուսումնասիրման, երկրաբանության նախարարության պետրոֆիզիկական ուսումնասիրությունների միջգերատեսչական հանձնաժողովի գիտական խորհրդի անդամ, իսկ 1981 թ.-ից Հայաստանի Հանրապետության գիտության և բարձրագույն կրթության նախարարության «Երկրաբանություն, երկրաֆիզիկա և լեռնային գործ» գիտական սեկցիայի նախագահ։

Հ. Մ. Ավչյանը հանդիսանում է հարյուրից ավելի գիտական հոդվածների, այդ թվում շորս մենագրությունների և տասանյակ գիտա-արտադրական հաշվետվությունների հեղինակ։

Հ. Մ. Ավչյանը մեծ հարգանք է վայելել ֆակուլտետում և համալսարանում ու թողել բարի համբավ։ Նրա հիշատակը միշտ վառ կմնա նրա գործընկերների և աշակերտների մոտ։

Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետ, ՀԱԱ Գյումրիի երկրաֆիզիկայի ու ինժեներային սեյսմաբանության ինստիտուտ,