

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 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



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

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ
Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

Պ.Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱԶՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԶՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ,
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Մ.Ս. ՍԱԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Заместители ответственного редактора
С.В. ГРИГОРЯН, А.С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

**П.Г. АЛОЯН, А.Л. АНАНЯН, А.С. КАРАХАНИЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН,
Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН, С.М. ОГАНЕСЯН, О.А. САРКИСЯН,
М.А. САТИАН, Э.Е. ХАЧИЯН**

Editor:
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editors:
S.V. GRIGORYAN, A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board

**P.G. ALOYAN, A.L. ANANYAN, E.Y. KHACHIAN, A.S. KARAKHANYAN,
R.L. MELKONYAN, R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN, S.M. OHANESYAN,
H.H. SARGSYAN, M.A. SATIAN,**

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

© Издательство "Гитутюн" НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001

ՀՄ 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԹԻՎ 2 ՀԱՏՈՐ LIV 2001

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ֆ.Ա.Հայրապետյան. Ազատ դեռի ավազանի միջին վերին էոցենի (զովաշենի շերտախումբ) ստորաբաժանումը ըստ մանր ֆորամինիֆերների	3
Մ.Ա.Սաթյան, Ա.Խ.Մնացականյան, Ժ.Հ.Ստեփանյան. Վեդու ավազանի վերին հոսանքի միզոգոյան հրաբխանստվածքային ֆորմացիաների վերաբերյալ (ՀՀ Վեդու օֆիոլիտային գոտի)	6
Մ.Ս.Հակոբյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան, Ղ.Լ.Գալոյան. Մարցիգետի հանքային դաշտի ոսկու հանքայնացման ձևավորման մեխանիզմը	12
Մ.Ս.Ազիզբեկյան, Ա.Զ.Ալթունյան, Շ.Հ.Ամիրյան, Է.Վ.Անանյան. Դեբեդ Աղսուե միջագետքի Կապուտսարի պղինձ-բազմա-մետաղային երևակումը և նրա հեռանկարները	17
Ֆ.Գ.Շամցյան. Տերտերասարի ոսկու հանքավայրի հանքային մարմինների կառուցվածքային առանձնահատկությունները և հանքայնացման տեղաբաշխման բնույթը	20
Ի.Խ.Պետրոսով. Հայաստանի Հանրապետության կավային ապարների երկրաբանա-արդյունաբերական տիպերում գլխավոր կավային միներալները	24
Թ.Ա.Ավագյան, Գ.Գ.Մարտիրոսյան, Ն.Բ.Կնյազյան. Շիրակի դաշտի ավազանի նստվածքային և հրաբխաբեկորային ապար-ները որպես միներալային հումք	29
Յու.Ռ.Կազրամանով, Ռ.Ա.Մանդալյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան. Հայաստանի Հանրապետության Հյուսիս-արևելյան մասի նավթագա-զարերության հեռանկարների հիմնահարցերի մասին	33
Ռ.Ա.Փաշայան, Ա.Լ.Անանյան, Հ.Ա.Թումանյան. Երկրակեղևի դինամիկայով պայմանավորված հիդրոերկրաբանական էֆեկտները	36
Ս.Ո.Մեսլյան. Կավային գետնահողերի մնացորդային և ստանդարտ ամրությունների որոշման եղանակ	42
Ա.Կ.Մաթևոսյան. Բազմաէլեկտրոդ էլեկտրական դաշտի գրգռող համակարգի չափման տարբերակման ընդունակության չափանիշը	46
Յու.Ա.Աղաբալյան, Ա.Հ.Հովհաննիսյան, Ա.Մ.Նաջարյան. Փոքր հզորության հանքամարմինների օպտիմալ մշակման համա-կարգի ընտրումը Մեղրաձորի ոսկու հանքավայրի պայմաններում	50

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

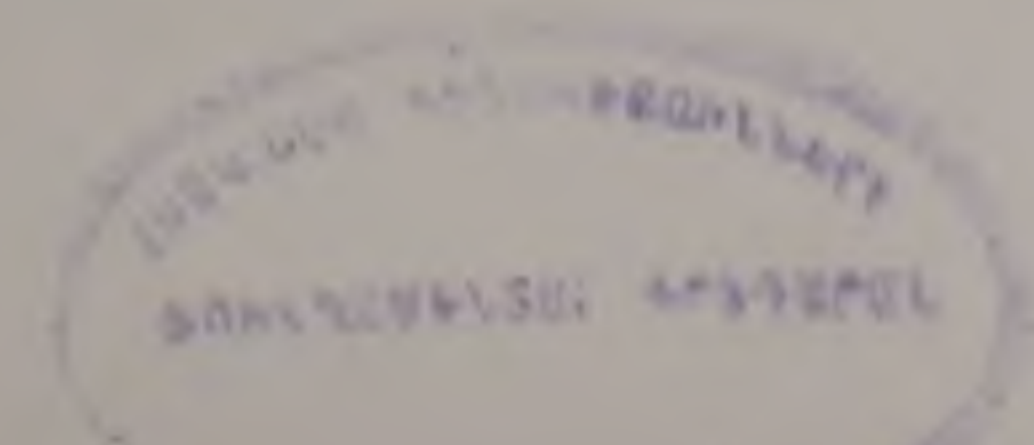
Ե.Գ.Զավրիյան. Միջոցառումներ ջրի արտահոսքի դեմ Արփա-Սևան թունելի ուժեղ ֆիլտրացնող լճենային ապարներով անցնող տեղամասերում	54
---	----

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Ակադեմիկոս Ֆ.Յու.Լևինյան-Լևսինգ, ԽՍՀՄ ԳԱ Հայկական մասնաճյուղի առաջին նախագահ (АрмФАН)	55
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

Փ.Ա.Այրապետյան. Расчленение среднего-верхнего эоцена (зовашенская свита) бассейна реки Азат по мелким фораминиферам	3
Մ.Ա.Տատյան, Ա.Մ.Մնացականյան, Ջ.Օ.Տեփանյան. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья бассейна реки Веди (Вединская офиолитовая зона Армении)	6
Մ.Տ.Ասոպյան, Ր.Լ.Մելոնյան, Կ.Լ.Դալոյան. Механизм формирования золоторудной минерализации Марцигет-ского рудного поля	12
Մ.Տ.Ազիզբեկյան, Ա.Յ.Ալտունյան, Մ.Օ.Ամիրյան, Յ.Վ.Անանյան. Капутсарское рудопроявление медно-полиме-таллических руд и его перспективы (междуречье Агстев-Дебед, Армения)	17
Փ.Դ.Մամցյան. Особенности строения рудных тел и характер распределения оруденения на Тертерасарском месторождении золота	20
Ի.Մ.Սետրոսով. Главнейшие глинистые минералы в геолого-промышленных типах глинистых пород Республики Армения	24
Դ.Ա.Ավաքյան, Դ.Դ.Մարտիրոսյան, Ն.Բ.Կնյազյան. Об осадочных и пирокластических породах Ширакского диатоми-тового бассейна как минеральное сырье	29
Յու.Ր.Կադրամանով, Ր.Ա.Մանդալյան, Ր.Լ.Մելոնյան. К проблеме перспектив нефтегазоносности северо-вос-точной части Республики Армения	33
Ր.Ա.Սաշայան, Ա.Լ.Անանյան, Դ.Ա.Դումանյան. Гидрогеологические эффекты, обусловленные геодинамическими процессами земной коры	36
Տ.Ր.Մեսչյան. Метод определения остаточной и стандартной прочности глинистых грунтов	42
Ա.Կ.Մաթևոսյան. Критерий разрешающей способности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля	46
Յու.Ա.Ադաբալյան, Ա.Դ.Օդանեսյան, Ա.Մ.Նադարյան. Выбор оптимальной системы разработки маломощных рудных тел в условиях Меградорского золоторудного месторождения	50



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е.Г.Завриян. Мероприятия против утечки воды на фильтрацию в туннеле Арпа-Севан на участках, пройденных в сильно фильтрующих горных породах	54
--	----

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Академик Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, Первый председатель Армянского Филиала АН СССР (АрмФАН)	55
--	----

CONTENTS

F.A.Hayrapetyan. Subdivision of the Middle-Upper Eocene (the zovashen suite) of the Azat river basin by small foraminifers ..	3
M.A.Satian, A.Kh.Mnatsacanian, J.H.Stepanian. On mesozoic volcanogenic-sedimentary formations of the r.Vedi upper reaches (Vedi ophiolite zone of Armenia)	6
M.S.Hakopyan, R.L.Melkonyan, K.L.Galoyan. Formation mechanism for gold ore mineralization in the Martsighet ore field ..	12
M.S.Azizbekyan, A.Z.Altounyan, Sh.H.Amiryan, E.V.Ananyan. The Kapoutsar ore manifestation of copper and polymetallic ores of the Debed-Agstev interfluvic and its potential	17
F.G.Shamtsyan. Features of ore – bodies structure and character of distribution of mineralization at the gold deposit of Terterasar	20
I. Kh.Petrosov. The main clayey minerals in geological and industrial types of clayey rocks in the Republic of Armenia	24
T.A.Avagyan, G.G.Martirossyan, N.B.Kniazyan. About sedimentary and pyroclastic rocks of the Shirak diatomite basin as minerals	29
Yu.R. Kagramanov, R.A.Mandalyan, R.L.Melkonyan. On the problem of oil-and-gas content in the northeastern part of the Republic of Armenia	33
R.A.Pashayan, A.L.Ananyan, G.A.Toumanyan. Hydro-geological effects determined by geodynamic processes in the Earth crust	36
S.R.Meschian. Retained and standard strength definition method for clayey soils	42
A.K.Matevosyan. Resolution criterion for measurements in a multi-electrode system of electric field excitation	46
Yu.A.Agabalyan, A.G.Ohanesyan, and A.M.Najaryan. Selection of optimal development system for ore bodies of limited capacity under the conditions of the Mehradzor gold ore deposit	50

SHORT REPORTS

E.G.Zavriyan. Measures taken against leakage of water for filtration in Arpa-Sevan tunnel at the sites dug in strongly filtrating rocks	54
---	----

MEMORABLE DATES

Academician F.Yu. Levinsen-Lessing, the first Chairman of the Armenian Branch of the USSR AS (АрмФАН)	55
---	----

РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА (ЗОВАШЕНСКАЯ СВИТА)
БАСЕЙНА РЕКИ АЗАТ ПО МЕЛКИМ ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2001 г. Ф.А. Айрапетян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 22.02.2001 г.

В бассейне р. Азат отложения среднего и верхнего эоцена были объединены в единую зовашенскую свиту. По данным планктонных и бентосных фораминифер, впервые проводится граница среднего и верхнего эоцена в зовашенской свите и впервые в среднеэоценовых отложениях Армении выделяется зона *Orbulinoides beckmanni* по планктонным фораминиферам.

На территории Армении граница среднего-верхнего эоцена фиксируется у с.с. Азатек, Малишка и Ринд (Вайкская область), где среднеэоценовые участки отложения представлены двумя фациальными группами – туфогенной и песчано-глинисто-известняковой, которые несогласно перекрываются верхнеэоценовыми песчано-глинисто-известковистыми отложениями [3]. В разрезах у сс. Урцадзор и Шагап среднеэоценовые отложения (темно-серые глины, алевролиты, песчанистые глины, песчаники, желто-белые плотные нуммулитовые известняки) постепенно переходят к верхнеэоценовым зеленовато-серым глинам, желтовато-серым известнякам, сероватым мергелям и желтоватым песчаникам. Они со своей обильной и разнотипной макро- и микрофауной ничем не отличаются от стратотипических разрезов Италии. Наиболее полный разрез отложений среднего и верхнего эоцена установлен в бассейне р. Азат (в правобережной части реки) по линии сс. Зовашен-Ацаван. Здесь на флишеидной свите палеоцена-нижнего эоцена согласно залегает другая мощная (до 1300 м) флишевая свита, которую А.А. Габриелян, а потом и другие исследователи [1-7] объединили в единую – зовашенскую свиту. У Азатского водохранилища среднеэоценовые и верхнеэоценовые отложения представлены темно-серыми алевролитами, аргиллитами, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфопесчаниками, светло-серыми глинами, песчаниками и известняками, которые содержат только глубоководную (от 500 до 1500 м и, возможно, глубже) микрофауну, а нуммулиты и другие макрофаунистические комплексы отсутствуют, что затруднило выделение границы между ними. Ниже представляется детальное описание той части разреза, которая охватывает эту границу. Разрез нами совместно с А.А. Садояном составлен снизу вверх на правом берегу р. Азат у Азатского водохранилища (рис. 1 и 2).

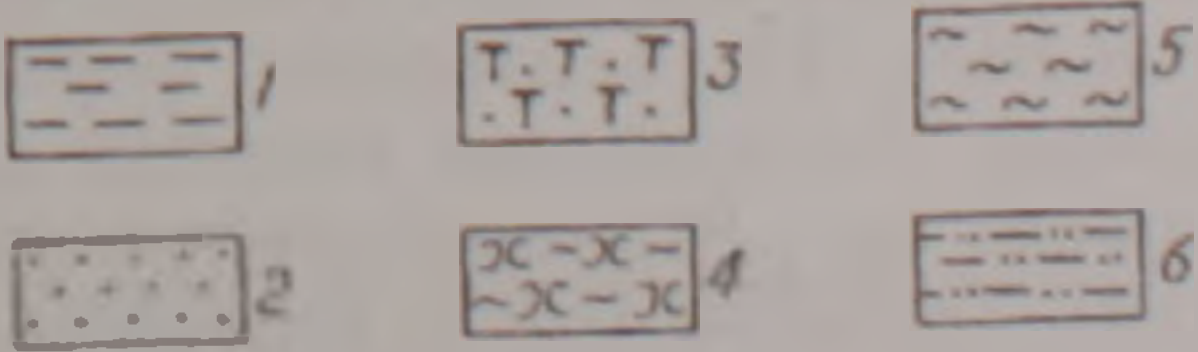
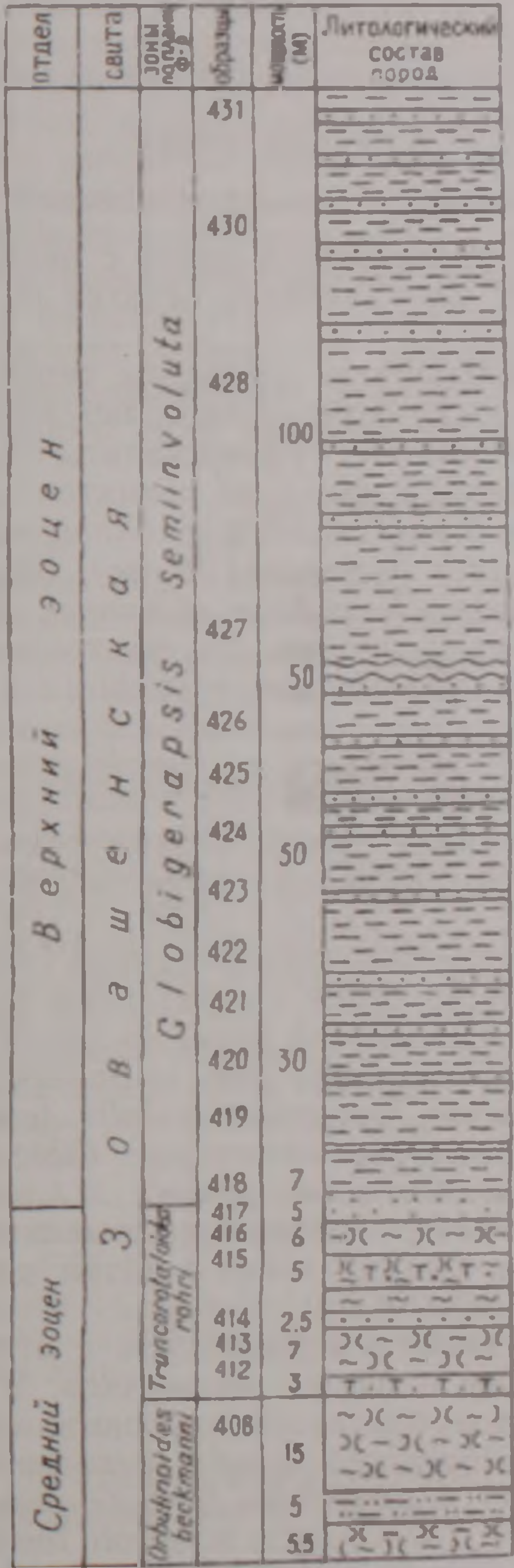


Рис.1. Стратиграфическая колонка разреза правого берега р. Азат у Азатского водохранилища. 1. Глина. 2. Песчаник. 3. Туфопесчаник. 4. Туфоалеврит, туфоаргиллит. 5. Алевролит. 6. Аргиллит.



Рис 2 Разрез эоценовых отложений на правом берегу р Азат (Масштаб 1:1000). Условные обозначения см. рис 1.

Средний эоцен

Зона *Orbulinoides beckmanni*

1. Туфоаргиллиты серого цвета с зеленоватым оттенком. Органические остатки не обнаружены 5.5 м.
2. Мелкообломочные аргиллиты серого цвета. Органические остатки не обнаружены. 5 м.
3. Мелкообломочные туфоаргиллиты серого цвета. В верхней части из планктонных фораминифер представлены – *Globigerapsis* sp., *Orbulinoides beckmanni* (Saito), *Globigerina pseudovenezuelana* Blow et Banner, *Acarinina* плохой сохранности. Из бентосных фораминифер установлен – *Cibicidina westi* Howe 15 м.

Зона *Truncorotaloides rohri*

4. Туфопесчаники трещиноватые темно-серого цвета. Органические остатки не обнаружены 3 м.
5. Туфоаргиллиты мелкообломочные зеленовато-желто-серого цвета. Планктонные фораминиферы – *Globigerina pseudoeocena* Subbotina, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner, *Globorotalia pomeroli* Toumarkine et Bolli, *Acarinina* sp. Бентоносные фораминиферы – *Cibicidina westi* Howe, *Dorothia traubi* (Hagn) 7 м.
6. Туфопесчаники крупнозернистые желто-серого цвета. Органические остатки не обнаружены 2.5 м.
7. Туфоаргиллиты серого цвета с отдельными прослоями плотных песчаников. В туфоаргиллитах из планктонных фораминифер выявлены: *Globigerina pseudovenezuelana* Blow et Banner, *G. praebulloides* Blow, *G. pseudoeocena* Subbotina, *Globorotalia pomeroli* Toumarkine et Bolli, *G. spinulosa* Cushman, *Globigerinita howei* Banner et Blow. Из бентосных фораминифер определены: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Ammodiscus* sp., *Pseudoclavulina cylindrica* (Hantken), *Dorothia traubi* (Hagn), *Uvigerina costellata* Morozova, *Cibicidoides micrus* Bermudez, *C. eoceanus* (Gümbel), *C. landjaricum* Hajrapetjan, *Globocassidulina globosa* (Hantken) 8 м.

8. Слабоизвестковые туфопесчаники серого цвета со светло-желтым глинистым прослоем. В глинах из планктонных фораминифер выявлены: *Globigerina pseudoeocena* Subbotina, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner, *Globorotalia spinulosa* Cushman. Бентосные фораминиферы представлены: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Uvigerina spinicostata* Cushman et Jarvis, *U. costellata* Morozova, *Gibicidoides micrus* Bermudez, *G. eoceanus* (Gümbel), *Anomalina spissiformis* (Cushman) 5 м.
9. Туфоаргиллиты серого цвета. Планктонные фораминиферы – *Globigerina pseudoeocena* Subbotina, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner, *Globorotalia spinulosa* Cushman. Бентоносные фораминиферы – *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Uvigerina costellata* Morozova, *Bulimina sculptilis* Cushman, *Cibicidoides micrus* Bermudez 5 м.
10. Туфопесчаники светло-серого цвета. Органические остатки не обнаружены ... 5 м.
11. Туфоаргиллиты светло-серого цвета. Планктонные фораминиферы – *Truncorotaloides* aff. *rohri* Bronneman et Bermudez, *Globigerinita howei* Banner et Blow, *Globigerina pseudoeocena* Subbotina, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner, *G. praebulloides* Blow, *Globorotalia pomeroli* Toumarkine et Bolli. Бентоносные фораминиферы – *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Pseudoclavulina cylindrica* (Hantken), *Unigerina costellata* Morozova, *Cibicidoides micrus* Bermudez, *C. eoceanus* (Gümbel), *C. landjaricum* Hajrapetjan, *Anomalina spissiformis* (Cushman) .. 7 м.

Верхний эоцен

Зона *Globigerapsis semiinvoluta*

12. Глины светло-серые. Планктонные фораминиферы – *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijzer), *Globigerina galavisi* Bermudez, *G. angiporoides* Hornibrook, *G. prasaepis* Blow, *G. tripartita* Koch, *G. praebulloides* Blow, *Globorotalia cerroazulensis* cerroazulensis (Cole). Бентоносные фораминиферы – *Dorothia traubi* (Hagn), *Pseudoclavulina cylindrica* (Hantken), *Marginulina bohmi* (Reuss), *M. fragaria* Gümbel, *Cyroidina soldanii* Orbigny.

Uvigerina costellata Morozova, *Cibicidoides micrus* Bermudez, *C. truncatus* (Gümbel), *Planulina costata* (Hantken), *Alabamina almaensis* (Samoilova). 30 м. 13. Чередование светло-серых песчаников и глин. В глинах выявлены следующие планктонные фораминиферы: *Globigerina angiporoides* Hornibrook, *G. prasaepis* Blow, *G. praebulloides* Blow, *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole). Из бентоносных фораминифер определены: *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Fronicularia budensis* (Hantken), *Discorbis scuratensis* Chalilov, *Fissurina orbignyana* Sequenza, *Cibicidoides truncatus* (Gümbel), *C. micrus* Bermudez, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *Bulimina aksuatica* Morozova, *Globobulimina ovata* (Orbigny), *Bolivina nobilis* Hantken 50 м.

14. Глины желтовато-серые с маломощными прослоями песчаников. В глинах из планктонных фораминифер выявлены: *Globigerapsis semiinvoluta* (Keijzer), *Globigerina galavisi* Bermudez, *G. angiporoides* Hornibrook, *G. prasaepis* Blow, *G. praebulloides* Blow, *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *G. centralis* Cushman. Из бентоносных фораминифер выявлены: *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Clavolinoides szaboi* (Hantken), *Cylindroclavulina colomi* (Hagn), *Asterigerina bimammata* (Gümbel), *Nodosaria bacillum* Defrance, *Marginulina fragaria* Gümbel, *M. böhmi* (Reuss), *Eponides praeumbonatus* Mjatluk, *Pullenia quenqueloba* (Reuss), *Uvigerina spinicostata* Cushman, *Bulimina sculptilis* Cushman, *Bolivina antegressa* Subbotina, *Planulina costata* (Hantken), *Heterolepa dutemplei* (Orbigny) и т.д. 50 м.

15. Глины желтовато-серые, крупнообломочные с прослоями буро-желтых песчаников. Выше по разрезу преобладают песчаники. Планктонные фораминиферы — *Globigerina angiporoides* Hornibrook, *G. prasaepis* Blow, *G. praebulloides* Blow, *G. tripartita* Koch, *Hantkenina suprasuturalis* Bronnimann, *Globorotalia centralis* Cushman, *G. cerroazulensis cerroazulensis* (Cole). Бентоносные фораминиферы — *Dorothia traubi* (Hagn), *Karreriella* Cushman et Bermudez, *Vaginulinopsis cumulicostata* (Gümbel), *Nodosaria bacillum* Defrance, *Fronicularia budensis* (Hantken), *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Alabamina almaensis* (Samoilova), *Eponides praeumbonatus* Mjatluk, *Marginulina fragaria* Gümbel, *M. pediformis* Bronemann, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *Planulina costata* (Hantken), *Heterolepa dutemplei* (Orbigny), *H. kra-shenninnikovi* Hajrapetjan, *Trifarina labrum* Subbotina, *T. bradyi* Cushman и т.д. 100 м.

Выше по разрезу в глинах встречаются планктонные и бентосные фораминиферы соответственно зоны *Globorotalia cocoaensis*.

Общая мощность зовашенской свиты достигает около 1300 м.

Отложения среднего и верхнего эоцена, по литологическим данным, значительно отличаются. Среднеэоценовые туфогенные отложения характеризуются более темно-серым цветом, большей мелкозернистостью и плотностью, а верхнеэоценовые отложения представлены более светло-серыми крупнообломочными глинами и бурожелтыми крупнозернистыми песчаниками.

Итак, впервые:

1. По данным планктонных и бентосных фораминифер проводится граница среднего и верхнего эоцена в зовашенской свите.
2. По планктонным фораминиферам на территории Армении выделяется зона *Orbulinoides beckmanni*, которая характеризуется появлением и расцветом индекс вида. С указанным видом продолжают существовать планктонные и бентосные фораминиферы, перешедшие из подстилающих отложений. Нижняя граница зоны фиксируется исчезновением вида *Hantkenina alabamensis*, верхняя граница — *Orbulinoides beckmanni*, и проявлением другого зонального вида *Truncorotaloides aff. röhri*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айрапетян Ф.А. Аномалиниды и гавелинеллиды верхнеэоценового и олигоценового возраста юго-западной части Армении. Ереван, Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1993, N2, с.3-14.
2. Айрапетян Ф.А. Некоторые вопросы палеоэкологии верхнеэоценовых и олигоценовых мелких бентосных фораминифер Армении. Ереван, Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, N1, с.3-11.
3. Габриелян А.А. Палеоген и Неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 300 с.
4. Григорян С.М. Нуммулиты и орбитолы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 216 с.
5. Садоян А.А. Литология и некоторые коллекторские свойства даний-палеогеновых отложений бассейнов средних течений рр. Азат и Раздан. Ереван, Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, 1965, 270 с.
6. Садоян А.Н., Гаспарян И.Г. О расчленении разреза палеогеновых отложений. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1975, N2, с.19-27.
7. Սարգսյան Հ.Հ. Հայկական ՍՍՀ ռեգիոնալ երկրաբանական քարտեզ. Երևան 1999, Երևանի համալսարանի հրատարակչություն 270 էջ:

ԱՋԱՏ ԳԵՏԻ ԱՎԱՋԱՆԻ ՄԻՋԻՆ-ՎԵՐԻՆ, ԷՈՅԵՆԻ (ՉՈՎԱՇԵՆԻ ՇԵՐՏԱՆՈՒՄԸ) ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒՄԸ ԸՍՏ ՄԱՆՐ ԶՈՐԱՄԻՆԻՖԵՐՆԵՐԻ

Ֆ.Ա. Հայրապետյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Պլանկտոն և բենթոս ֆորամինիֆերների մանրամասն ուսումնասիրումը զովաչենի շերտախմբում, որը տեղադրված է Ազատ գետի աջ ափում Ազատի ջրամբարի հարևանությամբ, հնարավորություն է տվել տարանջատել միջին և վերին էոցենի սահմանը: Ծովի ավազանի բավական մեծ խորություն (500-1500մ և ավելի) սկստնառով մակրոֆաունան բացակայել է, որի հետևանքով միջին-վերին էոցենի ապարները մինչև այժմ վերամիալորված են եղել մեկ ընդհանուր՝ զովաչենի շերտախմբի մեջ: Ներկայացված անընդմեջ կտրվածքում

ըստ պլանկտոն ֆորամինիֆերների առանձնացվում է *Orbulinoides heckmanni* զոնան: Հայաստանի տարածքում միջին էոցենի նստվածքային ապարներում առաջին անգամ անջատված այս զոնան բնութագրվում է *Orbulinoides heckmanni* ձևի առկայությամբ, որը հանդիպում է հարակից զոնաներին բնորոշ մանր ֆորամինիֆերների հետ միաժամանակ: Ներքևի սահմանը անցկացվում է *Hantkenina alabamensis* ձևի բացակայությամբ, իսկ վերինը՝ *Orbulinoides heckmanni* ձևի անհայտացմամբ և *Truncorotaloides rohri* զոնային բնորոշ ձևերի հայտնաբերմամբ:

SUBDIVISION OF THE MIDDLE-UPPER EOCENE (THE ZOVASHEN SUITE) OF THE AZAT RIVER BASIN BY SMALL FORAMINIFERS

F. A. Hayrapetyan

Abstract

In the Azat River basin, deposits of the Middle and Upper Eocene were combined into a single Zovashen suite. The data on plankton and benthonic foraminifers are for the first time used to draw the boundary between the Middle and Upper Eocene in the Zovashen Suite and a zone of *Orbulinoides heckmanni* is for the first time identified by plankton foraminifers within the Middle-Eocene deposits in Armenia.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 6-11

О ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ МЕЗОЗОЯ ВЕРХОВЬЯ БАСЕЙНА РЕКИ ВЕДИ (ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА АРМЕНИИ)

© 2001 г. М. А. Сатиан, А. Х. Мнацаканян, Ж. О. Степанян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

В тектонизированной мезозойской вулканогенно-осадочной толще, именуемой ранее хосровской свитой [5], выделены и окартированы парагенезы пород карбонатно-вулканогенной (келловей-берриас), кремнисто-вулканогенной (валанжин-баррем-апт?) – офиолитовой серии и эффузивно-вулканокластической (альб-раннеконьякское время) формаций, характеризующие последовательность рифтогенеза континентальной коры северного края Иранской плиты с прерванным океанообразованием (спредингом) в раннемеловое время.

Наиболее крупные выходы пород офиолитовой ассоциации в верховье бассейна р. Веди многие годы были объектом целенаправленных тектонических и литолого-петрологических исследований в связи с проблемой генезиса офиолитов. Результаты исследований разных групп (в основном это представители московских геологических учреждений и Института геологических наук Армении) остались на стадии незавершившейся дискуссии по вопросам и структурной позиции офиолитов – аллохтон или параавтохтон, и геодинамики офиолитов. Можно согласиться, что некоторое сближение взглядов обозначилось лишь по определению возраста кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии – здесь важную роль сыграли результативность радиоляриевого анализа [6] и данные радиологических методов датировок [3]. Стало очевидным, что в составе мезозойской толщи преобладают фрагменты позднеюрских и раннемеловых вулканитов и осадков, среди которых, наряду с радиоляритами, немалое место принадлежит известнякам – менее глубокоководным отложениям. Однако обилие трахитов, а затем и находки нескольких диатрем щелочно-лампрофировых туфов, позже выходы карбонатитов и высококальциевых базальтоидов [13-15] – все эти новые

данные вызвали необходимость критической оценки строения и состава офиолитов Веди и обсуждения их генезиса. Существенно было выявление в тектонизированной вулканогенно-осадочной толще мезозоя упорядоченности в размещении парагенезов пород, что приводит к выводу о локальном развитии тектонического меланжа [14].

Вопросы эти заслуживают, конечно, специального обсуждения, и в данном сообщении мы остановимся на строении и составе выделяемых вулканогенно-осадочных формаций. Рассмотрим эти результаты.

Карбонатно-вулканогенная формация (келловей-берриас). Породы формации слагают ядро Манкукской антиклинали; ее ось простирается через верховья р.р. Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур, продолжаясь на юго-восток к верховью р. Веди (рис. 1). Антиклиналь асимметричная, с крутым и местами опрокинутым южным крылом. Породы формации интенсивно складчаты, разобщены многочисленными разломами на блоки, но при детальном картировании в ее строении обозначается ряд маркирующих пачек. К верхней части разреза формации отнесены пачки тонкослоистых, чаще ритмично-слоистых онкоидных известняков, содержащих водоросли,

ըստ պլանկտոն ֆորամինիֆերների առանձնացվում է *Orbulinoides heckmanni* զոնան: Հայաստանի տարածքում միջին էոցենի նստվածքային ապարներում առաջին անգամ անջատված այս զոնան բնութագրվում է *Orbulinoides heckmanni* ձևի առկայությամբ, որը հանդիպում է հարակից զոնաներին բնորոշ մանր ֆորամինիֆերների հետ միաժամանակ: Ներքևի սահմանը անցկացվում է *Hantkenina alabamensis* ձևի բացակայությամբ, իսկ վերինը՝ *Orbulinoides heckmanni* ձևի անհայտացմամբ և *Truncorotaloides rohri* զոնային բնորոշ ձևերի հայտնաբերմամբ:

SUBDIVISION OF THE MIDDLE-UPPER EOCENE (THE ZOVASHEN SUITE) OF THE AZAT RIVER BASIN BY SMALL FORAMINIFERS

F. A. Hayrapetyan

Abstract

In the Azat River basin, deposits of the Middle and Upper Eocene were combined into a single Zovashen suite. The data on plankton and benthonic foraminifers are for the first time used to draw the boundary between the Middle and Upper Eocene in the Zovashen Suite and a zone of *Orbulinoides heckmanni* is for the first time identified by plankton foraminifers within the Middle-Eocene deposits in Armenia.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 6-11

О ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ МЕЗОЗОЯ ВЕРХОВЬЯ БАСЕЙНА РЕКИ ВЕДИ (ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА АРМЕНИИ)

© 2001 г. М. А. Сатиан, А. Х. Мнацаканян, Ж. О. Степанян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

В тектонизированной мезозойской вулканогенно-осадочной толще, именуемой ранее хосровской свитой [5], выделены и окартированы парагенезы пород карбонатно-вулканогенной (келловей-берриас), кремнисто-вулканогенной (валанжин-баррем-апт?) – офиолитовой серии и эффузивно-вулканокластической (альб-раннеконьякское время) формаций, характеризующие последовательность рифтогенеза континентальной коры северного края Иранской плиты с прерванным океанообразованием (спредингом) в раннемеловое время.

Наиболее крупные выходы пород офиолитовой ассоциации в верховье бассейна р. Веди многие годы были объектом целенаправленных тектонических и литолого-петрологических исследований в связи с проблемой генезиса офиолитов. Результаты исследований разных групп (в основном это представители московских геологических учреждений и Института геологических наук Армении) остались на стадии незавершившейся дискуссии по вопросам и структурной позиции офиолитов – аллохтон или параавтохтон, и геодинамики офиолитов. Можно согласиться, что некоторое сближение взглядов обозначилось лишь по определению возраста кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии – здесь важную роль сыграли результативность радиоляриевого анализа [6] и данные радиологических методов датировок [3]. Стало очевидным, что в составе мезозойской толщи преобладают фрагменты позднеюрских и раннемеловых вулканитов и осадков, среди которых, наряду с радиоляритами, немалое место принадлежит известнякам – менее глубокоководным отложениям. Однако обилие трахитов, а затем и находки нескольких диатрем щелочно-лампрофировых туфов, позже выходы карбонатитов и высококальциевых базальтоидов [13-15] – все эти новые

данные вызвали необходимость критической оценки строения и состава офиолитов Веди и обсуждения их генезиса. Существенно было выявление в тектонизированной вулканогенно-осадочной толще мезозоя упорядоченности в размещении парагенезов пород, что приводит к выводу о локальном развитии тектонического меланжа [14].

Вопросы эти заслуживают, конечно, специального обсуждения, и в данном сообщении мы остановимся на строении и составе выделяемых вулканогенно-осадочных формаций. Рассмотрим эти результаты.

Карбонатно-вулканогенная формация (келловей-берриас). Породы формации слагают ядро Манкукской антиклинали; ее ось простирается через верховья р.р. Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур, продолжаясь на юго-восток к верховью р. Веди (рис. 1). Антиклиналь асимметричная, с крутым и местами опрокинутым южным крылом. Породы формации интенсивно складчаты, разобщены многочисленными разломами на блоки, но при детальном картировании в ее строении обозначается ряд маркирующих пачек. К верхней части разреза формации отнесены пачки тонкослоистых, чаще ритмично-слоистых онкоидных известняков, содержащих водоросли,

с пропластками кремней тонкообломочной структуры с признаками градационной слоистости. К этой же части разреза мы относим и олистолиты (от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике) кристаллических апоорганогенных серых известняков, участками в перемятом тонкослоистом карбонатном матриксе. В этих выходах обнаруживаются, кроме того, штоки и линзы доломитовых карбонатов [15], штоки железистых, красных и табачно-желтых силицитов глобулярной структуры – осадки гидротерм.

Породы формации вмещают мелкие диатремы (до 70, реже 250 метров по длинной оси) щелочно-лампрофировых туфов, контролируемые разломами и их пересечениями. Туфы включают ксенолиты миндалекаменных базальтов, кальцитовых карбонатитов. Среди перечисленных слоистых и штоковидных пород нерегулярно размещены потоки субщелочных миндалекаменных базальтов (табл.1).

Верхняя секция строения формации характеризует стадию обмеления роста подводных поднятий и связанных с ними склоновых оползней.

Вдоль ограничивавших разломов были выдвинуты и более древние блоки. К этим же разрывным нарушениям тяготеют и диатремы щелочных лампрофиров.

К средней части разреза формации отнесены протяженные выходы черных шаровых лав пикродолеритов, темно-серых пикробазальтов и базальтов толеитовой серии [2], включающих линзы и пачки известковых радиоларитов, известняков. Для пикродолеритов показательны высокая магнезиальность (табл.1), низкие – глиноземистость, калиевоcть, кальциевоcть и титанистость, из малых элементов – повышенные содержания Cr, Ni, Co, низкие – Rb, Sr, Zr, породы обогащены также TPЗЭ [2.18]. По соотношению MgO/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 , а также распределению редких земель они сходны с коматитовой серией – выплавки из ультрамафических высокотемпературных магм [19]. Помимо пикродолеритов, в средней части разреза присутствуют толеитовые и субщелочные базальты, петрохимически существенно отличные от базальтов верхней секции разреза (табл.1, рис.3). Мощности верхней части разреза – до 100 метров и средней

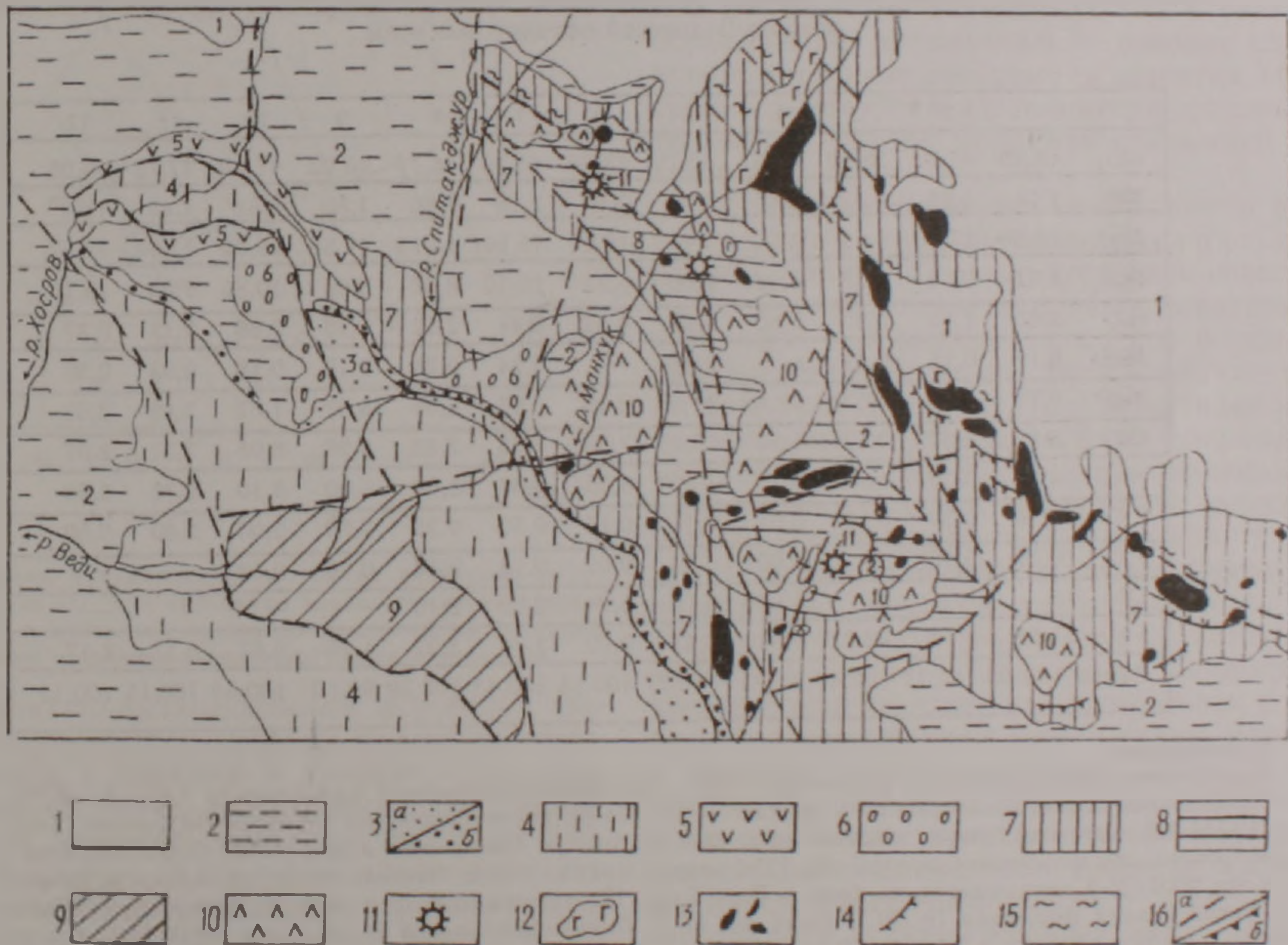


Рис.1. Схематическая геолого-формационная карта верховья бассейна р Веди. Составил М.А. Сатиан (ИГН НАН РА, 2001 г.).
Условные обозначения: Формации постофиолитового этапа (1-6). 1. Наземно-вулканогенная и молассовая (N_2-Q). 2. Морские мелководные: граувакковая, карбонатно-терригенная флишoidная и относительно глубоководная известняковая микритовая ($K_2^{sn} - Pg_{1-2}$). 3. Морская мелководная: а) алевроито-мергельная субформация (K_2^{con}); б) олистострома ($K_1^{abz} - K_2^{con}$). 4. Морская мелководная известняковая органогенно-обломочная (K_2^{con}). 5. Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая ($K_1^{abz} - K_2^{con}$). 6. Морские мелководные вулканомиктовые отложения с редкими потоками базальтов и андезитов ($K_2^{con-con}$). Формация офиолитового этапа. 7. Кремнисто-вулканогенная глубоководного рифта (микроокеана) ($K_1^{vlg-опт-риф}$). Формация континентального рифта. 8. Морская мелководная переходная к относительно глубоководной-карбонатно-вулканогенная ($J_3^{dv} - J_1 - K_1^{ber}$). Формации доофиолитового этапа. 9. Мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные субплатформенные формации (Р – Тг). 10. Субвулканические витрофировые андезиты, а также редкие дайки и потоки (K_1). 11. Диатремы щелочно-лампрофировых туфов с редкими дайками камптонитов, щелочных базальтов ($J_3 - K_2^{cn}$). 12. Габбро. 13. Серпентинизированные ультрамафиты. 14. Крупные оползни. 15. Рассланцованные (зеленые сланцы, изредка с глаукофаном) породы кремнисто-вулканогенной формации. 16. а) Разломы; б) Крупные надвиги.

части разреза формации – до 50 метров, составляют лишь менее половины суммарной видимой мощности формации. К низам разреза отнесены сильно тектонизированные выходы щелочных и субщелочных базальтов с линзами будинированных пятнисто-кристаллических известняков, которые выступают по бортам поперечных долин р. Веди ущелий, восточнее реки Манкук в 2,5-3,5 км. На более нижних отметках здесь выявлены эпидотизированные субщелочные базальтовые порфириты, сопоставимые с базальтами, датированными (К/Аг) ранней-средней юрой, в составе серпентинитового меланжа Ерахской антиклинали [14]. Глыбы базальтов с линзами известняков, в которых определены остатки среднеюрских фораминифер, были ранее обнаружены в верховье бассейна р. Веди [16]. В разрезе формации обнаруживаются мелкие секущие тела серпентинизированных ультрабазитов.

Возраст карбонатно-вулканогенной формации определяется находками в радиоляритах, перекрывающих и подстилающих пикродолериты, комплекса радиолярий оксфорда-кимериджа

[4] и радиологическими (К/Аг) датировками возраста магматических пород [3], а также по корреляции с разрезом Ерахской антиклинали, где щелочные керсутитовые порфировые базальты включают линзу известняков с многочисленными ископаемыми аммонитами позднего келловей-начала раннего мела, в основном берриаса [12]. Пикродолериты в этих разрезах не обнаружены, толеитовые и субщелочные афировые базальты и гналокластиты радиологически (К/Аг) датируются поздней юрой-началом раннего мела, в прослоях радиоляритов в пачках микритовых известняков выявляется позднеюрский комплекс радиолярий.

Аналоги карбонатно-вулканогенной формации встречены лишь в разрезе Ерахской антиклинали и, по-видимому, в разрезе скв. 1-Арагат, где определяются среди базальтов пачки карбонатных пород и секущие лампрофиры. Во всех остальных разрезах, по данным бурения, формация либо не вскрыта, либо отсутствует, как например в разрезе скв. 1-Карабахлар; возможны и латеральные переходы карбонатно-вулканоген-

Таблица 1

Представительные химические составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций мезозоя Вединской офиолитовой зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,40	47,02	38,22	40,67	40,19	43,00	44,10	46,17	46,02	47,29	47,72	49,05
TiO ₂	2,01	1,80	0,37	0,45	1,08	0,56	2,16	1,86	1,80	2,64	1,48	1,89
Al ₂ O ₃	19,50	17,56	9,73	4,24	7,77	18,92	19,86	18,13	17,56	18,90	17,63	13,62
Fe ₂ O ₃	4,93	8,34	8,36	4,22	9,00	6,82	10,72	8,66	8,36	10,86	9,09	10,13
FeO	3,63	1,13	3,97	3,60	7,66	4,02	0,84	2,52	1,13	0,86	2,12	0,87
MnO	0,19	0,15	0,14	–	0,23	–	0,24	0,24	0,15	0,18	0,03	0,20
MgO	6,73	8,26	22,29	32,85	11,16	9,10	3,87	5,59	8,87	1,61	2,48	2,63
CaO	5,80	8,87	3,12	1,98	10,29	7,05	7,35	7,82	8,26	6,05	7,21	8,57
Na ₂ O	4,35	3,00	1,00	0,15	1,30	3,50	4,30	3,60	3,00	3,10	2,75	6,50
K ₂ O	1,29	2,50	0,08	0,01	0,40	0,13	0,50	0,25	2,50	3,00	2,80	0,50
P ₂ O ₅	0,36	0,30	–	0,09	0,11	0,09	0,18	0,13	0,30	0,52	–	–
CO ₂	–	–	–	10,76	9,15	6,94	2,55	2,15	–	–	–	–
n n n	5,31	1,79	13,13	0,05	2,43	0,02	3,76	3,27	1,15	5,57	6,87	6,17
Сумма	100,50	100,72	100,41	99,07	100,77	100,15	100,43	100,39	99,10	100,58	100,18	100,13

Примечание:

Карбонатно-вулканогенная формация (NN 1-5) Келловей-поздняя юра-берриас ($J_2^{cl} - J_3 - K_1^{ber}$). Субщелочные базальты основания и кровли: 1-обр. 554-80, высокотитанистый субщелочной базальт; 2-обр. 713-554-806, щелочной базальт, шаровая лава, басс. р. Манкук. (Закариадзе и др., 1983). Пикродолериты и пикробазальты толеитовой серии; 3-обр. 135а, пикродолерит из потока, "зеленая земля", ср. течение р. Манкук; 4-обр. 2000/25-2, пикродолерит, пр. берег р. Веди; 5-обр. 17а, пикробазальт, ср. течение р. Манкук. Кремнисто-вулканогенная формация (6-10) Ранний мел (K_1). Толеит-базальтовая серия: 6-обр. 2000/144, базальт, скв. 1, пр. берег р. Веди, в 1,4 км к СВ от развалин с. Азизкенд; 7-обр. 94-82, низкокалийный базальт с вариолит-афанитовой структурой, пр. берег р. Манкук; 8-обр. 94-92, афировый базальт из шаровой лавы, левый берег р. Веди. Субщелочная серия: 9-обр. 1, трахибазальт, ср. течение р. Манкук; 10-обр. К-1, трахибазальт с диабазовой основной массой, низовье р. Хосров, у развалин с. Карабахлар. Эффузивно-вулканокластическая формация (11-12). Альб-поздний мел ($K_1^{alb-2-3} - K_2^{cdn1}$). – Субщелочная серия: 11-обр. 1867, трахибазальт, скв. у с. Двин; 12-обр. 300/38, диабаз, левый берег р. Хосров.

ной формации в щелочно-базальтовую (например, щелочные базальты одной из надвиговых пластин Ерахского разреза, датируемые (К/Аг) позднеюрским временем).

Породы формации в верховье бассейна р. Веди прорваны субвулканическими витрофи-

ровыми андезитами (К/Аг – от 120 до 105 млн лет), крупные из них, диаметром до нескольких сот метров, в плане близки к овалу и тяготеют к оси антиклинали (рис.1). По левобережью среднего течения р. Манкук отмечены дайки и маломощные потоки андезитов. Структурная

связь крупных субвулканических выходов андезитов с Манкукской антиклиналью не случайна и указывает на конседиментационное становление антиклинали и ее глубинные связи с андезитовыми магматическими очагами конца раннемелового времени. К Манкукской антиклинали тяготеют также диатремы щелочных лампрофировых туфов. Как и мелкие рвущие тела габбро-диабазов, все они деформируют на контактах вмещающие породы карбонатно-вулканогенной формации.

Породами-индикаторами континентального рифтогенеза служат щелочные базальты, щелочно-лампрофировые туфы, а также карбонатиты. Этот этап рифтинга следует за раннеюрским этапом континентального рифтогенеза, представленного базальтовой формацией полосы с.с. Неграм-Азнаберд в Нахичеванской мульде. Позднеюрский рифт был смещен к северу относительно раннеюрского, продолжение которого в Араратскую долину следует ожидать под молассами неогена левобережной части р. Аракс.

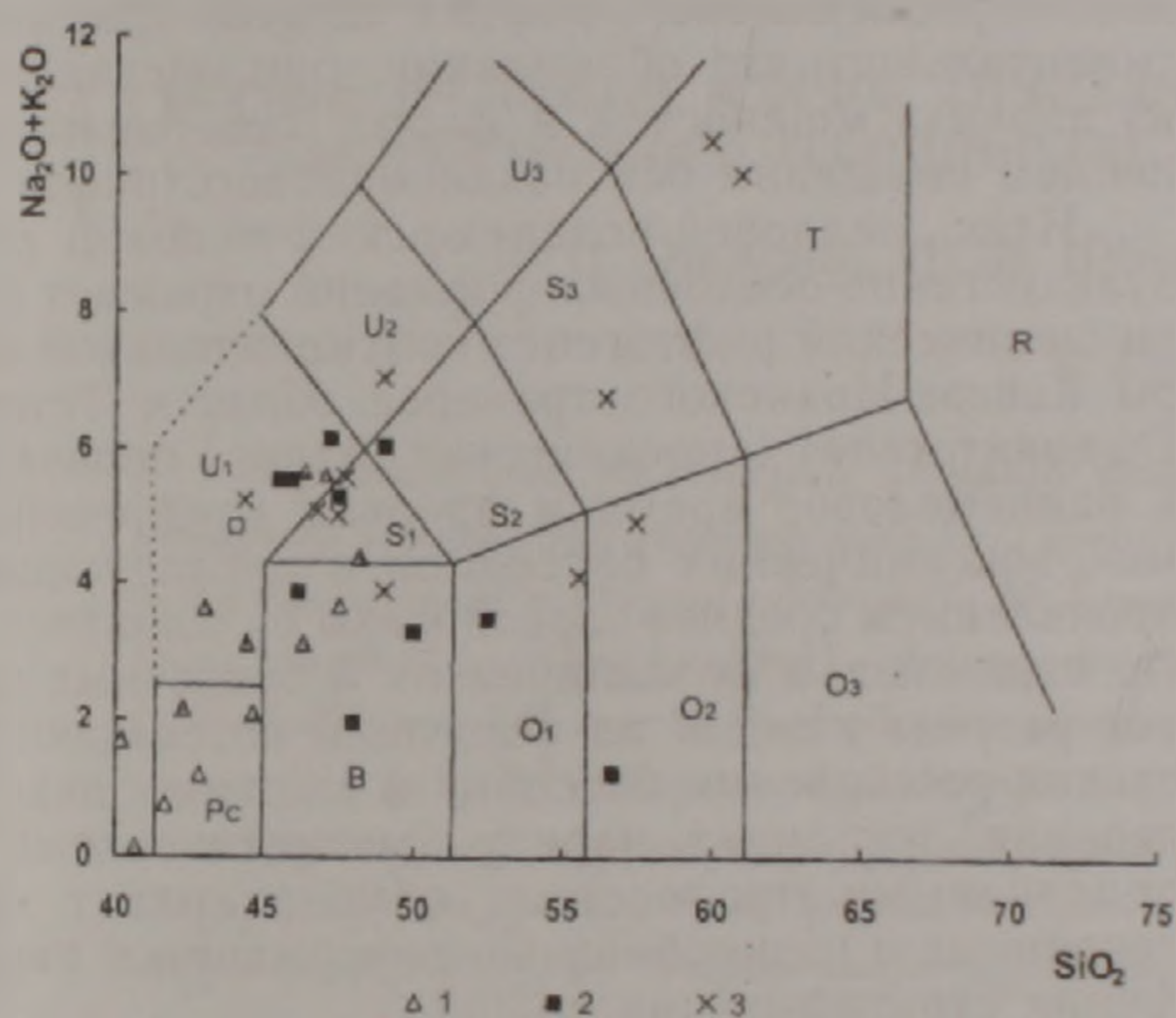


Рис.2 Составы вулканических пород на диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по [7]. 1 - вулканы карбонатно-вулканогенной формации; 2 - вулканы кремнисто-вулканогенной формации; 3 - вулканы эффузивно-вулканокластической формации.

Кремнисто-вулканогенная формация (валанжин-баррем-апт?). Разрезы формации состоят из базальтов с пачками и линзами сургучных радиоляритов, реже микритовых известняков. Суммарная мощность формации достигает 250-300 м. На крыльях Манкукской антиклинали породы формации соотносятся с карбонатно-вулканогенной формацией по системе разломов. Базальных обломочных отложений в основании разрезов не обнаружено. Предшествующие рифтингу компрессия и деформации пород происходили в подводной обстановке. Формация вмещает наиболее крупные протрузии серпентинитов, габбро, реже отмечаются субвулканические витрофировые андезиты. Наиболее крупные выходы серпентинизированных ультрабазитов и габбро размещены на северо-восточном крыле антиклинали. Вдоль разломов вмещающие базальты местами рассланцованы. Породам формации показательна менее интенсивная складчатость

сравнительно с карбонатно-вулканогенной формацией - складчатые деформации значительно усиливаются в местах внедрения габбро, субвулканических андезитов, кроме того обычны и конседиментационные деструкции радиоляритов перекрывающими их потоками базальтов. Низы разрезов формации по правобережью р. Манкук, в долине р. Спитак-джур и по левобережью р. Веди, восточнее развалин с. Азизкенд состоят из зеленовато-серых афировых толеитовых базальтов. От толеитовых базальтов карбонатно-вулканогенной формации они петрохимически отличаются пониженной магнезиальностью (рис. 3). Вверх по разрезу наращивается К-щелочность базальтов, верхняя секция формации состоит из красновато-бурых шаровидных щелочных порфировых (Pl-Ol-Cpx) недосыщенными нефелин-нормативными, высококалиевыми, титанистыми и глиноземистыми базальтами. Базальты верхней части разреза также включают пачки и линзы радиоляритов, изредка микритовых известняков. В верхах разреза картируются субвулканические трахиты, раннемелового возраста (К-Аг) которых определен в разрезе Ерахской антиклинали [3]. Приуроченность разновозрастных секущих магматических тел к разломам, обрамляющим антиклиналь, - признак длительного конседиментационного ее развития, об этом свидетельствуют также асимметрия строения антиклинали, разные мощности отложений по ее крыльям.

Мощности формации сокращаются до выклинивания к югу, в низовьях долин р.р. Спитак-джур и Манкук. Сеноман-туронские известняки здесь несогласно залегают на карбонатном перм-триасе - обозначается южное обрамление раннемелового бассейна. Вулканические разрезы формации (радиоляриты и известняки редки) левобережья верховья р. Веди сокращены в мощности. Между поднятиями варисийского комплекса здесь существовал узкий пролив, расширявшийся к юго-востоку, к бассейну р. Арпа.

Итак, раннемеловой (валанжин-баррем) этап рифтогенеза, наиболее значительного за мезозойскую историю, представлен толеитовыми и преимущественно субщелочными базальтами и кремнистыми осадками при латеральном к краям бассейна замещении их известняками. Вероятно, к наиболее бортовым следует относить выявленные в строении меланжа Ерахской антиклинали олистолиты кристаллических коралловых известняков раннемелового возраста, а к промежуточной фациальной полосе - щелочные базальтоиды с пачками красных микро-мелкозернистых известняков. Начало компрессии рифта обозначается сменой вверх по разрезу толеитовых базальтов щелочными разностями, а также появлением трахитов, которые, по мнению ряда петрологов, могут быть отнесены к офиолитовой серии [18].

Соотношения кремнисто-вулканогенной формации с габбро-гипербазитовым комплексом многообразны. Так, вблизи осевой части палеорифта (С-В крыло Манкукской антиклинали) картируются относительно крупные покровные пластины серпентинитов сейсмогравитационного

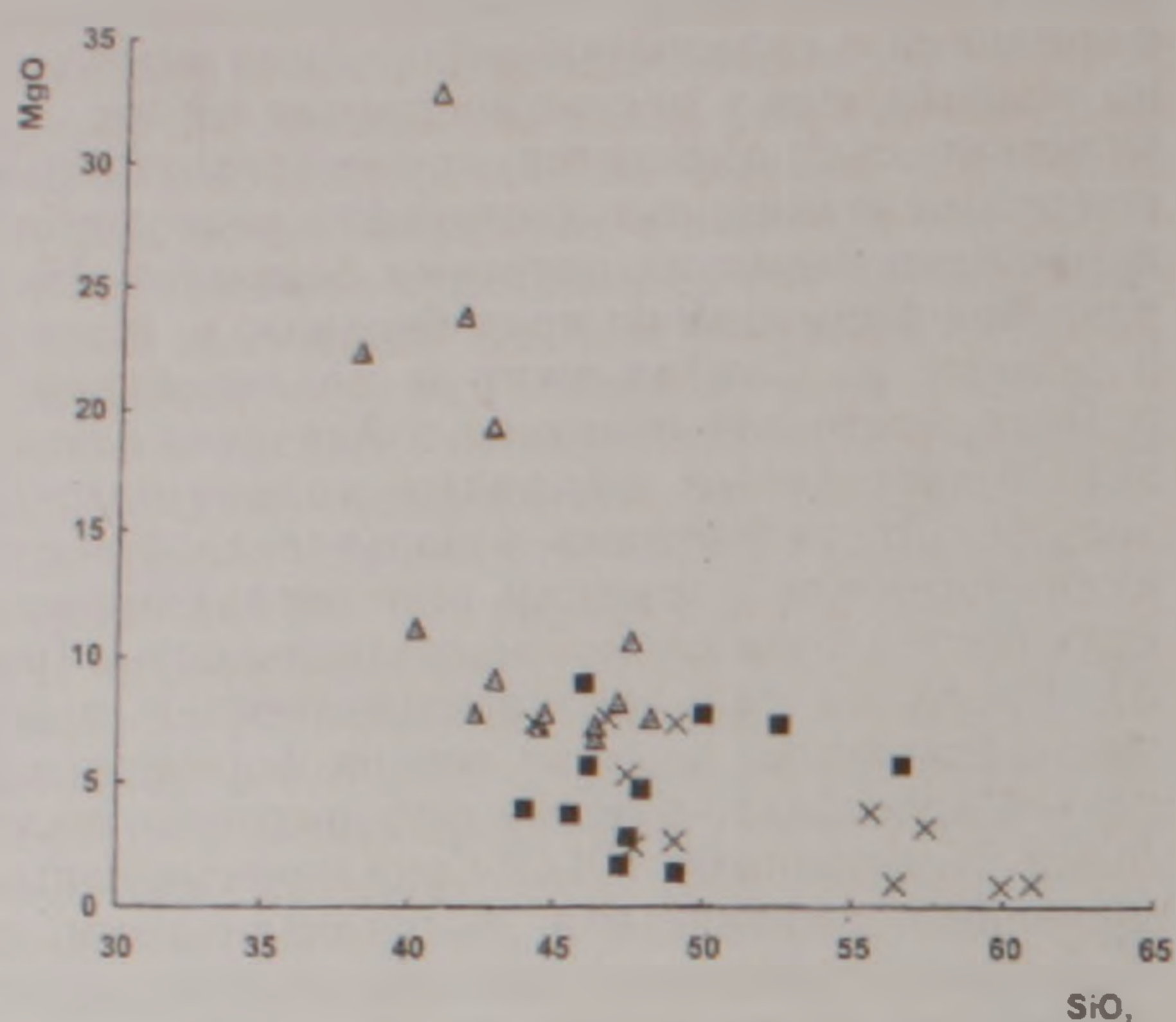


Рис 3. Составы вулканических пород на диаграмме SiO_2 - MgO (Усл. обозн. см. рис. 2)

происхождения, включая и современные приразломные оползни. В Ерахском разрезе и в разрезах ряда глубоких скважин (1 — Карабахлар, 5 — Маркара и др.) над вулканитами офиолитовой серии покровы серпентинитов не отмечены, а в скважине Октемберян-1 мощный разрез офиолитовых габбро вскрыт в основании толеитовых базальтов. Во многих обнажениях габбро и серпентиниты имеют отчетливо рвущие контакты относительно вмещающей толщи, в разрезе которой встречаются и серпентинитокласты. Выводы [17] о наличии двух покровных пластин: нижней, радиоляритово-эффузивной и верхней — габбро-гипербазитовой, как видно по результатам геокартирования и изучения разрезов глубоких скважин, заслуживают дальнейшего критического рассмотрения. Эта схема имеет локальное значение в пределах оси палеорифта.

Эффузивно-вулканокластическая формация (поздний альб — раннеконьякское время). С. Д. Соколов [17] весь объем эффузивно-вулканокластической формации относит к олистоостроме. Между тем, в разрезе отчетливо картируются потоки субщелочных базальтов и базальтовых андезитов, вверх по разрезу они сменяются вулканическими брекчиями трахиандезитов. Вулканические породы включают линзы и пачки мелкозернистых апоорганогенно-обломочных, реже микрозернистых известняков, глинистых алевролитов. Нередко цементом вулканических брекчий служит известковый материал с остатками фораминифер плохой сохранности (*Cristellaria* sp.). Из аргиллитов и редких яшм указываются позднемеловые радиолярии [6]. Изредка обнаруживаются силлы тешенитов, трахитов. Как очевидно, этот парагенез пород отличается от пород позднеюрских-раннемеловых формаций. Кроме того, вулканиты обнаруживают известково-щелочной тренд, дифференцированность составов до трахиандезитов (SiO_2 44-61%), относясь к высококалийному, высокотитанистому типу. Суммарная мощность формации (без олистоостромы) в среднем течении р. Хосров достигает 140 м.

Контакты с известняками турона осложнены взбросами; в целом породы формации менее интенсивно складчаты. Залегающая в основании олистоострома участками будинирована. Резко сокращаются мощности формации к низам долины, а также восточнее, к междуречью р. р. Спитакджур и Манкук и к верховью долины р. Веди. Наибольшие мощности формации, не менее 400 м, характеризует разрез глубокой скважины к северо-востоку от с. Двин: разноразмерные туфы базальтового и андезитового состава с линзами (?) алевролитов, известняков и изредка радиоляритов. В досенонском разрезе Ерахской антиклинали картируются андезитовые и андезитдацитовые брекчии в виде даек и штоков. Небольшие выходы спилитизированных базальтовых порфиритов позднего мела (К/Аг датировки) выявлены севернее, в долине р. Азат.

Рифтогенная тектоническая обстановка накопления эффузивно-вулканокластической формации резко отличается возникновением на новообразованной континентальной коре замкнувшегося раннемелового рифта с охватом края континентального его обрамления, при очевидном, из анализа мощностей и фаций, северонаправленном смещении оси позднемелового рифта.

Итак, келловей-позднеюрский-меловой ряд вулканогенно-осадочных формаций отражает полициклический рифтогенез континентальной коры Кавказ-Иранского траверса области Тетис. Офиолитогенез (спрединговая стадия) проявлен в раннемеловое время и прерван компрессией микроокеанических бассейнов с последующим проявлением среднемеловой фазы складчатости. По парагенезам вулканических и осадочных пород разреза каждой из формаций воссоздаются стадии расширения бассейна и сжатия; "аккордеонная" тектоника, наряду с магматическими и оползневыми процессами, обуславливает интенсивные и разнообразные деформации и нарушения стратификации толщ.

Исследование выполнено в рамках конкретной темы Министерства образования и науки Армении.

Авторы выражают благодарность ак. НАН РА ИГН Р. Т. Джрбашяну, научным сотрудникам ИГН, на разных стадиях исследования принимавших в них участие, — Р. Т. Таяну, М. А. Арутюнян, сотрудникам аналитических лабораторий ИГН, а также работникам Хосровского заповедника за содействие в исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1978, 257 с.
2. Асланян А. Т., Сатиан М. А., Мнацаканян А. Х. и др. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1987, №1, с. 9-16.
3. Багдасарян Г. П., Сатиан М. А., Варданян А. В. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1989, №6, с. 11-18.
4. Бслов А. А., Брагин Н. А. и др. Новые данные о

возрасте офиолитов Веди (Армения) ДАН СССР. 1991, т. 32, №4, с. 784-788

5. Егоян Б.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 180 с.
6. Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №2, 1976, с. 155-160.
7. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1977.
8. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон, Геотектоника, №4, 1976, с. 54-66.
9. Ломизе М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ) Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, 45, вып. 6.
10. Ренгартен В.П. Региональная стратиграфия СССР. Т. 6. М.: Изд. АН СССР, 1959, 537 с.
11. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Армянской ССР, 1967, т. XLV, №2, с. 82-84.
12. Сатиан М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Армянской ССР, 1989, т. 88, №5, с. 228-231.

13. Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х. О геологическом строении и кинерагении лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, т. L, №1-2, с. 14-24.
14. Сатиан М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с. 14-21.
15. Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДАН Армении, т. 100, №2, 2000, с. 159-164.
16. Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 163 с.
17. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 93 с.
18. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С. и др. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составу пород и расплавов. Геохимия, 1983, №8, с. 1140-1158.
19. Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.

ՎԵԴԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՄԵԶՈԶՈՅԱՆ ՀՐԱՔԻԱՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ, ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ (ՀՀ ՎԵԴԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻ)

Մ. Ա. Սաթյան, Ա. Խ. Մնացականյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան

Ա Ն Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Տեկտոնացված մեզոզոյան հասակի հրաբխանստվածքային ստվարաշերտի կտրվածքում (Խոսրովի հրաբխային շերտախումբ [5]) մանրակրկիտ քարտեզագրումով և լիթո-պետրոլոգիական ուսումնասիրություններով անջատվել են հրաբխանստվածքային ֆորմացիաներ՝ 1) կարբոնատա-հրաբխային (կելլովեյ-բերրիաս) - մայրցամաքային ռիֆտոգենների փուլ; 2) կայծքարա-հրաբխային (վալանժին-բարեմ) սպրեդինգի ընդհատված փուլ; 3) էֆուզիվ-հրաբխաբեկորային (միջին-վերին ալբ - վաղ կոնյակ) - նորաստեղծ մայրցամաքային կեղևի ռիֆտոգենների փուլը:

Ֆորմացիայի ուղղաձիգ շարքը բնորոշում է Իրանական սալի հյուսիսային եզրի ռիֆտոգենների հաջորդականությունը, նաև կարճաժամկետ սպրեդինգի և օֆիոլիտոգենների փուլ, ընդհատված միջին կավճի վերջին Խեոտիսի տարածքի կոմպրեսիայի հետևանքով:

ON MESOZOIC VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY FORMATIONS OF THE R.VEDI UPPER REACHES (VEDI OPHIOLITE ZONE OF ARMENIA)

M. A. Satian, A. Kh. Mnatsacanian, J. H. Stepanian

Abstract

The carbonate-volcanogenic (Callovian-Berriasian), siliceous-volcanogenic (Valanginian-Barremian-Aptian(?)) and effusive-volcaniclastic (Middle-Upper Albian-Lower Coniacian) formations mapped amid the outcrops of the Mesozoic tectonized succession in r.Vedi upper reaches are characterized the polycyclic riftogenesis of the Iranian plate northern margin. Following the continental rifling the stage of spreading (Valanginian-Barremian) were interrupted by middle Cretaceous compression of the Vedi microocean.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2001 г. М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян, К. Л. Галоян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 23.04.2001 г.

На основе анализа изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) данных (табл.) различных формационных типов руд и особенностей геологического строения Марцигетского рудного поля предложен механизм формирования золоторудной минерализации. Установлено, что формирование гематит-магнетитового высокотемпературного (770°C) и медно-гематитового среднетемпературного ($360 \pm 310^\circ\text{C}$) формационных типов руд происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Отложение низкотемпературной (180°C) золото-свинцово-цинковой минерализации происходило из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. Отложение различных типов руд было обусловлено не изменением исходного состава растворов, а сменой рудоконтролирующих факторов, выпадение самородного золота – восстановлением иона золота. Содержание золота в различных формационных типах руд контролировалось не концентрацией золота в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя. Формирование гематит-магнетитовой минерализации, характеризующейся наиболее низкими концентрациями золота, происходило в сильно окислительных условиях. Переход к медно-гематитовым рудам был обусловлен понижением окислительного потенциала и сопровождался повышением концентраций золота в рудах. Наиболее благоприятные условия для отложения золота имелись в конвективно-циркуляционной гидротермальной системе. Несмотря на более низкие концентрации золота в гидротермальных растворах этой системы, наиболее высокие содержания золота фиксируются в свинцово-цинковых рудах.

Марцигетское рудное поле расположено в Северной Армении в пределах Севано-Ширакского синклинория, в нижнем-среднем течении р. Марц и приурочено к пограничной полосе Сомхето-Карабахского антиклинория и Севано-Ширакского синклинория. В течение свыше 30 лет в пределах рудного поля сотрудниками Управления геологии Армении были осуществлены геолого-поисковые и геологоразведочные работы на золото-полиметаллическое оруденение. В результате разнотипных исследований, проведенных П.Ф.Сопко, С.Г.Алояном, П.Г.Алояном, Г.А.Чубаряном и Г.А.Туманяном, О.А.Саркисяном, В.О.Пароникяном и А.И.Карапетяном, Г.П.Алояном и др., к настоящему времени установлены основные особенности геолого-тектонического строения рудного поля, структурные условия локализации оруденения, дана характеристика минерального состава и геохимии руд отдельных участков. В то же время некоторые важные вопросы рудообразования и прежде всего механизм формирования золоторудной минерализации до настоящего времени оставались открытыми. Целью предлагаемой статьи является восполнение этого пробела на основе результатов изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) исследований минерализации Марцигетского рудного поля.

Краткая геологическая характеристика

В геологическом строении рудного поля принимают участие в основном эоценовые образования*. Фаунистически охарактеризованные нижнеэоценовые отложения трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегают на среднеюрских вулканитах и представлены глинами, алевролитами, мергелями, известняками,

песчаниками с прослоями угля и углистыми сланцами. На них, с небольшим угловым несогласием, залегают фаунистически охарактеризованные среднеэоценовые образования – в низах разреза флишеидные отложения, сменяющиеся мощной толщей вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований (туфы, туффиты, туфобрекчии, миндалекаменные базальты, базальтовые андезиты, андезиты, их туфы и др.). Согласно П.Ф.Сопко и др. (1955), [3,4 и др.], залегающие выше по разрезу образования, в том числе породы сотской свиты (туфы и вулканиты дацит-риолитового состава), также относятся к среднему эоцену. В то же время К.А.Мкртчяном южнее г.Сот, в районе г.Борборт, было установлено, что среднеэоценовые образования перекрываются, толщей осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических образований, с базальными конгломератами в основании, в низах которой была обнаружена нуммулитовая фауна, характерная для переходных слоев среднего-позднего эоцена, что явилось основанием для выделения здесь верхнеэоценовых образований [7]. Позднее верхнеэоценовые образования были выделены также на геологической карте района М 1:50000, составленной Г.А.Туманяном в 1969г. Если одновременно учесть результаты определения К-Аг изотопного возраста вулканитов, субвулканических и дайковых образований рассматриваемого района [6], (Карапетян, Пароникян, 1983), свидетельствующие о наличии пород двух возрастных групп – среднеэоценовой ($48 \div 56\text{Ma}$) и верхнеэоценовой ($40 \div 46\text{Ma}$), а также их четкие петрохимические отличия (в частности, повышенная К-ая щелочность верхнеэоценовых разностей), то наличие верхнеэоценовых образований в пределах Марцигетского рудного поля можно считать достаточно обоснованным.

В структурном отношении оруденение приурочено к Икатакской горст-антиклинали в пре-

* Описание стратиграфического разреза приводится в объеме, необходимом при обсуждении результатов изотопных исследований

делах висячего крыла Марцигетского разлома СЗ простирания, при этом оруденение контролируется зонами трещиноватостей, субвулканическими и дайковыми образованиями, вытянутыми вдоль Марцигетского разлома (Сопко, 1955), [3,4 и др.]. Рудовмещающие породы представлены пирокластами и лавами базальтов, базальтовых андезитов, андезитов, дацитов.

Изотопный К-Аг возраст околорудных метасоматитов (аргиллизиты) отвечает верхнему эоцену и варьирует в пределах 40 ÷ 44Ма, соответствуя изотопному возрасту кислых вулкани- тов, даечных и субвулканических образований [6], (Карапетян, Пароникян, 1983). Наиболее молодое возрастное значение – 34Ма (олигоцен) получено для гипабиссальных роговообманковых габбро в пределах Дзагидзорского участка. Учи- тывая это обстоятельство, оруденение Марци- гетского рудного поля связывается с позднезо- цен-олигоценовым магматизмом (Карапетян, Пароникян, 1983).

Обсуждение результатов

Согласно результатам минералого-геохими- ческого изучения минерализации Марцигетского рудного поля (Пароникян, 1974; Карапетян, Па- роникян, 1983) выделяется несколько формацион- ных типов руд, слагающих единый генетический ряд: контактово-метасоматический гематит-маг- нетитовый (высокотемпературный), медно-гематитовый с пирит-гематит-халькопиритовым и пи- рит-халькопиритовым подтипами (среднетемпе- ратурный), золото-свинцово-цинковый с медно- цинковым и свинцово-цинковым подтипами руд (средне-низкотемпературный). Все указанные формационные типы руд золотоносны. Для ука- занных формационных типов определены изо- топные составы кислорода минералов (кварц, маг- нетит), температуры их формирования, рассчи- таны значения $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов, определены значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцитов (табл.). Результаты изотопных измерений пред- ставлены в значениях δ , в ‰, для кислорода относительно стандарта SMOW, для углерода от- носительно стандарта PDB. Погрешность изо- топного анализа не превышает $\pm 0.2\text{‰}$. Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов рассчи- тано по экспериментально установленной зави- симости фракционирования кварц—вода от тем- пературы [9]. Высокотемпературная стадия пред- ставлена гематит-магнетитовой ассоциацией (обр Д-26, Д-65), среднетемпературная – пирит- халькопиритовой (обр Д-110, Д-101), низкотем- пературная – галенит-сфалеритовой (обр Б-35, Б-220). Образцы высоко- и среднетемпературной ассоциации отобраны из уч.Дзагидзор, остальные – из уч.Будагидзор.

Высокотемпературная гематит-магнетитовая минерализация на Дзагидзорском участке при- урочена к туфогенным породам среднего эоцена в экзоконтактовой полосе гипабиссальной ин- трузии роговообманковых габбро. Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды флюидной фазы габбро обычно нахо- дится в пределах 5.5 ÷ 6.0‰. Несмотря на то, что температура отложения гематит-магнетито-

вой ассоциации очень высока (770°C), однако счи- тать, что $\delta^{18}\text{O} = 10.5\text{‰}$ является исходным зна- чением воды рудоносных флюидов не представ- ляется возможным. Если даже это значение при- нять за исходное, то никакой изотопный меха- низм не способен объяснить вариации $\delta^{18}\text{O}$ воды в рассматриваемом ряду (10.5-5.1-4.6-6.8‰). Как известно, в условиях понижения темпера- туры взаимодействие растворов с рудовмеща- ющими породами приводит к облегчению $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов. Аналогичный эффект наблюда- ется на поздних стадиях рудообразования в ре- зультате смешения исходных рудоносных раст- воров с водами поверхностного происхождения. В рассматриваемом же случае на полиметалли- ческой стадии наблюдается обратное явление – утяжеление значения $\delta^{18}\text{O}$ воды. С целью объяс- нения наблюдаемых вариаций рассмотрим осо- бенности геологического строения рудного поля и механизм гидротермального рудообразования.

Таблица
Изотопные составы кислорода минералов, воды рудообразующих растворов, углерода кальцитов и температуры рудообразования

NN обр	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ минерала	$\delta^{13}\text{C}$ минерала	t, °C	$\delta^{18}\text{O}$ воды
Д-26	кварц	10.9	—	770	10.5
	магнетит	5.5	—		
Д-65	магнетит	5.8	—	—	—
Д-110	кварц	10.1	—	360	5.1
Д-101	кварц	11.1	—	310	4.6
Б-35	кварц	19.9	—	180	6.8
Б-220	кварц-I	14.0	—	—	—
	кварц-II	21.5	—	—	—
Б-226	кальцит	15.1	-1.7	—	—
Б-103	кальцит	17.3	-0.9	—	—
Б-209	кальцит	12.5	-0.2	—	—

Как ранее нами было показано [1,2,5 и др.], механизм гидротермального рудообразования, в общем виде, представляется следующим образом. Из любого участка магматического тела, генери- рующего рудоносные растворы, флюидная фаза может выходить только после полной кристал- лизации расплава данного участка и формирова- ния контракционных и тектонических трещин. Химический состав рудоносных флюидов в пе- риод их генерации остается неизменным. Более того, химические составы растворов, генерируе- мых разнообразными породами единой генети- ческой серии, качественно аналогичны. Посколь- ку раскристаллизация расплава происходит по мере потери тепловой энергии, то генерация рудо- носных флюидов начинается непосредственно после внедрения расплава и раскристаллизации приконтактовой зоны и прекращается с завер- шением кристаллизации. Флюидная фаза выходит под давлением и движется во вмещающие поро- ды в виде многочисленных потоков, слагая гидро- термальную систему направленно движущихся

растворов. Мощность и каналы движения этих потоков во времени изменяются, чем и объясняется наблюдаемая на гидротемальных месторождениях прерывистость рудоотложения. Причиной движения растворов является высокое давление флюидной фазы, многократно превышающее давление в трещинах вмещающих пород. Флюиды находятся под литостатическим давлением, а давление в трещинах вмещающих пород может колебаться от атмосферного до гидростатического значения для данной глубины. По мере удаления от источника происходит понижение температуры и давления рудоносных растворов. Понижение давления приводит к замедлению, а потом и к прекращению направленного движения растворов и обуславливает переход в гидротермальную систему иного — конвективно-циркуляционного типа. Как свидетельствуют результаты многочисленных изотопных исследований различных рудно-магматических систем, в процессах рудообразования участвуют также воды поверхностного происхождения. В гидротермальной системе направленно движущихся растворов смешение с поверхностными водами происходит в небольшом масштабе по мере понижения давления магматогенных растворов, в то время как в конвективно-циркуляционной системе смешение возможно в неограниченных пропорциях. Отложение рудных минералов и смена состава минеральных ассоциаций обусловлены изменением окислительно-восстановительных условий рудообразования. В гидротермальной системе направленно движущихся растворов последовательность отложения парагенетических ассоциаций соответствует последовательности проявления рудоконтролирующих факторов, что фиксируется в изотопном составе кислорода воды рудообразующих растворов. В конвективно циркуляционной гидротермальной системе связь между рудоконтролирующими факторами и составом минеральных ассоциаций не наблюдается. Здесь состав минеральных ассоциаций определяется законом действия масс, а смена состава обусловлена изменением химического состава рудообразующих растворов в результате отложения минерального вещества.

Перейдем к рассмотрению механизма рудоотложения в пределах Марцигетского рудного поля. Непосредственно после внедрения расплава габбро начинаются нагрев вмещающих пород, охлаждение и раскристаллизация расплава в приконтактной зоне. В нижней части разреза среднего эоцена Дзагидзорского участка широко развиты известняки и известковистые отложения. Раскристаллизация расплава приводит к генерации рудоносных флюидов, а нагрев вмещающих пород — к термическому разложению известняков и образованию CO_2 . При температурах выше 550°C начинается, а при 770°C идет бурное термическое разложение CaCO_3 . Если изотопный состав кислорода воды рудоносных флюидов оценивается в $5.5 \div 6.0\text{‰}$, то изотопный состав кислорода морских известняков, как известно, колеблется в пределах $22 \div 30\text{‰}$. Взаимодействие флюидов, генерируемых интрузивом и CO_2 из-

вестняков, обусловило утяжеление изотопного состава воды рудообразующих растворов (10.5‰) и привело к отложению гематит-магнетитовой минерализации, поскольку CO_2 является скислителем. На среднетемпературной стадии минерализации термическое разложение известняков уже невозможно, а поскольку рудоотложение происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, то последние могли взаимодействовать только с рудовмещающими вулканитами. Поэтому $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов характеризуются значениями, обычными для магматогенных растворов ($4.6 \div 5.1\text{‰}$). Смена гематит-магнетитовой ассоциации на медную обусловлена прекращением воздействия CO_2 на рудоносные растворы. Влияние известняков вновь фиксируется на низкотемпературной стадии минерализации и также проявляется в утяжелении $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов (6.8‰). Причиной нового утяжеления на поздних стадиях рудоотложения являлась смена типа гидротермальной системы. Рудоотложение происходило уже не из системы направленно движущихся растворов, а из гидротермальной системы конвективно-циркуляционного типа, растворы которой имели возможность взаимодействовать с различными породами стратиграфического разреза, в том числе и с известняками. Взаимодействие рудоносных растворов с известняками фиксируется и в изотопном составе углерода кальцитов. Значение $\delta^{13}\text{C}$ основных источников углерода оценивается в следующих пределах: морские известняки около нуля, глубинный углерод — от -5 до -8‰ и органический углерод осадочных пород обычно легче -20‰ [8]. Очевидно, что изотопный состав анализированных образцов кальцита ($-1.7\text{‰} \pm 0.2\text{‰}$) можно оценить как смесь глубинного углерода с углеродом морских известняков. Образец Б-220 Будагидзорского участка содержит кварц двух генераций, значительно отличающихся по изотопному составу кислорода (на 7.5‰), причем $\delta^{18}\text{O}$ кварца второй генерации аналогичен с кварцем полиметаллической ассоциации. Согласно расчетам, при значении $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов 6.8‰ температура отложения этого кварца составляет 160°C , а температура отложения кварца—I из тех же растворов — 300°C . Различия $\delta^{18}\text{O}$ кварцев объясняется более высокой температурой отложения кварца—I и более легким значением $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов. Иначе говоря, кварц—I отлагался из гидротермальной системы направленно движущихся растворов.

Рассмотрим вопросы отложения золоторудной минерализации. В настоящее время существуют различные представления о формах переноса золота — в виде сульфидных, тиосульфатных, хлоридных и др. соединений. Общим в этих представлениях является то, что перенос золота растворами осуществляется в виде химических соединений. Золото, как и другие металлы в химических соединениях, проявляет положительную валентность и для получения самородного золота необходимо восстановление иона золота. В вышерассмотренном механизме рудообразо-

вания благоприятные условия для отложения золоторудной минерализации не обнаруживаются. Так, высокотемпературная ассоциация отлагалась под воздействием окислителя (CO_2). При отложении среднетемпературной ассоциации также не наблюдается влияние восстановителя, и хотя можно говорить о понижении окислительного потенциала, однако и среднетемпературная ассоциация отлагалась в окислительных условиях, о чем свидетельствует и минеральный состав руд — пирит, халькопирит, гематит.

И все же, несмотря на окислительные условия рудообразования, отложение золота имело место. Объяснить это можно только формированием восстановителя в результате химических реакций отложения других минералов и околорудного изменения вмещающих пород. Иначе говоря, формирование золоторудной минерализации происходило не под воздействием стабильного рудоконтролирующего фактора, а зависело от других процессов. В этом случае золото отлагается по мере формирования восстановителя и в соответствующих ему количествах. Содержание золота в рассматриваемых различных формационных типах руд вполне согласуется с таким представлением. Отложение руд различных формационных типов является следствием эволюции исходных рудоносных растворов и, поскольку все они содержат золото, то логично предполагать понижение концентрации золота в растворах от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным, тем более, что на низкотемпературной (полиметаллической) стадии исходные рудоносные растворы существенно разбавлялись поверхностными водами. Однако, согласно результатам минералого-геохимических исследований от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным наблюдается не понижение, а повышение содержаний золота (Карапетян, Пароникян, 1983). Очевидно, что в данном случае содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией золота в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя. От гематит-магнетитовой ассоциации к пирит-халькопиритовой наблюдается понижение окислительного потенциала и повышение содержания золота в рудах. Дальнейшее повышение содержания золота в полиметаллических рудах также объясняется более восстановительными условиями рудообразования, чем на предыдущих стадиях. Однако связь с рудоконтролирующим фактором в этом случае невозможно обнаружить. Можно только предположить наличие более благоприятных условий для отложения золоторудной минерализации, поскольку на разных уровнях и на разных ветвях конвективно-циркуляционной системы одновременно могут существовать различные физико-химические условия.

На окислительно-восстановительные условия рудообразования влияет также участие в процессах поверхностных вод, однако и смешение поверхностных вод с магматогенными растворами не создает благоприятных условий для отложения самородного золота. С метеорной водой в гидротермальную систему поступает атмосфер-

ный кислород, а с морской водой — сульфаты и карбонаты. Сера и углерод в этих соединениях находятся в высшей степени окисления и могут являться только окислителем. Изотопный эффект от взаимодействия растворов с известняками настолько значителен, что по имеющимся изотопным данным невозможно однозначно решить вопрос типа поверхностных вод. Исходя из трансгрессивного залегания нижнего эоцена на юрских образованиях литологического состава пород, палеотектонических условий и особенностей изотопных данных, наиболее вероятным представляется участие в процессах рудообразования морской воды.

В механизме гидротермального рудообразования вопрос источника рудоносных растворов является одним из важнейших вопросов. С позиции генетической связи рудной минерализации с верхнеэоцен-олигоценным магматизмом вполне корректно сопоставление образцов из разных участков рудного поля. Однако, результаты наших исследований позволяют более конкретизировать решение этого вопроса. Согласно механизму гидротермальной системы направленно движущихся растворов наиболее ранняя — высокотемпературная ассоциация отлагается ближе к источнику растворов и имеет наименьшее распространение на месторождении. Последующие более низкотемпературные ассоциации имеют более широкое развитие и все больше отдаляются от источника рудоносных растворов. Этот механизм приводит к зональному расположению парагенетических ассоциаций относительно источника. Если рудная минерализация развивается главным образом в латеральном направлении от магматического тела, то формируется горизонтальная зональность, если же в вертикальном направлении — то проявляется вертикальная зональность. Наличие на разных участках рудного поля минеральных ассоциаций аналогичных составов, например гематит-магнетитовой минерализации на Дзагидзорском участке и в юго-восточной части рудного поля или же медно-гематитовых руд на Дзагидзорском участке и на уч. Мгарт однозначно свидетельствует о том, что источники рудоносных растворов различны. Разобщенность участков рудопроявлений и их линейное размещение по простиранию Марцигетского разлома объясняется таким же расположением магматических тел, являющихся источниками рудоносных растворов. Являются ли они самостоятельными магматическими телами или апофизами более крупного магматического тела (магматический диапир) — это вопрос дальнейших исследований. В данном случае важен другой вопрос. Если мы имеем дело с самостоятельными магматическими телами и более того — различного петрографического состава, то может возникнуть вопрос о корректности предложенной модели механизма рудообразования, поскольку изотопные составы кислорода растворов, генерируемых расплавами основного, среднего и кислого составов, как и концентрации в них золота будут отличаться друг от друга. Однако, в данном случае эффекты влияния среды на растворы

гораздо значительнее, чем ожидаемые различия $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов различных источников. Отличия в исходных содержаниях золота в растворах разных источников также не влияют на выводы проведенного обсуждения, поскольку, как было показано, содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией золота в растворах, а содержанием и формой проявления восстановителя.

Работа выполнена в рамках темы 1327, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N3, с.3-11.
2. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Роль геологической среды в формировании эндогенных гидротермальных месторождений (по результатам изотопных исследований некоторых месторождений Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.27-38.

3. Алоян П.Г., Алоян С.Г., Давтян А.А. Особенности геологического строения и перспективы промышленного освоения Марцигетского месторождения. В кн.: Тр.Армниипроцветмета. Ереван, 1987, с.100-110.
4. Алоян П.Г. Геолого-структурные особенности локализации Марцигетского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.62-65.
5. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. Геохимия, 1990, N1, с.91-105.
6. Багдасарян Г.П., Пароникян В.О. Геолого-радиологические данные о палеогеновых магматических породах Марцигетского рудного поля. В кн.: Магматизм и рудообразование Армянской ССР. Зап.Арм.отд. ВМО, вып.9, 1978, с.5-10.
7. Мкртчян К.А. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклинария Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, 1960, т.31, N1, с.49-52.
8. Хейфец Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир. 1983, 196с.
9. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J.Geophys. Res. 1972, 77, p.3057-3067.

ՄԱՐՑԻԳԵՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ , ՁԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Մ.Ս.Հակոբյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան, Ղ.Լ.Գալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մարցիգետի հանքային դաշտի երկրաբանական յուրահատկությունների և հանքայնացման տարրեր ֆորմացիոն տիպերի հանքանյութերի իզոտոպային ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) տվյալների (աղյուսակ) անալիզի հիման վրա առաջարկված է ոսկու հանքայնացման առաջացման մեխանիզմը: Պարզվել է, որ հանքայնացման բարձր ջերմաստիճանային (770°C) հեմատիտ-մագնետիտային և միջին ջերմաստիճանային ($360-310^\circ\text{C}$) պղինձ-մագնետիտային ֆորմացիոն տիպերի հանքանյութերի առաջացումը ընթացել է ուղղորդված շարժվող լուծույթների հիդրոթերմալ համակարգից: Ցածր ջերմաստիճանային (180°C) ոսկի-կապար-ցինկի հանքայնացման նստեցումը կատարվել է կոնվեկտիվ-չրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգից: Հանքայնացման տարրեր տիպերի նստեցումը պայմանավորված է եղել ոչ թե լուծույթների ելակետային, սկզբնական կազմի փոփոխություններով, այլ հանքավերահսկիչ գործոնների փոխոխություններով, իսկ ոսկու նստեցումը՝ ոսկու իոնի վերականգնմամբ: Հանքայնացման տարրեր ֆորմացիոն տիպերում ոսկու պարունակությունը վերահսկվել է ոչ թե հանքաբեր լուծույթներում ոսկու կոնցենտրացիայով, այլ վերականգնիչի պարունակությամբ: Ոսկու առավել ցածր կոնցենտրացիաներով բնութագրվող հեմատիտ-մագնետիտային հանքայնացման առաջացումը ընթացել է ուժեղ օքսիդացման պայմաններում: Անցումը պղինձ-հեմատիտային հանքայնացման պայմանավորված է եղել օքսիդացման պոտենցիալի նվազմամբ և ուղեկցվել է այդ հանքանյութերում ոսկու կոնցենտրացիայի մեծացմամբ: Ոսկու անջատման առավել բարենպաստ պայմանները եղել են կոնվեկտիվ-չրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգում: Չնայած այս համակարգի հիդրոթերմալ լուծույթներում ոսկու առավել ցածր կոնցենտրացիաներին, նրա առավել բարձր պարունակությունները գրանցվում են կապար-ցինկային հանքանյութերում:

FORMATION MECHANISM FOR GOLD ORE MINERALIZATION IN THE MARTSIGHET ORE FIELD

M. S. Hakopyan, R. L. Melkonyan, K. L. Galoyan

Abstract

A mechanism of formation of gold-ore mineralization is suggested based on the analysis of isotopic data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) (Table) for ores of various formation types and considering geologic structure features of the Martsighet ore field. It is established that origination of high-temperature (770°C) hematite-magnetite and medium-temperature ($360\div 310^\circ\text{C}$) copper-hematite ore-formation types was taking place within the hydrothermal system of solutions in ordered motion. Deposition of the low-temperature (180°C) gold-lead-zinc mineralization was determined by a hydrothermal system of convective circulation. Deposition of diverse types of ores was determined not by the change of initial composition of the solutions, but by the change of regulating factors, while settling-out of natural gold was regulated by reduction of gold ions. In the ores produced by various formation types, contents of gold were controlled not by the gold content in ore-bearing solutions, but by the content of reducing agent. Formation of the hematite-magnetite mineralization, which was characterized by the lowest content of gold, was taking place in the conditions of strong oxidation. Transition to copper-hematite ores was determined by reduced oxidation potential and accompanied by an increase of gold content in the ores. Conditions most favorable for gold deposition were available in the hydrothermal system of convective circulation. Despite lower gold contents in hydrothermal solutions of this system the highest contents of gold are observed in lead-and-zinc ores.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 17-19

КАПУТСАРСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД И ЕГО ПЕРСПЕКТИВЫ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АГСТЕВ-ДЕБЕД, АРМЕНИЯ)

© 2001 г. М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, Ш. О. Амирян, Э. В. Ананян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 03.06.1999 г.*

Капутсарское (Геогдагское) медно-полиметаллическое рудопроявление расположено на юго-западном склоне г. Б.Капутсар. По геологическому строению и металлогеническим особенностям рудопроявление очень сходно с месторождениями Алавердского рудного района, чем и обосновываются его перспективы. По различным видам анализов в пробах кварцево-сульфидных руд рудопроявления установлены повышенные концентрации золота, серебра, меди, молибдена, свинца, цинка и других попутных элементов. Благоприятное геолого-структурное положение и металлогенические особенности рудопроявления позволяют выдвинуть его для дальнейших детальных исследований.

Запасы медных и полиметаллических руд Северной Армении на эксплуатируемых месторождениях (Ахтала, Шамлуг) почти исчерпаны. В настоящем одной из актуальных задач должны быть поиски новых "слепых" рудных тел промышленного значения не только на прилегающих к известным месторождениям площадях, но и на новых участках.

В связи с этим становится первостепенным вопрос оценки перспективности и переосмысления геологического строения, структуры, рудоносности и т.д. всех месторождений и рудопроявлений как Северной Армении, так и всей Республики.

Одним из таких участков, заслуживающим внимания и проведения там поисково-разведочных работ с составлением крупномасштабной (хотя бы 1:5000) карты, является Капутсарское кварц-сульфидное рудопроявление, выявленное нами впервые в ходе полевых научно-исследовательских работ на юго-западном склоне г. Б. Ка-

путсар (от т.т. по азимуту 210° , на расстоянии 800 м), на юго-восточном крыле Алавердской брахиантиклинальной складки.

На территории рудопроявления развиты (рис.1) породы ниже-среднебатского и келловейского возрастов. Общая мощность ниже-среднебатских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований составляет около 800 м. Они обнажаются, в основном, в присводовой части Алавердской брахиантиклинали, в районе г.г.Сур, Ехит, в бассейнах левых притоков среднего течения р.Воскепар, а также в юго-восточной и юго-западной периклинальной частях указанной структуры.

Нижняя часть разреза представлена туфопесчаниками, аркозовыми песчаниками, известняками с подчиненными пачками и линзами лав андезитовых порфириров, причем наибольшие (400 м) ее мощности наблюдаются в районе северо-западного склона г.Саркут, между г.Б.Капутсар и местностью Воздух-тала.

FORMATION MECHANISM FOR GOLD ORE MINERALIZATION IN THE MARTSIGHET ORE FIELD

M. S. Hakopyan, R. L. Melkonyan, K. L. Galoyan

Abstract

A mechanism of formation of gold-ore mineralization is suggested based on the analysis of isotopic data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) (Table) for ores of various formation types and considering geologic structure features of the Martsighet ore field. It is established that origination of high-temperature (770°C) hematite-magnetite and medium-temperature ($360\div 310^\circ\text{C}$) copper-hematite ore-formation types was taking place within the hydrothermal system of solutions in ordered motion. Deposition of the low-temperature (180°C) gold-lead-zinc mineralization was determined by a hydrothermal system of convective circulation. Deposition of diverse types of ores was determined not by the change of initial composition of the solutions, but by the change of regulating factors, while settling-out of natural gold was regulated by reduction of gold ions. In the ores produced by various formation types, contents of gold were controlled not by the gold content in ore-bearing solutions, but by the content of reducing agent. Formation of the hematite-magnetite mineralization, which was characterized by the lowest content of gold, was taking place in the conditions of strong oxidation. Transition to copper-hematite ores was determined by reduced oxidation potential and accompanied by an increase of gold content in the ores. Conditions most favorable for gold deposition were available in the hydrothermal system of convective circulation. Despite lower gold contents in hydrothermal solutions of this system the highest contents of gold are observed in lead-and-zinc ores.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 17-19

КАПУТСАРСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД И ЕГО ПЕРСПЕКТИВЫ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АГСТЕВ-ДЕБЕД, АРМЕНИЯ)

© 2001 г. М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, Ш. О. Амирян, Э. В. Ананян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 03.06.1999 г.*

Капутсарское (Геогдагское) медно-полиметаллическое рудопроявление расположено на юго-западном склоне г. Б.Капутсар. По геологическому строению и металлогеническим особенностям рудопроявление очень сходно с месторождениями Алавердского рудного района, чем и обосновываются его перспективы. По различным видам анализов в пробах кварцево-сульфидных руд рудопроявления установлены повышенные концентрации золота, серебра, меди, молибдена, свинца, цинка и других попутных элементов. Благоприятное геолого-структурное положение и металлогенические особенности рудопроявления позволяют выдвинуть его для дальнейших детальных исследований.

Запасы медных и полиметаллических руд Северной Армении на эксплуатируемых месторождениях (Ахтала, Шамлуг) почти исчерпаны. В настоящем одной из актуальных задач должны быть поиски новых "слепых" рудных тел промышленного значения не только на прилегающих к известным месторождениям площадях, но и на новых участках.

В связи с этим становится первостепенным вопрос оценки перспективности и переосмысления геологического строения, структуры, рудоносности и т.д. всех месторождений и рудопроявлений как Северной Армении, так и всей Республики.

Одним из таких участков, заслуживающим внимания и проведения там поисково-разведочных работ с составлением крупномасштабной (хотя бы 1:5000) карты, является Капутсарское кварц-сульфидное рудопроявление, выявленное нами впервые в ходе полевых научно-исследовательских работ на юго-западном склоне г. Б. Ка-

путсар (от т.т. по азимуту 210° , на расстоянии 800 м), на юго-восточном крыле Алавердской брахиантиклинальной складки.

На территории рудопроявления развиты (рис.1) породы ниже-среднебатского и келловейского возрастов. Общая мощность ниже-среднебатских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований составляет около 800 м. Они обнажаются, в основном, в присводовой части Алавердской брахиантиклинали, в районе г.г.Сур, Ехит, в бассейнах левых притоков среднего течения р.Воскепар, а также в юго-восточной и юго-западной периклинальной частях указанной структуры.

Нижняя часть разреза представлена туфопесчаниками, аркозовыми песчаниками, известняками с подчиненными пачками и линзами лав андезитовых порфириров, причем наибольшие (400 м) ее мощности наблюдаются в районе северо-западного склона г.Саркут, между г.Б.Капутсар и местностью Воздух-тала.

Описанные вулканогенно-осадочные образования всюду перекрываются мощной толщей вулканогенно-обломочных образований андезитовых порфиритов с редкими, маломощными пачками туфоосадочных пород, а также слоистыми туфобрекчиями. По мнению Н.Р. Азаряна [1], они относятся к среднему бату, т.к. верхнебатские отложения везде отсутствуют. Характерные разрезы отмеченных образований наблюдаются на южном склоне г.Саркут, на восточном склоне г.Айранли, по линии г.Сарнахпюр — среднее течение р.Воскепар — с Лорут. Характерной особенностью ниже-среднебатской вулканогенной толщи является наличие мощного (до 150 м) слоя миндалекаменных андезитовых порфиритов.



Рис.1 Схематическая геологическая карта Капутсарского (Геодагского) рудопрооявления медно-полиметаллических руд
1. Дацитовые и андезито-дацитовые порфириты (нижний оксфорд) 2. Андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники (нижний оксфорд) 3. Песчаники, туффиты, глинистые сланцы с прослоями известняков, конгломераты (келловей) 4. Диабазовые и андезитовые порфириты, их пирокластические разности с линзами туфопесчаников (средний бат) 5. Аркозовые песчаники и фиолетовые туфы (нижний бат) 6. Туфопесчаники, глинистые туфосланцы с прослоями туфобрекчий и порфиритов (нижний бат) 7. Туфобрекчии и туфы кислого состава (аалени-нижний байос) 8. Кварцевые диориты (после-средний эоцен) 9. Кварцевые диориты и диориты (послеоксфорд) 10. Кварц-сульфидная жила 11. Габбро-диабазовые дайки 12. Контактново-метасоматическое и гидротермальное изменения 13. Элементы залегания пород 14. Разрывные нарушения 15. Рудопрооявления: 1.Б. Капутсарское, 2. Карацахское

Верхнеюрские образования междуречья Дебед-Агстев, впервые выделенные А.Т. Асланяном [2], имеют ограниченное распространение и выступают, в основном, по линии г.г.Пхндзасар, Гомшавар, М. и Б.Капутсар. Они представлены вулканогенно-обломочными, нормально-осадочными отложениями келловей и оксфорда. Оксфордские образования занимают районы вершин Б. и М.Капутсар, представлены вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами, миндалекаменными андезитами и потоками андезито-дацитовых порфиритов. Переход от осадочной свиты келловей к нижеоксфордским происходит через базальный слой, выраженный брекчиевид-

ными вулканогенными породами небольшой мощности с угловато-окатанными обломками туфов и порфиритов, сцементированными туфогенным материалом.

Самыми молодыми образованиями района являются кислые эффузивы, слагающие возвышенные части вершин г.г.Сур, Чатин, М. и Б.Капутсар, Арчаглух и т.д., где они гидротермально сильно изменены. Представлены они дацитами, корнями которых прорывают келловейские и нижеоксфордские образования (восточный склон г. Б.Капутсар). Описываемые дациты в зонах интенсивной трещиноватости подвергнуты окварцеванию, серицитизации, карбонатизации и реже хлоритизации, часто в них наблюдаются вкрапленники пирита, халькопирита и гематита.

На территории рудопрооявления жильные породы представлены дайками диабазов, кварцевых андезитов и андезитовых порфиритов, которые по простиранию прослеживаются в северо-восточном направлении на 100-1000 м, при мощности от 0,5 до 3,0 м. Вдоль разрывных нарушений дайки подвергнуты гидротермальной переработке, выраженной хлоритизацией, карбонатизацией, редко серицитизацией, эпидотизацией и окварцеванием. В них спектральными анализами установлены вышекларковые концентрации меди, свинца, цинка, серебра, молибдена и др. элементов.

На юго-западном и южном флангах рудопрооявления обнажаются два выхода интрузивных тел, представленных кварцевыми диоритами и диоритами послеоксфордского возраста, которые местами гидротермально изменены и содержат вкрапленность сульфидов.

В структурном отношении Капутсарское кварц-сульфидное рудопрооявление расположено в юго-восточной периклинальной части Алавердского антиклинория. Падение слоев вулканогенно-осадочных образований северо-восточное с углами падения до 25°. Стратиграфический разрез пород юго-восточной периклинали представлен более полно, особенно в пределах описываемого рудопрооявления.

На юго-западном склоне г.Б.Капутсар в андезитовых порфиритах среднего бата, вдоль ручья проходит зона интенсивной трещиноватости с общим направлением простирания трещин на северо-восток. В этой зоне гидротермально измененных пород мощностью 3-5 м размещена кварц-сульфидная жила с азимутом простирания северо-восток 20°, с близвертикальным падением. Рудная жила четковидная — с раздувами и пережимами. Мощность жилы составляет от 5 до 20 см. По простиранию на поверхности она прослеживается на несколько десятков метров. В общей кварцевой массе халькопирит и пирит образуют большие гнезда, реже вкрапленники с размером до 2 см в диаметре. Следует указать также, что вмещающие жилу андезитовые порфириты подвергнуты гидротермальной переработке и содержат в большом количестве пирит. Кроме того северо-восточнее рудопрооявления (южный склон г.Б. Капутсар) проходит довольно мощная зона интенсивной трещиноватости и гидротермального изменения пород близмеридионального прости-

рания, в которой также в большом количестве наблюдается вкрапленность сульфидов.

В кварц-сульфидной жиле проявления установлены пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, борнит, халькозин и кварц. По первичным минералам развиваются вторичные — ковеллин, малахит, лимониты и др.

Пробирными анализами в пробах кварц-сульфидных руд установлены: золото — 1,2 — 4,4г/т, серебро — 4,6-14,0 г/т. Химическими анализами определены: молибден — 0,0003%, медь — 1,2 — 5,8%, цинк — 0,13%, свинец — 0,01 — 0,04%, кадмий — 20,0г/т, рений — 1,5г/т, а по спектральным анализам — кобальт — 0,001%, молибден — 0,0003%, медь — 3,2%, серебро — 4,2г/т, галлий — 0,00018%.

Переходя к оценке Капутсарского кварц-сульфидного рудопрооявления, отметим, что оно во многом сходно с месторождениями и рудопрооявлениями Алавердского рудного района (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Воскепар, Сарнахпюр и др.). Общей закономерностью для них является их приуроченность к периклинальной части Алавердской брахиантиклинальной складки, где сохранились полный стратиграфический разрез пород и благоприятные для локализации оруденения вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, интрузивные и даечные образования. На крыльях брахискладки развиты разрывные нарушения различных направлений и генезиса. Кроме того, на контактах резко различных по своим физико-механическим свойствам пород возникли межформационные зоны отслоения. Указанные структурные элементы обусловили повышенную раздробленность, трещиноватость и более легкую проницаемость пород для гидротермальных растворов и локализации рудных тел.

Известно, что в Алавердском рудном районе все месторождения и рудопрооявления расположены в краевых частях одноименной брахиантиклинальной складки, где сохранены породы всего геологического разреза. Аналогичную структурную позицию занимает Капутсарское рудопроояв-

ление, которое расположено в юго-восточной периклинальной части брахискладки, где также сохранен полный геологический разрез, начиная от туфобрекчий и пепловых дацитовых туфов аален-байоса, песчаников, туфопесчаников, туфов и порфиристов бата до кислых дацитовых порфиристов оксфордского возраста. Не исключается также наличие под песчаниками пород кератофирового (риолитовые порфиры, плагиориолиты, кварцевые плагиопорфиры) горизонта, сохранившихся после верхнебайосской трансгрессии. В пределах рудопрооявления многочисленны также жильные образования разного состава и возраста, что свидетельствует о неоднократном проявлении тектонических подвижек, которые способствовали раздроблению пород (интенсивно раздроблены эндоконтактовые зоны даек и интрузивных тел), тем самым создавая благоприятные условия для рудоотложения.

По геологическому строению, магматизму, структуре и минералого-геохимическим особенностям Капутсарское рудопрооявление сходно с другими месторождениями и рудопрооявлениями Алавердского рудного района и заслуживает организации на его территории поисковых и поисково-оценочных работ. На наш взгляд, вскрытием более глубоких горизонтов, где не исключена возможность наличия наиболее благоприятных пород аален-байосской пирокластической толщи и межформационных контактов, можно обнаружить промышленные концентрации медно-полиметаллических руд.

Работа выполнена в рамках тем 96-108 и 97-166, финансируемых из Госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 255 с.
2. Асланян А.Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1949, 169 с.

ԴԵՔԵԴ ԱՂՍՏԵՎ ՄԻՋԱԳԵՏՔԻ ԿԱՊՈՒՏՍԱՐԻ ՊՂԻՆԶ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ԵՐԵՎԱԿՈՒՄԸ ԵՎ ՆՐԱ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Ջ. Ալթունյան, Շ. Հ. Ամիրյան, Է. Վ. Անանյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կապուտսարի պղինձ-բազմամետաղային երևակումը գտնվում է Մ.Կապուտսար բարձունքի հարավ-արևմտյան լանջին, Ալավերդու բրախիանտիկլինալային ծալքի հարավ-արևելյան թևին: Երևակման տարածքում մերկանում են միջին ու վերին յուրայի (բաթ, կելովեյ, օքսֆորդ) հրաբխածին, հրաբխածին-նստվածքային և նստվածքային ապարները, որոնք կտրվում են ավելի երիտասարդ կվարց-դիորիտային, դիորիտային և դացիտային կազմի մարմիններով: Ստրուկտուրային տեսակետից հանքայնացումը հարում է հյուսիս-արևելյան տարածման, բեկորացված և հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների զոտուն, որտեղ հայտնաբերված են կվարց-սուլֆիդային հրակներ և բներ ոսկու, արծաթի, պղնձի, կապարի, ցինկի, մոլիբդենի և այլ տարրերի համեմատաբար բարձր պարունակություններով:

Երևակման երկրաբանական դիրքն ու կառուցվածքը, ինչպես նաև մետաղածին ու երկրաքիմիական առանձնահատկությունները, որոնք շատ նման են Ալավերդու հանքային շրջանի հանքավայրերին, թույլ են տալիս դրականորեն գնահատել նրա հեռանկարները և առաջարկել այն հետագա մանրակրկիտ հետազոտությունների:

THE KAPOUTSAR ORE MANIFESTATION OF COPPER AND POLYMETALLIC ORES OF THE DEBED-AGSTEV INTERFLUVE AND ITS POTENTIAL

M. S. Azizbekyan, A. Z. Altounyan, Sh. H. Amiryan, E. V. Ananyan

Abstract

The Kapoutsar (Geogdag) copper and polymetallic ore manifestation is situated on the southwestern slope of Mt. B. Kapoutsar. By geologic structure and metallogenic features, the ore manifestation is quite similar to the deposits of the Alaverdi ore region, which may attest to its prospects. Diverse types of analyses of quartz-sulfide ores of the ore manifestation have demonstrated high concentrations of gold, silver, copper, molybdenum, lead, zinc, and other accompanying elements. Favorable geological and structural position and metallogenic features of the ore manifestation allow proposing it for further detailed investigation.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 20-23

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРТЕРАСАРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗОЛОТА

© 2001 г. Ф. Г. Шамцян

*Горно-металлургический институт Министерства торговли и экономического развития
375009 Ереван, ул Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 6 05 2001 г.*

На основе материалов детальной разведки и эксплуатации рассмотрены особенности строения рудных тел и характер распределения оруденения. В зоне сульфидных руд рудные тела характеризуются геологическими границами, а в зоне окисления контуры их размазаны и необходимо применение бортового содержания «условного золота». С глубиной мощность рудных тел увеличивается, возрастают содержания серебра и меди, но содержание золота падает. Выделяется этаж интенсивного оруденения, который расположен в 150 м от поверхности. При высоте примерно 100 м в этом этаже заключена значительная часть запасов. На глубине примерно 350 м оруденение затухает.

Тертерасарское месторождение, расположенное в пяти километрах к северо-востоку от Личквас-Тейского золоторудного объекта, рассматривалось в качестве его участка и дополнительной минерально-сырьевой базы Араратской ЗИФ.

Большую часть месторождения составляют интрузивные породы (гранодиориты, монзониты и пр.). Ограниченное развитие имеют порфириды среднего эоцена, которые под воздействием гидротерм участками переработаны во вторичные кварциты. Центральную часть месторождения составляют монзониты, на западном фланге обнажается небольшой выход габбро.

Из четырех выявленных рудных зон две — Первая и Третья представляют промышленный интерес. Верхняя часть руд до глубины 30-40 м окислена, в связи с чем ГКЗ СССР утвердила отдельные параметры кондиций и посчитала, что Личквас-Тейское и Тертерасарское месторождения подготовлены к промышленному освоению и могут быть отнесены к резервным.

В связи с эксплуатацией месторождения, в настоящее время возникла необходимость составления ТЭО кондиций для пересчета запасов, которые утверждены ГКЗ РА в 2001 г.

При отработке руд зоны окисления в карьере вскрыты следы древних отработок и целики и, вероятно, отработаны наиболее богатые участ-

ки рудных тел. При детальной разведке месторождения древние разработки не были зафиксированы и таким образом некоторая часть запасов окисленных руд не была своевременно исключена из подсчета запасов.

Согласно классификации ГКЗ РА Тертерасарское месторождение по сложности строения отнесено к третьей группе. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, которые в зоне сульфидных руд имеют четкие контакты, однако в зоне окисления границы их несколько размазаны и в этом случае для выделения промышленного контура рудного тела надо пользоваться бортовым содержанием «условного золота». В условное золото переведены содержания серебра. Медь из окисленных руд плохо извлекается и содержания ее не учитывались. Борт «играет» на отдельных участках рудных тел, тем не менее применение его позволяет несколько увеличить мощность рудных тел, а вместе с этим и запасы.

Первое рудное тело прослежено с поверхности на 350 м и падает под углом 80-85 градусов на северо-запад. Третье, расположенное в 170 м от него, к северо-западу прослежено на 450 м и падает под углом 80-85 градусов на юго-восток.

Основные запасы полезных компонентов заключены в Третьем рудном теле. На глубине

THE KAPOUTSAR ORE MANIFESTATION OF COPPER AND POLYMETALLIC ORES OF THE DEBED-AGSTEV INTERFLUVE AND ITS POTENTIAL

M. S. Azizbekyan, A. Z. Altounyan, Sh. H. Amiryan, E. V. Ananyan

Abstract

The Kapoutsar (Geogdag) copper and polymetallic ore manifestation is situated on the southwestern slope of Mt. B. Kapoutsar. By geologic structure and metallogenic features, the ore manifestation is quite similar to the deposits of the Alaverdi ore region, which may attest to its prospects. Diverse types of analyses of quartz-sulfide ores of the ore manifestation have demonstrated high concentrations of gold, silver, copper, molybdenum, lead, zinc, and other accompanying elements. Favorable geological and structural position and metallogenic features of the ore manifestation allow proposing it for further detailed investigation.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 20-23

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРТЕРАСАРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗОЛОТА

© 2001 г. Ф. Г. Шамцян

*Горно-металлургический институт Министерства торговли и экономического развития
375009 Ереван, ул Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 6 05 2001 г.*

На основе материалов детальной разведки и эксплуатации рассмотрены особенности строения рудных тел и характер распределения оруденения. В зоне сульфидных руд рудные тела характеризуются геологическими границами, а в зоне окисления контуры их размазаны и необходимо применение бортового содержания «условного золота». С глубиной мощность рудных тел увеличивается, возрастают содержания серебра и меди, но содержание золота падает. Выделяется этаж интенсивного оруденения, который расположен в 150 м от поверхности. При высоте примерно 100 м в этом этаже заключена значительная часть запасов. На глубине примерно 350 м оруденение затухает.

Тертерасарское месторождение, расположенное в пяти километрах к северо-востоку от Личквас-Тейского золоторудного объекта, рассматривалось в качестве его участка и дополнительной минерально-сырьевой базы Араратской ЗИФ.

Большую часть месторождения составляют интрузивные породы (гранодиориты, монзониты и пр.). Ограниченное развитие имеют порфириды среднего эоцена, которые под воздействием гидротерм участками переработаны во вторичные кварциты. Центральную часть месторождения составляют монзониты, на западном фланге обнажается небольшой выход габбро.

Из четырех выявленных рудных зон две — Первая и Третья представляют промышленный интерес. Верхняя часть руд до глубины 30-40 м окислена, в связи с чем ГКЗ СССР утвердила отдельные параметры кондиций и посчитала, что Личквас-Тейское и Тертерасарское месторождения подготовлены к промышленному освоению и могут быть отнесены к резервным.

В связи с эксплуатацией месторождения, в настоящее время возникла необходимость составления ТЭО кондиций для пересчета запасов, которые утверждены ГКЗ РА в 2001 г.

При отработке руд зоны окисления в карьере вскрыты следы древних отработок и целики и, вероятно, отработаны наиболее богатые участ-

ки рудных тел. При детальной разведке месторождения древние разработки не были зафиксированы и таким образом некоторая часть запасов окисленных руд не была своевременно исключена из подсчета запасов.

Согласно классификации ГКЗ РА Тертерасарское месторождение по сложности строения отнесено к третьей группе. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, которые в зоне сульфидных руд имеют четкие контакты, однако в зоне окисления границы их несколько размазаны и в этом случае для выделения промышленного контура рудного тела надо пользоваться бортовым содержанием «условного золота». В условное золото переведены содержания серебра. Медь из окисленных руд плохо извлекается и содержания ее не учитывались. Борт «играет» на отдельных участках рудных тел, тем не менее применение его позволяет несколько увеличить мощность рудных тел, а вместе с этим и запасы.

Первое рудное тело прослежено с поверхности на 350 м и падает под углом 80-85 градусов на северо-запад. Третье, расположенное в 170 м от него, к северо-западу прослежено на 450 м и падает под углом 80-85 градусов на юго-восток.

Основные запасы полезных компонентов заключены в Третьем рудном теле. На глубине

рудные тела изучены штольнями, штреками из них и восстающими на четырех-пяти горизонтах. По простирацию и падению элементы залегания рудных тел на отдельных интервалах несколько меняются. Значительно меняется мощность рудных тел. С глубиной она увеличивается, но падает содержание золота, однако возрастают содержания серебра и меди. Вместе с этим надо отметить, что на глубине примерно 350 м оруденение затухает.

В зависимости от мощности рудных тел, в целях рационального использования запасов при отработке сульфидных руд рекомендованы подэтажная система со щелевой выемкой по падению при мощности жил 0,4-0,7 м. и система блокового магазинирования руды со сплошной выемкой при мощности 0,7-1,2 м. Таким образом, мощность рудных тел в значительной мере влияет на параметры кондиций, а последние — на количество и качество запасов.

Минеральный состав руд и характер оруденения изучены рядом исследователей [1,4,5]. Изучены также геолого-технологические разновидности и проведена промышленная типизация руд [2,3].

При геолого-технологическом картировании изучены 44 малые и 6 крупнолабораторных проб. Кроме минерального состава, изучался химический состав и выделены природные разновидности руд. Критерием выделения зоны окисления являлась степень окисления меди более 15%. Определялась она по результатам фазового анализа [5]. Таким образом, можно отметить, что руды Тертерасарского месторождения более или менее детально изучены.

Первичные минералы в зоне окисления полностью окислены и минеральный состав руд представлен лимонитом, малахитом, азуритом, купритом, плюмбоярозитом, церусситом, скородитом, арсенолитом. В зоне окисления установлено высокое содержание золота, в среднем 16-18 г/т и оно связано в основном с лимонитом, кварцем.

В зоне сульфидных руд преобладающий минерал — пирит. Халькопирит — довольно распространенный минерал. Отмечается в виде вкрапленников, прожилков. В агрегатах кроме халькопирита отмечаются крупные включения блеклых руд, сфалерита, галенита и самородное золото.

Галенит и сфалерит слагают в основном небольшие гнезда и приурочены к верхним горизонтам. Среди полиметаллов практический интерес представляет только халькопирит, так как медь переходит в золото — медный концентрат и оплачивается в зависимости от содержания.

Характерным является присутствие золото-содержащего гематита, скопления которого хорошо выделяются. Золото, связанное с гематитом, в основном тонкодисперсное.

Арсенопирит наблюдается в виде включений в кварце, блеклой руде и халькопирите, часто в тесном срастании с пиритом и нередко содержит включения самородного золота.

Золото самородное наблюдается в виде вкрапленников каплевидной, округлой, овальной

и неправильной формы в пирите, халькопирите, кварце, гематите и на контактах халькопирита и пирита, блеклой руды и халькопирита, реже в виде тонких прерывистых прожилков. Носителем золота являются кварц (~50%), пирит, арсенопирит, гематит. Около 40% золота «свободное» и около 45% — в сростках. Содержание золота в концентрате зависит от содержания в руде и колеблется от 40 до 280 г/т в окисленных рудах, а в сульфидных — от 60 до 160 г/т.

Серебро отмечается в виде мелких вкраплений в галените и антимоните. Незначительная его часть образует собственный минерал — сильванит. Основным носителем серебра являются пирит-халькопиритовая и полиметаллическая ассоциации. В концентратах из окисленных руд содержание серебра колеблется от 150 до 450-500 г/т, а в сульфидных — от 350 до 1400 г/т.

В зоне окисления четко обособляется лимонит-церуссит-плюмбоярозит-скородитовая природная разновидность, а в зоне сульфидных руд — магнетит-гематитовая, пирит-арсенопиритовая и пирит-халькопиритовая.

Выделение пирит-арсенопиритовой разновидности обусловлено необходимостью установления контуров мышьяк-содержащих руд в связи с тем, что при переработке могло происходить накопление мышьяка в концентратах выше допустимых норм. Анализ результатов позволяет критерием выделения этой разновидности считать содержание мышьяка выше 0,3%.

Характер распределения оруденения — весьма неравномерный, наряду с отдельными обогащенными участками (рудными столбами) выделяются отдельные интервалы бедных руд и «пустых пород».

На восточном фланге оруденение ограничено зоной тектонического нарушения, в лежащем боку которого располагаются в основном забалансовые руды (рис.1).

По данным анализов проб, наиболее богатое оруденение отмечается в центральной части рудных тел, а на флангах преобладают руды с относительно низкими содержаниями полезных компонентов, причем эта закономерность прослеживается в вертикальном разрезе с той лишь разницей, что с глубиной оруденение постепенно затухает.

Графики распределения содержаний золота по простирацию жил на отдельных горизонтах свидетельствуют, что на горизонте штольни №4 выделяется одна вершина, а на верхних горизонтах кривые распределения оруденения характеризуются тремя вершинами.

Л.И. Шаманский [7] считает, что наличие двух или большего числа вершин на кривой распределения металла в руде свидетельствует о двух или большем числе генетических фаз (фаз рудообразования).

Обычно представления о характере оруденения построены на основе микроскопических исследований нескольких десятков (сотен) образцов (штуфов).

При этом нередко имеют место факторы

субъективизма. В то же время при разведке месторождения отбирается несколько тысяч проб как по простиранию, так и по восстанию рудных тел. Если они отбираются через 2-2,5 м (как на Тертерасарском месторождении), то в этом случае создается непрерывный ряд данных. Достоверность полученных результатов проверяется путем сопоставления с результатами, полученными другими методами опробования. В этой связи нам представляется, что при изучении характера распределения оруденения наряду с данными минералогических исследований должны быть использованы и результаты анализов проб (графики и статистики распределения оруденения по каждому рудному телу на отдельных горизонтах и в целом по вертикали). Если при минералогических исследованиях, например, выделены три продуктивные стадии минерализации, то это не означает, что они в равной мере развиты на всех горизонтах. Более того, одна стадия может быть

развита только на одном (например, нижнем) горизонте, а на верхних горизонтах могут быть развиты все три стадии минерализации. Только при совместном анализе данных минералогических исследований и обработке данных анализов проб можно получить более или менее реальную картину о характере распределения оруденения.

Наибольшее количество балансовых запасов в Третьем рудном теле расположено несколько выше и ниже второго разведочного горизонта (штольни 1) и таким образом этот интервал является наиболее интенсивно оруденелым. На Тертерасарском месторождении горизонт (этаж) интенсивного оруденения расположен примерно на одной трети от глубины оруденения и к нему приурочено более одной трети всех балансовых запасов. Первое рудное тело хотя и отличается от Третьего своими параметрами, количеством и качеством запасов, однако по характеру распределения оруденения почти аналогично.

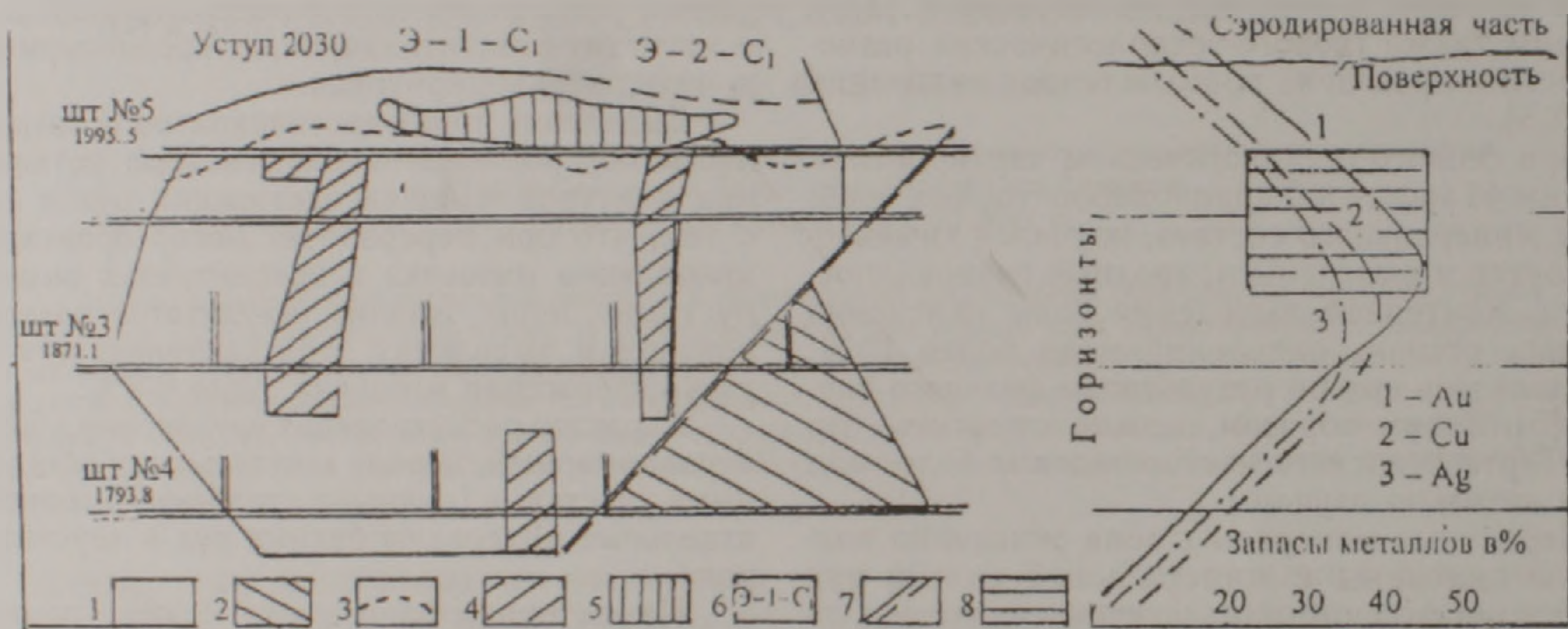


Рис 1 Продольный разрез Третьего рудного тела и кривые распределения запасов металлов между горизонтами. Руды 1. Балансовые, 2 Забалансовые, 3 Граница зоны окисления, 4 Участки "пустых пород" и некондиционных руд, 5 Контур участка древней отработки, 6 Эксплуатационные блоки, 7 Тектонические нарушения, 8 Этаж интенсивного оруденения.

В результате геолого-экономической переоценки месторождения (с учетом древней отработки и добычи в 2001г.) значительно изменились представления об особенностях строения рудных тел, о количестве и качестве руд и о характере распределения оруденения.

Заключение

Особенности строения рудных тел и характер оруденения выявляются в зависимости от степени разведанности объекта.

Для получения более или менее достоверных данных о характере распределения необходимо использовать как данные обработки результатов анализов проб методом математической статистики, так и данные макро- и микроскопических исследований.

На Тертерасарском месторождении, как и на других золоторудных месторождениях РА, выделяется этаж интенсивного оруденения и расположен он примерно на одной трети от глубины оруденения. К этому этажу приурочена значи-

тельная часть балансовых запасов золота. Глубокие горизонты месторождения представляются мало перспективными как с точки зрения количества и качества запасов, так и с горнотехнической стороны. Гораздо перспективнее представляются фланги месторождения. Опыт освоения ряда золоторудных месторождений (Сотк, Меградзор) свидетельствует о том, что уже в период эксплуатации на флангах выявлялись новые рудные тела. Учитывая то обстоятельство, что район Тертерасарского месторождения плохо обнажен, а на флангах найдены обломки кварца, можно полагать, что здесь могут быть выявлены новые рудные тела.

Если при изучении верхней части золоторудного месторождения получены относительно низкие содержания золота, то нельзя делать преждевременный вывод о перспективах объекта. Лишь после того, как будет изучен этаж интенсивного оруденения, можно принять решение о дальнейшем изучении объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акмаева С.С., Магакян Н.И., Давтян А.А., Арутюнян Т.М. Геолого-технологическая типизация руд Тертерасарского месторождения. Сборник Научн. Тр. Армнипроцветмета. Ереван, 1987 с.58-62.
2. Аюян П.Г. Промышленная типизация руд месторождений цветных и благородных металлов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, №2, с.45-57.
3. Аюян П.Г. Промышленная типизация руд месторождений Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №3, с.34-43.
4. Амирян Ш.О., Тунян Г.А., Хачатрян Н.Д. О характере оруденения Тертерасарского золото-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, №2, с.27-37.
5. Амирян Ш.О., Азизбекян М.С., Аппунян А.З., Таян Р.Н., Фарамазян А.С. Характер оруденения, минералого-геохимические особенности руд, условия образования и локализации месторождений Айгелзорского рудного поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с.74-79.
6. Арутюнян Т.М., Давтян А.А. Критерии выделения и оконтуривания зоны окисления и окисленных руд при геолого-технологическом картировании рудных месторождений. Сб. научных тр. Института Армнипроцветмет, 1993, с.38-47.
7. Шаманский А.И. Математическая обработка разведочных материалов. М.: ГОТИ, 1936.

ՏԵՐՏԵՐԱՍԱՐԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԸ

Ֆ. Գ. Շամցյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանքայինացումը ներկայացված է կտրուկ անկում ունեցող երակներով: Մինչև 40 մ տարածվում է օքսիդացման գոտին, որից նախկինում արդյունահանվել է ոսկի: Հստ խորությամբ մարմինների հզորությունը մեծանում է, բայց նվազում է ոսկու պարունակությունը, մինչդեռ արծաթի և պղնձի պարունակությունները աճում են: Անջատվում են մի շարք հանքային սյուներ: Ուղղաձիգ կտրվածքում անջատվում է նաև ինտենսիվ հանքայինացման հարկ, որը տեղադրված է հանքարերության 1/3 մասի վրա: Նրանում կենտրոնացված է, «պայմանական ոսկու» պաշարների զգալի մասը: Խորը հորիզոնները սակավ հեռանկարային են:

FEACHERS OF ORE – BODIES STRUCTURE AND CHARACTER OF DISTRIBUTION OF MINERALIZATION AT THE GOLD DEPOSIT OF TERTERASAR

F. G. Shamtsyan

Abstract

The gold deposit is located at the south of the Republic of Armenia in intrusive rocks and volcanic – sedimentary rock mass of the middle Eocene. Steeply dipping veins with capacity 0.4-1.2 meters by depth and strike are traced to several hundred meters.

With the depth of 30-40 meters developed oxidation zone, where from the gold was extracted in ancient. The capacity of vein increases with depth, but contents of gold decreases, however increases content of silver and copper. The most high contents of gold are marked at higher levels in central parts of veins. At the same time together with ore shoots are distinguished lean ore intervals. The stage of intensive mineralization, which concludes nearly 1/3 of all reserves is located approximately with 1/3 of depth of mineralization. Lower levels seems not perspective.

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПАХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2001 г. И. Х. Петросов

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения.
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 18.08.1999 г.

Характеризуются генетические разновидности, структурные признаки и особенности распространения основных глинистых минералов в геолого-промышленных типах глинистых пород РА, определяющих технологические свойства и области практического их использования.

Ранее автором среди глинистых пород, размещенных в осадочных, вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических отложениях РА, были выделены восемь геолого-промышленных типов, различающихся возрастом, генезисом, вещественным составом и промышленными свойствами. Критерии и обоснование их выделения и краткая характеристика каждого типа приводятся в [6,7], однако без минералогии – ввиду ограниченности объема статьи. Между тем, минералогия в данном случае имеет первостепенное значение: глинистые породы одновременно являются рудами и технологические их свойства во многом обусловлены видовым составом и соотношением в них глинистых минералов, степенью их кристалличности и структурной упорядоченности. С другой стороны, свойства самих глинистых минералов, как физических тел, определяются их структурой, т.е. особенностями строения их кристаллической решетки. Все эти характеристики в упомянутых статьях отсутствуют, и автор надеется, что настоящее сообщение восполнит указанные пробелы.

Каолиниты представлены аллотигенным, аутигенным, латеритным и гидротермально-метасоматическим генетическими типами.

Аллотигенный каолинит является порообразующим минералом в аргиллитах и сланцах I типа (составляет до 70% глинистой фракции), меньше распространен в породах II типа. Как правило, структура его несовершенная, период "с" не проявляется. На рентгенограммах фиксируется серия рефлексов (001) с $d = 7,2 \text{ \AA}$, $3,6 \text{ \AA}$ и другие. После прокаливании при 600°C некоторые базальные отражения исчезают. Термограммы характеризуются наличием одного эндо- и одного экзотермического пиков с максимумами соответственно при $600-660^\circ$ и $970-1000^\circ\text{C}$. На электронномикроскопических снимках суспензий частицы имеют обломочную форму. Химический состав характеризуется повышенным содержанием алюминия и кремнезема.

Аутигенный каолинит распространен в породах II и IV типов. В глинах угленосных формаций он заполняет поры и трещинки, непосредственно примыкающие к участкам концентрации растительного детрита и углистого вещества, составляя до 30% объема породы. Представлен чешуйчатыми или розетковидными образованиями размером $0.03-0.05 \text{ мкм}$ с более низким показателем преломления (около 1,560), чем

глинистая основа. Образуется также по полевым шпатам или в результате регенерации исходного (аллотигенного) каолинита, от которого отличается более совершенной структурой.

Каолинит латеритного происхождения является основным минералом в породах типа 5 (до 90% глинистой фракции), отличающихся весьма высоким содержанием алюминия и железа. По своим структурным характеристикам близок к аллотигенному каолиниту.

Гидротермально-метасоматический каолинит характерен для пород VIII типа (составляет 60-80% глинистой фракции). Отличается большей степенью гидратации и структурной упорядоченности, чем указанные выше разновидности. Обычно встречается совместно с диккитом, диссоциация которого при 700°C . Каолинит и диккит образуют тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения крупные монокристаллы не зафиксированы. На электронномикроскопических снимках частицы имеют неправильную форму, в редких случаях отмечаются фрагменты гексагональных чешуек.

Структуры каолинитов подробно рассмотрены в [1,4]. Добавим, что в отличие от других глинистых минералов, они состоят из одного слоя кремнекислородных тетраэдров и одного слоя алюмогидроксильных октаэдров, которые соединены прочной водородной связью, поскольку плоскости атомов кислорода и ОН-групп находятся друг против друга. Именно этим во многом определяются технологические свойства каолинита. Каолинитовые породы используются для производства фарфора, огнеупорных изделий, керамических волокон, бумаги, резины (в качестве наполнителей), глазурей, изоляционного и других материалов. Важное значение имеют дисперсность, пластичность, цвет, химическая инертность, абразивность; поэтому каолин-сырец перед использованием нередко подвергается специальной (заводской) обработке – отмучиванию, помолу, сепарации, флотации и т.д. [2,3,5].

Гидрослюды (иллиты) и родственные им минералы встречаются в породах практически всех типов, но более всего характерны для аргиллитов II типа [7] (до 90% глинистой фракции). Диоктаэдрические гидрослюды представлены двумя политипами – низкотемпературным (1M) и высокотемпературным (2M₁). Политип 1M встречается и в породах I типа, находящихся на уровне метазенита. Оба политипа представлены двумя генерациями – аутигенной и аллоти-

генной. Аутигенная гидрослюда IM образуется по полевым шпатам, обломкам осадочных пород, зеленой слюде, остаткам микрофауны, а также в процессе галогенеза – совместно с галитом. Она встречается в виде мелких чашуек, которые обычно имеют светло-зеленую окраску, характерный шелковистый блеск, ориентированы в одной плоскости и часто реагируют на свет суммарно – как монокристалл.

Аутигенная гидрослюда $2M_1$ чаще всего развивается по глинистой основе сланцев в виде слегка вытянутых чешуек размером 0,05-0,1 мм, ориентированных (по удлинению) субпараллельно сланцеватости. Отобранные мономинералы, по данным электронографии, характеризуются высокой степенью совершенства структуры, что, очевидно, также указывает на аутигенную природу минерала. Политип $2M_1$ иногда представляет собой конечный продукт постседиментационного (позднекатагенетического) изменения пеплового материала, в частности, в породах II типа, имеющих нередко реликтовую фельзитовую структуру. На рентгенограммах после термообработки и насыщения глицерином базальные отражения с $d = 10\text{\AA}$; $5\text{\AA}$ не изменяются. Термограммы гидрослюдистых глин отличаются большим разнообразием, что объясняется неоднородностью их химического состава.

Парагонит распространен в глинах I типа, в которых составляет до 30% объема породы. Развивается он по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером до 0,2 мм. Длинные оси их ориентированы субпераллельно сланцеватости. Минерал относится к модификации $2M_1$; параметры элементарной ячейки: $a = 5,17\text{\AA}$; $b = 8,95\text{\AA}$; $c = 19,45\text{\AA}$. Характеризуется повышенным содержанием натрия и отсутствием калия.

Пирофиллит встречается в ассоциации с парагонитом в глинах I типа; в этом случае он развивается по основной массе глинистых сланцев каолинит-иллитового состава, слагая до 30% объема породы. Кроме того, распространен в породах VIII типа, в которых образует тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения, составляя до 20-30% объема породы. Для них характерны интенсивные рефлексы с $d = 9,17\text{\AA}$; $4,6\text{\AA}$ и один широкий эндотермический пик дегидратации с максимумом около 650°C . Иногда эта реакция протекает в несколько этапов, что, очевидно, связано с различной степенью прочности связи ОН-групп в структуре минерала. Пирофиллитовые глины характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 и K_2O . Аномально высокое содержание в них калия объясняется примесью гидрослюды мусковитового типа.

Гидротермально-метасоматический пирофиллит образуется по стекловатой составляющей пирокластических и эффузивных пород кислого и среднего состава в результате воздействия слабых или нейтральных растворов.

Структуры гидрослюды (иллитов) и родственных им минералов изучены достаточно хорошо [1,4]. Здесь только отметим, что они сложены двумя слоями кремнекислородных тетраэдров, между которыми располагается слой алюмо-

гидроксильных октаэдров, имея с первыми общие вершины из атомов кислорода. Часть атомов кремния замещается алюминием, что компенсируется ионами калия (иллиты) и натрия (парагониты). Калий располагается на равном расстоянии от 12 атомов кислорода нижнего и верхнего слоев, создавая весьма прочную связь. У пирофиллитов между нижним и верхним слоями часто располагаются молекулы воды. Эти особенности строения гидрослюды и родственных им минералов во многом определяют их технологические свойства. Аргиллиты и сланцы с указанными минералами в качестве основных компонентов могут служить сырьем для производства керамзита, цемента, глазурей, огнеупорных изделий, в качестве наполнителей, для формовочных смесей.

Монтмориллониты (сметтиты) широко распространены в породах III, IV, VI, VII типов и составляют в них до 90% глинистой фракции. Представлены тремя генетическими типами – аллотигенным, аутигенным, гидротермально-метасоматическим, которые различаются между собой по химическому составу, строению межслоевых промежутков и базальным отражениям. Наибольшей магнетиальностью характеризуются гидротермально-метасоматические монтмориллониты, наибольшей кремнеземистостью и щелочностью – аутигенные, образовавшиеся в результате изменения пирокластического материала в бассейнах седиментации. В процессе монтмориллонитизации морфология пирокластов (фрагментов стекла), как правило, сохраняется, что хорошо видно на электронно-микроскопических снимках. У аутигенных и гидротермально-метасоматических монтмориллонитов почти всегда $d(001) = 15-15,2\text{\AA}$, среди аллотигенных встречаются также монтмориллониты с $d(001) = 12\text{\AA}$ и $14\text{\AA}$. Во всех случаях при насыщении глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17-18\text{\AA}$, а после прокаливания – сокращается до $10\text{\AA}$. Аутигенные и гидротермально-метасоматические монтмориллониты однородны по химическому составу и строению межслоевых промежутков (постоянная величина параметра "b", соответствующая произведению $6 \cdot d(060)$). Аллотигенные монтмориллониты также химически однородны, но гидратированы различно, т.е. не все промежутки содержат два слоя молекул воды: фиксируются также один или три слоя. На рентгенограммах к рефлексу с $d = 14\text{\AA}$ примыкает фон повышенной интенсивности, который исчезает после насыщения глицерином и $d(001)$ стабилизируется. Во всех типах монтмориллонитов октаэдры заселены преимущественно ионами алюминия; после кипячения в соляной кислоте структура их не изменяется. Термические характеристики различных типов монтмориллонитов очень близки. Интенсивность низкотемпературного эндоэффекта прямо зависит от полноты преобразования исходного стекла. На электронно-микроскопических снимках фиксируются частицы удлиненно-призматического, шиповидного, игольчатого и чешуйчатого облика, отражающие степень изменения и разнообразие форм первичного пирокластического материала.

Структуры монтмориллонитов подробно рассмотрены в [1,4]. Следует добавить, что структурные единицы гидрослюд (иллитов) и монтмориллонитов построены по аналогичному мотиву. Однако способы их сопряжения различны. У монтмориллонитов один структурный этаж соединяется с другим не атомами калия, составляющими элемент структуры (как у иллитов), а посредством обменных катионов и ориентированных молекул воды. Поэтому толщина структурного элемента колеблется в широких пределах по оси "с", а решетка минерала в этом направлении оказывается подвижной. Отсюда адсорбционные свойства монтмориллонита и способность его к обменным реакциям. Благодаря этим свойствам, монтмориллонитовые глины (бентониты, в частности) широко используются в различных отраслях промышленности, сельского хозяйства, медицины, технологии и в других областях в качестве природных сорбентов.

Хлориты распространены практически во всех типах пород, особенно в типах IV, VI, отчасти II, III; содержание хлорита в них составляет 20-50% глинистой фракции. В основном они относятся к триоктаэдрической железистой группе; на рентгенограммах четные порядки отражений обычно интенсивнее нечетных. Представлены полиморфизмом $\beta = 90^\circ$. Как правило, методом электронографии определяются "a" и "b" и только в редких случаях устанавливаются все параметры хлорита ($a = 5,30 \text{ Кх}$, $b = 9,28 \text{ Кх}$, $c = 14,5 \text{ Кх}$, $\beta = 96^\circ$). Глины IV типа содержат хлорит с подвижной решеткой. С глицерином межплоскостное расстояние первого порядка у этого хлорита возрастает до $17\text{\AA}$, причем расширяются все слои. Рентгенограммы не отличаются от монтмориллонитовых, однако после прокаливании $d(001)$ сокращается до $14\text{\AA}$. Термограммы фракции с содержанием до 30-40% железистого хлорита заметно различаются между собой по числу и интенсивности эндоэффектов, что, очевидно, связано с их химической неоднородностью. Реакции при выделении ОН-групп либо совпадают, либо смещаются в область более высоких температур. В глинистых породах I и II типов хлориты вероятнее всего относятся к железисто-магнезиальной группе. На этих термограммах эндотермический пик, связанный с диссоциацией минерала, растянут не по горизонтальной, а по вертикальной оси, что более характерно для железисто-магнезиальных хлоритов. Кроме того, отсутствует низкотемпературный экзотермический пик, связанный с окислением двухвалентного железа. Вместе с тем, фиксируется высокотемпературный экзоэффект, скорее всего вызванный кристаллизацией шпинелевой фазы.

Геологическим критерием для отнесения этих хлоритов к железисто-магнезиальной группе является их сосуществование с парагонитом, пиррофиллитом и $\text{Г}2\text{М}_1$ — минералами зоны метанеза, где железистые хлориты обычно нестабильны. Не вызывает сомнения аутигенный генезис железистых хлоритов, в частности, распространенных в глинах III и IV типов. Аутигенный хлорит развивается предпочтительно по крупным

пирокластам среднего и основного состава. Цемент некоторых песчаников, ассоциирующихся с глинами, нацело состоит из хлорита, образованного за счет пеплового материала. В глинах вокруг измененных литокластов и витрокластов образуются сложенные хлоритом "шлейфы", свидетельствующие о перемещении его из внутреннего объема в глинистую основу. Формы этих участков и то обстоятельство, что они, как правило, реагируют на свет как монокристалл, также указывают на аутигенное происхождение хлорита.

Структуры глинистых минералов группы хлорита рассмотрены в [1,4]; добавим, что в отличие от предыдущих групп, структурные элементы хлорита соединяются между собой не при помощи катионов или полярных молекул, а посредством бруситоподобных слоев. Последние могут деградировать, в результате чего хлорит приобретает обменные свойства. Не совсем ясно — как формируются свойства хлоритов: благодаря их природе или примеси других глинистых минералов, образующих с ними тонкоагрегатные, практически неразделимые смеси. Глинистые породы с породообразующим хлоритом используются в производстве грубой керамики, глазурей, цемента, в гидротехнических сооружениях, для формовочных смесей.

Вермикулиты распространены в глинах типа "b", составляя в них до 40% глинистой фракции. В отличие от крупнокристаллического вермикулита, межплоскостное расстояние первого порядка в них равно $14\text{\AA}$, которое не изменяется после насыщения глицерином, но сокращается до $10\text{\AA}$ при нагревании. Иначе говоря, его структура обладает признаками монтмориллонита и хлорита. В частности, кривые нагревания исследованных вермикулитовых глин и монтмориллонита обнаруживают большое сходство, а структура вермикулита весьма близка к структуре хлорита. Различие заключается в том, что в вермикулите ионы магния, компенсирующие отрицательный заряд, окружены молекулами воды, т.е. гидратированы. Это обстоятельство, а также большой заряд на поверхности решетки являются причиной того, что вермикулиты не набухают. Эти особенности структуры вермикулита определяют их технологические свойства. Вермикулит и вермикулитовые глины при нагревании вспучиваются, при этом они увеличиваются в объеме в 8-10 раз; в этом виде они используются как рыхлый теплоизолятор. Кроме того, они используются как заполнители в легких бетонах, для стеновых штукатурок (в смеси с гипсом), в сельском хозяйстве (улучшение почв в результате ионного обмена), в качестве настила в птичниках и коровниках, смазок, оберточного материала для контейнеров с химическим веществом и для других целей.

Палыгорскиты являются породообразующими минералами в глинах IV типа (30-60%) глинистой фракции. Они представлены двумя генерациями — игольчатой и тонковолокнистой. Размер игольчатых кристаллов в плоскости "ab" равен около $450\text{\AA}$. Термограммы обычно характеризуются тремя эндо- и двумя экзоэффектами,

вызванными выделением различных типов воды и разрушением решетки минерала. Эндотермическая реакция, связанная с удалением цеолитной воды, отчасти перекрывается низкотемпературным эндоэффектом монтмориллонита. Последний образует тесную агрегацию с палыгорскитом и отделить эти два минерала друг от друга крайне сложно. На электронномикроскопических снимках фиксируются многочисленные игольчатые и тонковолокнистые кристаллы. На рентгенограммах глинистой фракции палыгорскитовых глин имеются характерные отражения с $d = 10,5\text{\AA}$; $5,05\text{\AA}$; $4,5\text{\AA}$; на электронограммах проявляется рефлекс с $d(110) = 10,5\text{\AA}$. Для химического состава палыгорскитовых глин характерно повышенное содержание магния и суммы щелочей. Обе генерации имеют аутигенное (седиментационно-диагенетическое) происхождение. Палыгорскиты ассоциируются с минералами ангидритовой садки; в отложениях галитовой стадии он встречается в качестве второстепенной примеси.

Структуры палыгорскитов рассмотрены в [1,4]. Необходимо добавить, что в отличие от предыдущих глинистых минералов, принадлежащих к классу слоистых силикатов, структуры палыгорскитов сходны с цепочными силикатами амфиболового типа. Кристаллическая решетка палыгорскита образована из лент типа 2:1, которые чередуются с водосодержащими каналами. При частичном замещении кремния алюминием электростатический заряд компенсируется обменными катионами, расположенными в этих каналах. Многие свойства палыгорскитовых глин обусловлены указанными особенностями структуры палыгорскита. Они используются как селективные сорбенты и катализаторы, в качестве наполнителей, суспендирующих и стабилизирующих добавок, солестойких жидкостей, в нефтехимической, металлургической, атомной промышленности, в сельском хозяйстве.

Смешаннослойные минералы распространены во всех породах (исключая глины I типа), но более всего характерны для III, IV и VI типов, достигая в них до 50% глинистой фракции. Представлены гидрослюда-монтмориллонитом (Г-М), хлорит-монтмориллонитом (Х-М) и пиррофиллит-монтмориллонитом (П-М). Существуют две структурно-генетические разновидности Г-М. В первой резко преобладают промежутки с К-ионом. Отражение с $d(001) = 10,2\text{\AA}$ на рентгенограммах природного образца интерпретируется как среднестатистическая величина между $d(001) = 10\text{\AA}$ слоев слюды (80%) и $d(001) = 14\text{\AA}$ слоев монтмориллонита (20%). После обработки глицерином возникает отражение с $d = 9,6\text{\AA}$, являющееся среднестатистическим между $d(001) = 10\text{\AA}$ слоев слюды и $d(002) = 8,85\text{\AA}$ слоев монтмориллонита. В структуре этой разновидности Г-М обычно много железа: в результате обработки в 10-процентной соляной кислоте минерал частично растворяется. Эту разновидность Г-М автор относит к так называемым "деградированным" гидрослюдам, которые могут иметь разное происхождение (чаще — аллотигенное), но в любом случае они образуются за счет гидрослюд. Другая разновидность Г-М об-

разуется по монтмориллониту в результате погружения осадков в область высоких температур и давлений. При этом количество слюдистых слоев закономерно возрастает по мере ужесточения термобарических условий минералообразования. Это особенно отчетливо прослеживается в глинах III и IV типов. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется нерациональная серия базальных отражений с $d = 17,6\text{\AA}$, $9,3\text{\AA}$, $5,8\text{\AA}$ и другие. После прокаливания возникает интенсивный рефлекс с $d(001) = 10\text{\AA}$. На рентгенограммах необработанных образцов наблюдается диффузный фон в области $12,5-15,5\text{\AA}$, который также исчезает после прокаливания. Термограммы и электронномикроскопические снимки Г-М и монтмориллонита практически не различаются между собой. Содержание Г-М в глинах III и IV типов достигает 50% глинистой фракции.

Смешаннослойный П-М характерен для глин типа VIII (составляет в них до 30% глинистой фракции). Он развивается в основном по стекловатому базису эффузивных и пирокластических пород кислого и среднего состава. Величина базального рефлекса первого порядка на дифрактограммах природного образца колеблется в пределах $24,6-25\text{\AA}$. После насыщения глицерином $d(001)$ возрастает до $26,6-29,4\text{\AA}$. В большинстве случаев монтмориллоподобных слоев больше, чем пиррофиллитоподобных. В зависимости от продолжительности прокаливания (1-3 часа при температуре 550°C) межплоскостное расстояние сокращается от $24\text{\AA}$ до $20\text{\AA}$. Таким образом, значение базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанного образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешаннослойными образованиями, т.е. дают более или менее целочисленную серию рефлексов. Однако в исследованных образцах удается зафиксировать лишь отражение второго порядка. Отсутствие в них гидрослюда и наличие значительного количества пиррофиллита и монтмориллонита в самостоятельной фазе позволяют предположительно отнести минерал не к аллевардитовому, а к ректоритовому типу, состоящему из сопряжения двух пиррофиллитовых слоев, один из которых подобен монтмориллониту. Поэтому его следует называть (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пиррофиллит-монтмориллонитом или монтмориллонит-пиррофиллитом.

Смешаннослойный Х-М характерен для глин IV типа, в которых составляет до 40% глинистой фракции. Наблюдается стадийное преобразование структуры хлорита в монтмориллонитовую. Межплоскостное расстояние первого порядка после насыщения глицерином возрастает до $15-16\text{\AA}$, а после прокаливания сокращается до $13,8\text{\AA}$, т.е. структура минерала состоит из чередующихся разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев. В других случаях с глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17\text{\AA}$, а после прокаливания — сокращается до $10\text{\AA}$; при этом интенсивность линии с $d = 10\text{\AA}$ значительно возрастает. Разбухающие

слои в этом случае подобны монтмориллониту. Наконец, фиксируется еще одна фаза, нацело состоящая из расширяющихся хлоритовых слоев. Все указанные фазы обнаруживаются в серии образцов, последовательно отобранных по протиранию и разрезу глинистых отложений.

О природе смешаннослойных минералов и их свойствах мы знаем все еще недостаточно [1, 2, 4]. Определенно можно утверждать, что глинистые минералы, как правило, встречаются в природе в виде смесей из нескольких компонентов. Кроме обычных механических смесей, они нередко образуют тесные срастания на уровне структурных элементов. Это становится возможным потому, что элементарные ячейки многих глинистых минералов построены по сходному мотиву. Существуют два типа таких срастаний — закономерный (с целочисленной серией рефлексов) и не закономерный (с нецелочисленной, нестройной серией рефлексов). По существу, и те, и другие являются монокристаллами, однако в первом случае мы имеем дело с самостоятельным минеральным видом со всеми присущими им индивидуальными параметрами, чего нельзя сказать о втором типе. Эти особенности структуры смешаннослойных минералов на практике выражаются в большей диспергированности соответствующих глин. Можно думать, что по своим промышленным свойствам они будут близки к тем глинистым минералам, которые преобладают в переслаивающихся структурах.

Заключение

Основными глинистыми минералами в геолого-промышленных типах глинистых пород РА являются: каолиниты, гидрослюды (иллиты) и другие минералы слюдистого типа (парагонит, пирофиллит), смектиты, вермикулиты, железистые хлориты, палыгорскиты и смешаннослойные минералы. Детали строения этих минералов, степень их кристалличности и структурной упорядоченности во многом определяют технологические свойства и области практического использования глинистых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грим Р. Минералогия глин. М.: Изд. ИЛ, 1956, 454 с.
2. Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. М.: Изд. Мир, 1967, 511 с.
3. Кужварт М. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Изд. Мир, 1986, 470 с.
4. Миллю Ж. Геология глин. М.: Недра, 1968, 360 с.
5. Петров В.П. Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984, 405 с.
6. Петросов И.Х. Критерии систематизации и краткая характеристика геолого-промышленных типов глинистых пород Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с.41-49.
7. Петросов И.Х. Геолого-промышленные типы глинистых пород Армении (систематизация и краткая характеристика). Литология и полезные ископаемые, 1999, №1, с.92-99.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐԱՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱ-ԱՊԴՅՈՒՆԱՔԵՐԱԿԱՆ ՏԻՊԵՐՈՒՄ ԳԼԽԱՎՈՐ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ

Ի. Խ. Պետրոսով

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգաբարձու՝ Բնութագրվում են ՀՀ կավային ապարների երկրաբանա-արդյունաբերական տիպերում գլխավոր կավային միներալների գենետիկական տարատեսակները, ստրուկտուրային հատկանիշները և տարածման յուրահատկությունները, որոնք որոշում են նրանց տեխնոլոգիական հատկությունները պրակտիկ կիրառման բնագավառում:

Այդ միներալների կառուցվածքի մանրամասնությունները, նրանց բյուրեղայնության և կառուցվածքային կարգավորվածության աստիճանը չատ դեպքերում որոշում են ՀՀ նստվածքային, հրաբխանստվածքային և հիդրոթերմալ-մետասոմատիկական գոյացումներում տեղադրված կավային ապարների տեխնոլոգիական հատկությունները և պրակտիկ գործածման բնագավառները:

THE MAIN CLAYEY MINERALS IN GEOLOGICAL AND INDUSTRIAL TYPES OF CLAYEY ROCKS IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

I. Kh. Petrosov

Abstract

Characteristics are provided for genetic varieties, structural indicators, and spreading features of the main clayey minerals in the geological and industrial types of the RA clayey rocks, which determine technological properties and areas of their practical application.

ОБ ОСАДОЧНЫХ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ШИРАКСКОГО ДИАТОМИТОВОГО БАССЕЙНА КАК МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

© 2001 г. Т. А. Авакян*), Г. Г. Мартиросян**), Н. Б. Князян**)

*) Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

**) Институт неорганической химии НАН РА
375051 Ереван, ул. Фиолетова, 2-й пер., 10, Республика Армения
Поступила в редакцию 27.05.2001 г.

На основании результатов научно-исследовательских и экспериментальных работ обсуждаются возможности использования ассоциирующих с диатомитами диатомово-монтмориллонитовых, диатомово-известковистых, пемло-пемзовых и других разновидностей диатомитовых пород Ширакского марза в качестве сырья для получения адсорбирующих, фильтрующих порошков, цветных стекол, пористо-легких строительных кирпичей, перегородочных плит.

Диатомитовые и ассоциирующие с ними породы Ширакского марза распространены в районах города Гюмри, сс. Мармашен, Ваграмаберд, Хачкар, Арапи, Ахурик и ряда других пунктов. Занимаемая этой озерной толщей площадь составляет около 200 кв. км, при мощности толщи в 360 м. Ввиду глинистой и других примесей месторождения диатомитов низко-среднекачественные, запасы качественных диатомитов в Ширакском регионе малы (Карнутское, Мусаелянское месторождения). Это обстоятельство направляет технологические исследования на использование низко-среднекачественного сырья.

Выделяются три литологические ассоциации пород, соответствующие стадиям развития древнего Ширакского озера; нижняя — озерно-аллювиальная, средняя — озерная и верхняя — озерно-аллювиальная [2]. Объектом наших исследований является ассоциация озерных отложений, включающих также внутриформационные потоки андезито-базальтовых лав, игнимбритовые туфы и пемзовые пески. На основании литолого-стратиграфических исследований в среднем озерном комплексе пород (в районе сс. Арапи, Мармашен, Хачкар, около гор. Гюмри) нами выделены 2 литологических горизонта. Нижний горизонт сложен в основном светло-серыми, почти белыми диатомитами и диатомовыми глинами. Диатомитовые породы залегают почти горизонтально (5-6°), мощность этого горизонта до 5.0 м. Местами они содержат тонкие (до 20 см) прослойки черных пемлов. Верхний литологический горизонт представлен диатомово-известковистыми глинами. Мощность этого горизонта, по данным скважин, достигает 30 и более метров.

Породы выделенных горизонтов различаются по содержанию цельных панцирей диатомей. Сохранность диатомовых панцирей низкая в осадках верхнего горизонта. Отложения верхнего литологического горизонта вверх по разрезу сменяются известково-ракушечными глинами, в которых панцири диатомовых водорослей растворены — в шлифах видны лишь единичные экземпляры или отдельные фрагменты диатомовых форм. Среди отложений диатомитового горизонта наиболее распространены глинистые диато-

миты, глины диатомовые, диатомово-известковистые глины, диатомиты песчанистые, пемзо-пемловые диатомиты, туффиты, монтмориллонит-диатомовые глины, а также их миктиты.

Ниже приводится характеристика вещественного состава наиболее распространенных в Ширакском диатомитовом бассейне отложений, перспективных как минеральное сырье. В сравнительных целях приведено также краткое описание собственных диатомитов.

Диатомиты светло-серого цвета, мощность слоев от нескольких сантиметров до 5-6 метров. Распространены у сс. Карнут, Мусаелян, Мармашен, Арапи, Ваграмаберд, Хачкар. Нередко диатомиты включают прослойки пемлов мощностью 1-5 см. Микроскопически диатомиты имеют органогенную структуру, состоят из обильного количества диатомовых панцирей, размеры варьируют от нескольких до 70-80 микрон, форма панцирей разная, преобладает дискообразная. По составу панцири сложены опалом. Цементом породы служит кремнистое вещество с незначительной примесью глинистого материала, состоящего в основном из монтмориллонита и гидрослюда, а также алевритовых частиц полевого шпата, чешуек слюды и хлорита. Химический состав диатомитов варьирует значительно (табл.1).

Диатомиты глинистые и диатомовые глины. Цвет серый, светло-серый, в зависимости от количества глинистого компонента. Структура органогенная, алевритовая или пелитовая, состоит из обильных остатков панцирей, в глинистых диатомитах кластический материал составляет до 20-25%, в диатомовых глинах — до 40-50%, иногда и более. В его составе определяются кварц, чешуйки биотита и хлорита (от 0.05 до 0.1 мм). Цемент кремнистый и кремнисто-глинистый, местами с примесью карбоната. Кремнистая масса представлена опалом, глинистая примесь — ассоциацией монтмориллонита, гидрослюда и изредка каолинита. В зависимости от минеральной ассоциации [1] находятся и структурные особенности пород. Наиболее развита гидрослюда-монтмориллонитовая ассоциация с резким преобладанием монтмориллонитового компонента

(участки Арапи, Вартбах, Карнут и т.д.). Химический состав пород приведен в табл.1

Диатомово-известковистые глины. Макроскопически отличаются от диатомовой глины темно-серым, серым цветом с зеленоватым оттенком. Породы плотные, с беспорядочной текстурой, обусловленной неравномерным содержанием раковин дрейсений, размерами от 1 до 6 см. Структура органогенно-пелитовая-алевритовая. Излом полураковистый. Под микроскопом в шлифах определены обломки и цельные раковины дрейсений, сцементированные кремнисто-

известковистой мелкозернистой массой, присутствуют мельчайшие ($d < 0.001$ мм), неправильной формы частицы опала. Диатомовых панцирей гораздо меньше, чем в диатомовых глинах. Химический состав диатомово-известковистых глин приведен в табл.1. В разрезе снизу-вверх диатомово-известковистые глины постепенно переходят в известково-ракушечную глину. Мощность последних достигает 30-70 и более метров. В глине нередко 2-3-метровой мощности слои ракушечных известняков (сс. Арапи, Мармашен и др.). При увеличении содержания дрейсений

Таблица 1

Химические составы диатомитов и диатомитово-глинистых пород Ширакского марза

Наименование пород	Компоненты												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	
Диатомит	74.20	0.08	9.0	3.57	0.30	сл.	1.02	0.9	1.12	1.1	3.5	5.0	99.52
	77.34	0.2	7.0	2.30	0.57	0.02	0.8	1.4	1.2	1.0	3.6	4.2	99.83
Глинистый диатомит	63.0	0.3	12.8	6.5	0.80	0.02	1.8	1.62	1.5	1.5	4.8	5.0	99.7
	69.8	0.3	11.65	4.29	0.64	0.02	0.41	0.68	1.3	1.0	4.7	4.8	99.59
Диатомитовая глина	59.0	0.2	15.0	4.9	0.8	0.03	2.0	2.8	2.0	2.5	5.4	5.06	99.51
	65.0	0.8	11.0	3.7	0.7	0.01	1.80	2.5	0.8	1.2	6.0	6.0	99.51
Диатомово-известковистая глина	53.8	0.85	14.0	5.7	1.04	0.04	1.8	7.01	1.2	1.2	5.0	8.2	99.84
	55.5	0.60	17.6	5.0	0.3	0.02	1.2	3.2	0.8	1.2	6.0	8.0	99.73
Монтморилло-нит-диатомовая глина	65.02	0.5	11.0	5.0	0.3	0.03	1.8	2.0	2.2	1.85	4.0	6.0	99.70
	67.00	0.3	11.0	3.90	0.2	0.01	1.7	1.7	1.2	1.85	5.0	5.5	99.31

количество диатомей в породе падает, что обусловлено интенсивным их растворением в условиях повышенного значения рН вод.

Как видно, с течением времени поступление растворенного кремнезема в бассейн и кремне-накопление были ослаблены.

Глинистые минералы в диатомитовых породах Ширакского марза изучались методом термического, рентгеноструктурного и электронно-микроскопического анализов.

Термограммы глинистых минералов в диатомитовых породах Ширакского марза свидетельствуют о присутствии в глинистой фракции в качестве основного компонента минерала монтмориллонитовой группы.

В рентгенографической лаборатории анализу подверглись тонкие фракции $d < 0.001$ и $d=0.01-0.001$ мм, а также фракции $d=0.1-0.01$ мм. О присутствии монтмориллонита свидетельствует серия рефлексов $d(001)$ – до $15.7\text{\AA}$ (участки Вартбах, Хачкар, Арапи). На дифрактограммах глинистых минералов в образцах фиксируются кроме того каолинит и гидрослюда. Из неглинистых минералов в диатомитовых породах установлены низкотемпературный кристобалит (рефлексы $d=4.04, 4.07$), а также кварц и полевые шпаты. Отмеченные результаты подтверждены также электронно-микроскопическими исследованиями. На электронно-микроскопических снимках фиксируются более или менее изометричные плотные частицы гидрослюды с резкими линиями ограничения и сравнительно крупные агрегаты монтмориллонита с сильно размытыми краями.

Результаты изучения обменной емкости и состава обменного комплекса и гидрофильности

приведены в табл.2. В сравнительно чистом диатомите отмечается наименьшая емкость обменных катионов- 14.2мг/экв./100г при явном преобладании суммы обменных ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} . Кроме того, характерно весьма низкое значение теплоты смачивания до 3.2к/г . Для диатомовых глин и глинистых диатомитов, где среди глинистой примеси преобладает монтмориллонит, показательны повышенные значения величины емкости обмена (до 68.7мг/экв./100г образца) и теплоты смачивания до 7.3к/г , причем в емкости обмена диатомовых глин преобладают щелочноземельные катионы, а в остальных разновидностях диатомитовых пород (пепловые, песчанистые и др.), где преобладает гидрослюдистая ассоциация, показатели емкости обмена и особенно теплоты смачивания низкие.

Таблица 2

Показатели обменной емкости и состав обменного комплекса и гидрофильности диатомитовых пород Ширакского марза

Наименование пород	Обменный комплекс м.экв./100 г образца					Гидрофильность	
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Сумма	Эффективная поверхность м ² /г	Теплота смачивания к/г
Диатомит	1.9	0.5	3.5	4.3	14.2	111	3.2
Глинистый диатомит	15.1	5.2	12.4	7.6	40.3	132	5.8
Диатомовая глина	16.5	2.2	32.0	18.0	68.7	235	7.3
Пепловый диатомит	3.7	2.1	6.9	3.7	16.4	49	1.72

По данным спектрального анализа, в диатомитовых породах Ширакского диатомитового бассейна содержания элементов-примесей (за исключением бора, стронция и бария) обычно близки к их кларковым значениям. В диатомитовых породах Ширакского марза определялись формы и размеры панцирей, их сохранность, а также количество цельных панцирей на 1 г осадка. Как отмечалось выше, породы выделенных двух литологических горизонтов характеризуются различным количественным содержанием цельных панцирей. В диатомитовых породах нижнего литологического горизонта (для которого характерны глинистые диатомиты, диатомовые глины) содержание цельных панцирей достигает 75%, а в породах верхнего литологического горизонта (для которого характерны диатомово-известковистые глины) — составляет от 10 до 25%. Количество цельных панцирей в 1 г осадка глинистых диатомитов Ширакского марза составляет 10-20 млн.шт. Панцири в основном диско-видные (*Stephanodiscus*, *Cyclotella*, со своими разновидностями). В Институте неорганической химии АН Армении изучалась возможность получения адсорбирующих фильтрующих порошков, цветных стекол, пористо-легких строительных кирпичей, перегородочных плит и т.д.

По фильтрационным способностям глинистые разновидности диатомитовых пород в 3-5 раз уступают фильтрационному порошку "Специал-2" (Чехия). Сорбционные свойства определялись,

исходя из удельной поверхности, по БЭТ-методу низкотемпературной адсорбции азота. Были получены также изотермы по парам воды и бензола, на основе которых рассчитаны параметры пористой структуры исходных глинистых диатомитов. Удельные поверхности исходных пород, как и следовало ожидать, невысокие (40-60 м²/г), адсорбционные и фильтрационные способности отмеченных диатомитовых пород низкие. С целью улучшения указанных свойств пород наиболее приемлемым представляется метод известковой активации. В гидротермальных условиях при взаимодействии аморфной SiO₂ и Ca(OH)₂ образуется гидрометасиликат кальция. После связывания аморфного SiO₂ происходит частичное разрушение глинистых компонентов и образование гидроалюмосиликатных продуктов. Предварительно готовится водная суспензия из диатомитовых пород и известкового молока, суспензия диатомитовых пород подогревается в реакторе до 90-95°C и к нему добавляется стехиометрическое количество известкового молока. Оптимальное время перемешивания составляет 6 часов. Изменения химического состава и некоторых адсорбционных фильтрационных свойств глинистых диатомитов при обработке известковым молоком приведены в табл.3 и 4. В таблицах показаны изменения как химического состава, так и некоторых других свойств (в том числе адсорбционных и фильтрационных) диатомитовых пород.

Таблица 3

Изменения химического состава и некоторых свойств глинистых диатомитов при обработке известковым молоком

Молярное соотношение CaO:SiO ₂ в исходной смеси	Химический состав продукта, %										pH водной вытяжки	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес, г/см ³	Удельная поверхность, м ² /г	Общий объем пор см ³ /г
	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO свободный	SiO ₂ аморфный	CO ₂	ppn	N ₂ O+K ₂ O	MgO					
Сходный диатомит *	3.0	66.8	10.5	4.35	0.00	28.5	1.5	10.2	2.0	1.6	5.23	2.2	0.45	55.0	0.100
0.11	9.7	60.4	10.2	4.30		—	1.6	11.0	1.95	1.55	9.3	2.12	0.39	90.5	0.155
0.20	11.8	59.3	10.1	4.20		—	1.75	11.5	1.9	1.5	9.5	2.10	0.26	120	0.256
0.31	17.0	54.5	10.0	4.0		—	1.96	11.7	1.8	1.45	9.8	2.30	0.23	150	0.45
0.4	20.2	49.5	9.3	3.9		—	2.11	11.9	1.71	1.40	9.85	2.35	0.18	165	0.47
0.51	23.4	48.0	9.1	3.8		0.00	2.15	12.0	1.65	1.35	10.2	2.23	0.22	150	0.44
0.75	28.5	42.8	9.0	3.7	0.45	0.00	2.22	12.3	1.60	1.30	11.3	2.25	0.24	90	0.29
0.85	34.1	40.1	8.5	3.6	3.54	0.00	2.50	12.4	1.50	1.25	12.5	2.25	0.24	56	0.24

* Представительная проба из изучаемых диатомитовых пород, которая по вещественному составу и некоторым физико-химическим свойствам является средней.

Приобретенные после обработки новые адсорбционно-фильтрационные свойства пород (табл.4) выявляют возможность производства адсорбирующих и фильтрующих порошков, которые не только не уступают, но и по ряду параметров превосходят известные производственные фильтрующие порошки (табл.5). Полученные этим путем адсорбенты по технологическим и качественным показателям превосходят традиционный и дорогостоящий адсорбент "Асканит" при очистке как минерального, так и хлопкового масла.

Известковая активация низкокачественных диатомитовых пород Ширакского марза расши-

рит запасы сырья, пригодного для синтеза эффективных адсорбентов и наполнителей.

Отметим также, что глинисто-диатомитовые породы по химическому составу, без предварительного обогащения, соответствуют требованиям, предъявляемым алюмосодержащему сырью для производства цветных тарных стекол.

Диатомиты и диатомитовые глины Ширакского марза легко измельчаются и просеиваются, что имеет немаловажное значение при изготовлении шихты. По физико-химическим свойствам полученное из шихты тарное стекло не уступает заводским маркам стекла. Вязкостно-температурное измерение полученного и заводского сте-

кол показало их сходство. Из пемзо-пепловых разновидностей получено цветное стекло (от светло-зеленого до темно-зеленого и черного), которое по своим физико-химическим свойствам превосходит стекла, полученные из сырья на основе глинистых диатомитов.

Таблица 4

Адсорбционные и фильтрационные свойства известково-обработанного глинистого диатомита

Наименование п/п адсорбента	Обработка загрязненного уайт-спирита адсорбентом			
	Время фильтрации, с	Скорость фильтрации м ³ /м ² час	Светопропускание уайт-спирита, %	Степень отбеливания уайт-спирита, %
1 Обработанный глинистый диатомит (CaO·SiO ₂ =0.4), высушенный при 110°C	69	7.8	69	60.4
2 Высушенный при 350°C	43	12.5	72	67.4
3 Специаль-2, Чехия	75	7.2	64	48.8
4 Кизельгур-Украина	83	6.5	52	21

Следует обратить внимание на возможность получения из пемзо-пепловых пород в лабораторных условиях: а) пористых строительных кирпичей, имеющих объемный вес 1.2-1.40г/см³, прочность при сжатии 70-100 кг/см², температуру обжига 950-1000°C, б) перегородочных плит, а также легких строительных кирпичей.

Известково-ракушечные породы могут быть использованы как добавка в птичий корм.

Таким образом, в результате научно-экспериментальных работ выявлены разнообразные

Результаты адсорбционной очистки масел

Наименование адсорбента	Минеральное масло (нафтенное белое НМП-12)				Растительное масло (хлопковое)				
	Свето- пропус- кание масла по ФЭК-М, %		Цветное число по КНС	Время филь- трации суспен- зии, минут	Цветное число				Время филь- трации
	До очистки	После очис- тки			До очистки		После очистки		
					красное	желтое	красное	желтое	
"Асканит"	41	80	6	40	25	35	16	35	45
Извест- ково-обра- ботанный образец	41	85	5.5	33	25	35	13	35	38
Извест- ково-обра- ботанный воротанс- кий диато- мит	41	88	5.0	30	25	35	10	35	30

виды минерального сырья, которые могут быть использованы в промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Т.А. Глинистые минералы и их значение в качественной характеристике диатомитовых пород Сисианского и Ахурянского районов. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1979, N1, с.67-70.
2. Саядян Ю.В. К стратиграфическому расчленению и палеогеографии времени образования антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ленинанканской котловины. Сов.геология, 1966, N2, с.141-144.

ՇԻՐԱԿԻ ԴԱՇՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱԲԽԱԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ՀՈՒՄՔ

Թ. Ա. Ավագյան, Գ. Գ. Մարտիրոսյան, Ն. Բ. Կնյազյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերվում են Շիրակի մարզում մեծ տարածում ունեցող դիատոմիտային, դիատոմա-կրաքարային կավերի, պեմզային, հրաբխային փոշու, ինչպես նաև կրաքարա-խեցային ապառների վրա կատարված գիտական և գիտա-փորձարարական աշխատանքների արդյունքները, որոնք ցույց են տալիս վերը նշված ապառների միներալային հումքեր օգտագործելու հնարավորությունները՝ արտորդիկ նյութեր, տարային գունավոր ապակիներ, ծակոտկեն և թեթև շինարարական աղյուսներ, միջնորմային սալիկներ, ինչպես նաև առանձին կրաքարա-խեցային տարատեսակները գյուղատնտեսության մեջ, որպես թռչնակերի խառնուրդ օգտագործելուն արդյունքները:

ABOUT SEDIMENTARY AND PYROCLASTIC ROCKS OF THE SHIRAK DIATOMITE BASIN AS MINERALS

T. A. Avagyan, G. G. Martirosyan, N. B. Kniazyan

Abstract

The possibilities for the use of diatomite-associated diatomite-montmorillonite, diatomite-calciferous, ash-and-pumice and other diversities of diatomite rocks in the Shirak Marz as raw mineral for production of adsorbing and filtrating powders, stained glass, porous and light building bricks, and partition walls are discussed based on the results of scientific research and experimental works.

К ПРОБЛЕМЕ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2001 г. Ю.Р.Каграманов, Р.А.Мандалян, Р.Л.Мелконян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 14.02.2000 г.

На основании анализа результатов геолого-геофизических работ, данных скважин, лабораторных исследований пород и флюидов оценена возможная нефтегазоносность юрских и меловых отложений и выделены перспективные области в пределах северо-восточной части территории Республики Армения.

В геологическом строении северо-восточной части Армении главная роль принадлежит Сомхето-Карабахскому мегантиклинорию и сопредельной части Прикуринского мегасинклинория. В их составе развиты породы от верхнего протерозоя (?) – нижнего палеозоя до четвертичного периода включительно. Максимальное же распространение имеют юрские, а также меловые образования [2,3]. Более молодые, в частности, палеогеновые образования обнажаются в бортовых структурах на границе с соседней – Амасия-Севано-Акеринской (Присеванской, Севано-Ширакской) тектонической зоной, а также выполняют поперечные синклинорные зоны. В составе Сомхето-Карабахского мегантиклинория обособляется ряд антиклинальных и синклинальных структур. На исследованной территории к ним относятся Алавердский и Шамшадинский антиклинории и разделяющий их Иджеванский грабен-синклинорий. Первая структура, сложенная в основном юрскими и отчасти верхнемеловыми отложениями, имеет общекавказское простирание с шарниром, падающим на ЮВ (Иджеванский синклинорий) и СЗ (Лалварский синклинорий). Северо-восточное крыло Алавердского антиклинория осложнено структурами более низкого порядка – Айрумской брахиантиклиналью, Папаркарской синклиналью и Воскепар-Шаваршаванской брахиантиклиналью, границы между которыми проходят по разломам СВ-ЮЗ простирания [1,7].

Иджеванский синклинорий СВ-ЮЗ простирания сложен верхнеюрскими и верхнемеловыми образованиями. По обоим бортам ущелья р.Агстев подобный структурный план синклинория подчеркивается разрывными структурами сбросового типа – Дитаванским (с амплитудой до 1200 м) и Лусадзор-Акнахпюрским (с амплитудой около 250 м), что придает ему характер грабен-синклинория. При этом по Дитаванскому сбросу, протяженностью более 20 км, породы верхнего мела опущены на уровень келловей-оксфордских отложений. К юго-востоку Иджеванский синклинорий граничит с Шамшадинским антиклинорием, сложенным в основном юрскими и меловыми образованиями. В его ядре обнажается кристаллический фундамент герцинской консолидации. К северу от Миапорского хребта

верхнеюрские и верхнемеловые отложения образуют крупную моноклиаль близширотного простирания, погружающуюся к Прикуринской депрессии [1]. Северные крылья Алавердского и Шамшадинского антиклинориев на стыке с Прикуринским мегасинклинорием осложнены продольными складчатыми и разрывными структурами, сочетающимися с поперечными. Блоковое строение области отчетливо сказывается и на глубине поверхности кристаллического фундамента, который в пределах ядра Алавердского антиклинория фиксируется на глубине 3 км, а в Шамшадинском антиклинории выходит на поверхность [5]. При этом во всех случаях отмечается отчетливое его погружение при переходе к Прикуринскому мегасинклинорию (в Иджеванском синклинории до 4 км).

Перспективы нефтегазоносности исследуемой территории ранее рассматривались с общегеологических позиций. В настоящей работе при оценке перспектив данной территории привлечены также материалы бурения скважин, проходки штолен при поисковых работах на уголь, результаты полевых исследований и лабораторного изучения пород. Рассмотрение этих материалов позволяет наметить наиболее благоприятные в отношении нефтегазоносности отложения и структуры. Прежде всего отметим нефтепроявления в виде жирных пленок в глинистом растворе при бурении скважины N3 по левому берегу р.Агстев у с.Овк, расположенном между городами Дилижан и Иджеван. Нефтепроявления встречены в толще верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров на глубинах 140, 145, 161, 163-166 и 185 м. Образование нефти в этих вулканитах маловероятно. Принимая во внимание трещиноватость кварцевых плагиопорфиров и наличие следов тектонических подвижек, можно предполагать, что указанные породы, по-видимому, фиксируют пути миграции нефти из подстилающей терригенной серии нижней юры и нижнеаленского подъяруса средней юры. На это указывают результаты геохимических исследований пород скв.3. Содержание хлороформенного битумоида в органическом веществе высокое – от 0.01 до 1.25% (или от 7 до 14 баллов); ширина вытяжки хлороформенного битумоида на хроматографической бумаге при лю-

мигесцентном исследовании в большинстве образцов органического вещества превышает 30 мм, иногда достигая 50 мм; тип битума снизу вверх по разрезу скважины изменяется от маслянистого битума А (МБА) до смолисто-асфальтенового битума А (САБА).

Высокой битуминозностью характеризуются и батские терригенные отложения Иджеванского синклинория. По результатам исследований 106 образцов пород из скважин (№№ 3, 10, 20) содержание хлороформенного битумоида в органическом веществе колеблется в основном в интервале 0.1-0.3% (от 10 до 12 баллов). Ширина хлороформенной вытяжки на хроматографической бумаге по отдельным образцам из байосских отложений превышает 100 мм.

Данные горячей экстракции битума свидетельствуют о высоком содержании масляной фракции в хлороформенной вытяжке, в большей части превышающем 30%, а в ряде случаев достигающем 60% и более. Это свидетельствует о присутствии в органическом веществе аллохтонного битумоида, поскольку при автохтонной его природе количество масел не должно превышать 30%. Угленосная толща, в которой отчетливо выделяются интервалы с высоким содержанием хлороформенного битума, не может генерировать такое количество масел. В процессе миграции углеводородов из нижних отложений она может выступать в качестве активного адсорбента. С учетом характера разреза нижележащих пород наиболее вероятной средой, из которой происходила миграция углеводородов, можно считать тоар-ааленские отложения.

Аналогичная картина наблюдается и в батских отложениях Шамшадинского антиклинория (скв. №№ 7, 8), в которых при низких концентрациях Сорг. в породе содержание масляной фракции в хлороформенном битумоиде доходит в отдельных случаях до 70%. По данным горячей экстракции битума из этих пород, содержание масел в составе хлороформенного битумоида в большей части превышает 40%, иногда достигая 50% и выше.

На возможность миграции углеводородов по разрезу юрских и вышележащих отложений указывают данные геохимических исследований пород, обнажающихся вблизи г. Берд, с.с. Товуз и Паравакар. При низком содержании Сорг. в породе количество хлороформенного битумоида в ряде случаев достигает 6-10 баллов, при ширине хлороформенной вытяжки битума на хроматографической бумаге до 80-90 мм. Тип битума — в основном маслянистый битум А (МБА) и легкий битум А (ЛБА).

Значительный интерес представляют результаты геохимических исследований меловых пород из обнажений в окрестностях с. Довех и южнее р. Кохб. Данные люминесцентного анализа хлороформенного битумоида указывают на возможность миграции углеводородов в толще меловых образований. Содержание хлороформенного битумоида в органическом веществе в отдельных образцах достигает 1.25-2.5% (14-15 баллов). Ширина вытяжки хлороформенного битумоида отдельных образцов на хроматографи-

ческой бумаге достигала 140 мм.

Обращают внимание и результаты исследований верхнемеловых отложений, расположенных вблизи зимовки Цагагехцы, восточнее с. Саригюх. В вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах здесь присутствует смолисто-маслянистый битум А (СМБА). При весьма низком содержании Сорг. ширина вытяжки хлороформенного битумоида на хроматографической бумаге достигает 5-12 мм, что свидетельствует о миграции углеводородов из подстилающих отложений.



Рис 1 Карта перспектив нефтегазоносности северо-восточной части территории Армении. Условные обозначения 1 Границы главных тектонических элементов; 2 Прикуринская тектоническая зона; 3 Сомхето-Карабахская тектоническая зона; 4 Севано-Ширакский синклинорий; 5 Иджеванский синклинорий; 6 Выходы герцинского метаморфического фундамента; 7. Условные изолинии поверхности кристаллического фундамента в км; 8. Главнейшие разломы по геолого-геофизическим данным; 9 Перспективные площади по юрским отложениям; 10 Перспективные площади по меловым и юрским отложениям

Перспективы нефтегазоносности следует связывать главным образом с ЮЗ частью Прикуринской депрессии, охватывающей северную часть рассматриваемой территории (рис. 1). Возможными нефтематеринскими отложениями здесь могут являться, прежде всего, местами битуминозные терригенные отложения тоара-аалена и в меньшей степени терригенно-карбонатные отложения келловей-кимериджа.

В пределах Шамшадинского антиклинория в геолого-структурном отношении наиболее перспективным представляется его северное крыло, осложненное складками более низкого порядка и погружающееся к Прикуринской депрессии по линии с. Чинчин-с. Лалигюх-с. Парвакар. Здесь можно прогнозировать три возможных типа нефтенакпления, связанных со следующими образованиями: а) грейнстоуновыми известняками с дазикладациями (оксфорд-кимеридж и титон), имеющими большую мощность и протяженность; б) рифогенными образованиями того же возраста в биогермах, перекрытых хлорит-монтмориллонитизированными гналокластитами

и монтмориллонитовыми глинами, являющимися покрывками; в) осадочными накоплениями терригенной формации келловая (мощностью 350-400 м) и с нижней частью вулканогенно-карбонатной формации, представленной на всем протяжении исключительно карбонатными породами (будурская свита, нижний оксфорд) [4]. Заслуживает внимания и сам факт полного выклинивания верхнеюрского вулканогенно-карбонатного парагенезиса и его перехода к чисто карбонатному (мощностью 1000-1200 м) по западной части водораздела р.р.Агстев и Ахум. В пределах Иджеванского синклинория (левобережье р.Агстев) интерес может представлять полоса развития карбонатных пород (доломиты, известняки) верхнего оксфорда-кимериджа, характеризующихся интенсивной доломитизацией рифовых и межрифовых скоплений [4]. Эта полоса погружается под верхнемеловые отложения в направлении с.Лусадзор – с.Севкар и далее к Прикуринской депрессии.

Перспективы нефтегазоносности следует увязывать также с терригенными отложениями (мощностью до 450 м) тоара-аалена. Заслуживают внимания верхнемеловые карбонатные, терригенные и вулканогенно-осадочные отложения (мощностью до 1100 м) южного крыла Папакарской синклинали, осложненного поперечными структурами более низкого порядка (Айрумская, Воскепар-Шаваршаванская антиклинали и др.), погружающимися к Прикуринской депрессии [6,7].

Косвенным подтверждением возможной нефтегазоносности юрских и меловых отложений северо-восточной части территории Армении может служить нефтеносность Прикуринской впадины в пределах Азербайджана, в разрезе которой нефтегазоносные свиты установлены

в широком временном диапазоне – от аалена до апшерона, включая средне-верхнеюрские и нижне-верхнемеловые отложения [8].

Таким образом, результаты исследований указывают на возможные перспективы нефтегазоносности отложений юры и мела по северо-восточным крыльям Алавердского и Шамшадинского антиклинориев, а также в Иджеванском синклинории и прежде всего в областях их погружения к Прикуринскому мегасинклинорию, где и следует ожидать основные скопления углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430с.
2. Геология Армянской ССР. Стратиграфия, т.2. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 378с.
3. Геология СССР. Армянская ССР, т.43. М.: Недра, 1970. 464с.
4. Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990. 170с.
5. Осипова И.Б. О региональных сейсмических исследованиях станциями "Черепаша" в Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980. N5, с.65-73.
6. Сатян М.А. Альб-верхний мел. В кн.: Геология Армянской ССР, т.5, Литология, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. с.432-437.
7. Туманян Г.А. Особенности позднемезозойской структуры междуречья Дебед и Агстев. Тр. Геолог. Об-ва АрмССР. Ереван, 1975, N1, с.47-61.
8. Месторождения нефти и газа и перспективные структуры Азербайджанской ССР (Алиев А.И., Багир-Заде Ф.М., Буниат-Заде З.А., Гусейнов А.Н., Дадашев Ф.Г., Мехтисев Ш.Ф. Салаев С.Г., Юсуф-Заде Х.Б.). Баку: Изд. "Элм", 1985. 108с.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ ՆԱՎԹԱԳԱՋԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՆԱՀԱՐՑԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Յու. Ռ. Կագրամանով, Ռ. Ա. Մանդալյան, Ռ. Լ. Մելկոնյան

Ա Ն Ք Ն Ք Ն Ո Ւ Մ

Երկրաբանա-երկրաֆիզիկական աշխատանքների անալիզի, հորատանցքերի տվյալների վերաձևավորման, ապարների և ֆլուիդների լաբորատոր հետազոտությունների հիման վրա գնահատվել է յուրայի և կավճի հասակի նստվածքների հնարավոր նավթազագաթնությունը և Հայաստանի տարածքի հյուսիս-արևելյան մասում առանձնացվել է հուանկարային գոնա:

ON THE PROBLEM OF OIL-AND-GAS CONTENT IN THE NORTHEASTERN PART OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

Yu. R. Kagramanov, R. A. Mandalyan, R. L. Melkonyan

A b s t r a c t

An assessment of potential presence of oil and gas in the Jurassic and Cretaceous deposits is made based on the analysis of the results of geological and geophysical works, borehole data, and laboratory studies of rocks and fluids, and the promising areas are identified within the northeastern part of the territory of the Republic of Armenia.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2001 г. Р.А. Пашаян, А.Л. Ананян, Г.А. Туманян

*Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 28.06.2001 г.*

В работе представлены результаты изучения напряженно-деформационного состояния земной коры Гарнийского полигона, а также других участков региона Армении по гидрогеодинамическим и геохимическим данным наблюдений. Получены протяженные временные ряды колебаний уровня вод по наблюдательным скважинам всего региона, проявления гидрогеологических эффектов, связанных с современными движениями земной коры. Выявлена взаимосвязь сейсмических и гидрогеологических процессов [13]. Краткосрочные гидрогеологические эффекты, отмеченные по вариациям уровней подземных вод [14], используются в качестве показателей геодинамических процессов, протекающих в сейсмоактивных зонах.

В настоящее время существует достаточно много данных об изменении химического состава подземных водно-газовых систем и их динамике в период подготовки и свершения землетрясения. Изучение геолого-геохимических последствий наиболее сильных землетрясений Северного Кавказа показало, что большинству из них предшествовали и их сопровождали гидрогеодинамические эффекты, выразившиеся в сильных колебаниях дебитов скважин и минеральных источников не только в эпицентральных зонах от 100 до 300 км, но и далеко за их пределами [12]. В Армении наблюдения за содержанием микро- и макрокомпонентов подземных вод ведутся с начала 80-х годов. Отмечено, что химический состав подземных вод меняется под влиянием сильных землетрясений. Эти изменения проявляются за несколько месяцев до землетрясения, что делает возможным использование этих явлений для выработки критерия среднесрочного прогноза [3].

Нами (Гарнийская Геофизическая Обсерватория) в течение шести лет (1996 – 2001 гг.) исследовались воды родников Анаит и Гоар, изливающихся севернее с. Гарни. Эти воды связаны с брекчиевыми и туфобрекчиевыми породами, занимающими значительные площади севернее и северо-западнее р. Азат, на участке сел Вохчаберд и Гарни. Начиная с 1998г., были начаты наблюдения по водам минерального источника "Грав", расположенного в мобильной зоне разлома, вблизи Азатского взброса.

Основная задача проведенных исследований заключалась в изучении геодинамических процессов земной коры Гарнийского полигона и других участков региона, где располагаются гидрогеодинамические наблюдательные скважины.

Особенности тектоники и сейсмоактивности Гарнийского сейсмополигона

Район исследования характеризуется сложными сочетаниями общекавказского (продольного) и антикавказского (поперечного) простираний структур и аномальной сейсмичностью. Гарнийский сейсмополигон, описываемый также под названием Приереванского региона [11], расположен на активной СВ окраине Центрально-

Армянской континентальной микроплиты [4,6,15,16,17].

Гарнийская Геофизическая Обсерватория и находящиеся под режимными наблюдениями родники пресных вод "Гоар" и "Анаит" и минеральный источник "Грав" расположены на участке среднего течения р. Азат. Участок характеризуется изменениями структур и высокой сейсмичностью (Гарни, 1679г., $M=7.0$).

Бассейн р. Азат почти полностью характеризуется развитием взаимопересекающихся систем разломов и тектонической трещиноватостью (рис. 1). По верховью р. Азат, поперек Цахкунк-Зангезурской тектонической зоны, по ЮВ склону Гегамского нагорья прослеживается СВ часть Еранос-Вединской линейamentной зоны близмеридионального СВ-ЮЗ простирания [8].

Далее, резко поворачивая на ЮЗ, р. Азат протекает по линейamentу, который представлен зоной шириной 2 км. Зона отмечается развитием тектонической трещиноватости, что на эоценовых отложениях является приповерхностным выражением разлома, по которому происходили изменения простирания структур от продольного до поперечного, межзонального Ани-Ордубадского разлома глубокого, по-видимому, корового заложения. Эта граница перехода простирания структур от продольного до поперечного и выражена значительными резкими изменениями пород.

В бассейне среднего течения р. Азат, на участке с. Гарни-Азатское водохранилище, из-за развития зоны взброса 60° простирания, $330^\circ < 60-70^\circ$ падения, происходит изменение простирания структур Ераносского тектонического блока и направления течения реки от субширотного до СВ близдиагонального. Эта зона указанного взброса, мощностью от 10 до 50 м, прослеженная по левобережью среднего течения р. Азат, представлена перемятыми, сильно раздробленными породами среднего эоцена. Здесь приведены в тектонический контакт сильно сжатые, узкие крутопадающие, в приразломной зоне опрокинутые складки низов среднего и близгоризонтального залегания слои верхов и низов верхнего эоцена. Отмеченные явления объясняются субгоризонтальными сжатиями в продольном направлении и многоступенчатыми перемещениями зоны вы-

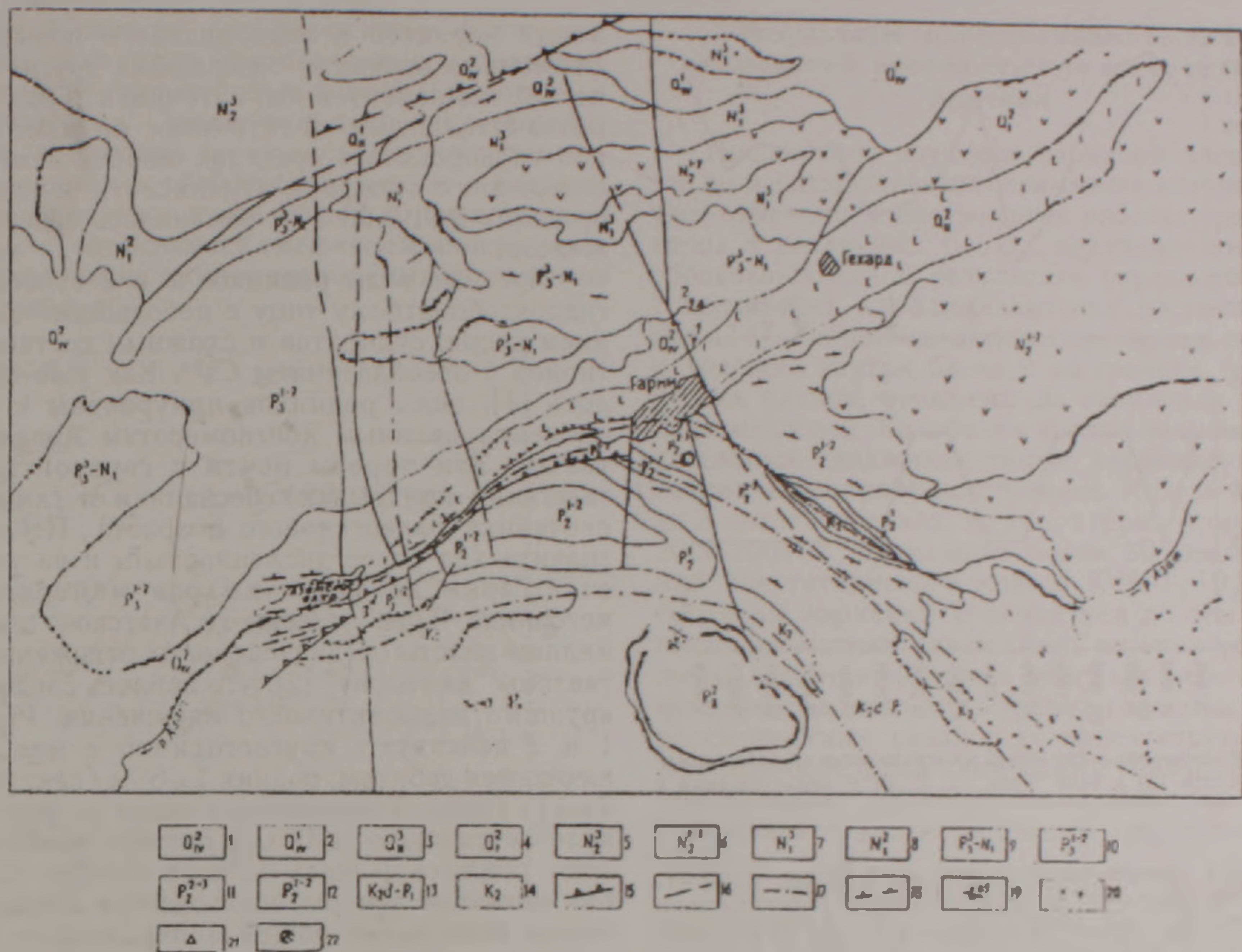


Рис.1. Схематическая геолого-структурная карта бассейна р. Азат. 1. Озерные и речные пески, суглинки, глыбы, валуны (Q_{IV}^{2-3}); 2. Андезито-базальты, андезиты (Гегамское нагорье); 3. Андезито-базальты, базальты; 4. Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты (2-4, Q_1-Q_{IV}); 5. Долеритовые базальты (N_2^3); 6. Вохчабердская свита (N_1^{1-2}), туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, пролювиально-обломочные образования; 7. Белсsovатая свита, туфобрекчии, туфопесчаники кислого состава, базальты, андезито-базальты; 8. Котуцкий горизонт, песчаники, глины, известняки; 9. Алабенская свита, пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, конгломераты; 10. Шорахпюрская свита, песчаники, глины, алевролиты с пачками нуммулитовых и др. известняков, потоками андезитов; 11. Зовашенская свита, глины, песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты, известняковые песчаники, алевролиты с потоками андезитов; 12. Нуммулитовые известняки, известковистые песчаники, алевролиты; 13. Котуцкая свита, песчаники, алевролиты, нуммулитовые известняки; 14. Известняки, мергели, алевролиты, известковистые песчаники, конгломераты, песчаники, глины, базальты, туфобрекчии, туфоалевролиты; 15. Зоны Азатского (Гарнийского) и Джрвежского взбросов; 16. Разрывные нарушения; 17. Осевые полосы антиклиналей; 18. Элементы залегания (простираение и падение) горных пород складчатых комплексов; 19. Опрокинутые залегания горных пород; 20. 1, 2 — пресные родники, 3 — минеральный источник; 21. Гарнийская геофизическая обсерватория; 22. Предполагаемый эпицентр очага Гарнийского землетрясения (1679г.).

шеуказанного взброса и фронтальной части Ераносского тектонического блока от нескольких метров до 7-8 км в ЮЗ — ЮВ направлениях на Гарнийском и Азатском (водохранилище) участках. Это вращательное перемещение фронтальной части Ераносского тектонического блока привело к образованию в краевых частях общекавказско-антикавказских переходных дугообразных структур (рис.1).

Сравнение результатов неотектонических исследований [6] и определения механизмов очагов землетрясений [8,9] с вышеотмеченными особенностями палеотектонического развития показывает, что современные тектонические движения продолжают развиваться в указанном палеотектоническом плане. Следовательно, гидрогеохимические наблюдения по подземным водам Гарнийского сейсмополигона, проводимые в столь активном в тектоническом отношении участке, вероятно, позволят получать достоверную прогностическую информацию.

Сейсмический режим региона Армении за 2000-2001гг.

Исследован сейсмический режим региона за 2000-2001г.г. по данным, полученным из НССЗ РА. Составлена таблица параметров землетрясений, произошедших на территории Армении за 2000-2001 г.г. По ней построена карта эпицентров землетрясений, на которой нанесены пункты наблюдений (гидрогеодинамические скважины и родники) и эпицентры очагов произошедших землетрясений. Полученная картина указывает на более напряженные участки региона. Пространственное распределение очагов землетрясений по глубине показало два преобладающих максимума на глубинах 10 и 11 км. На графике хода за период 2000-2001гг. сейсмический процесс 2000г насыщен событиями с $M=3.5$, а в 2001г. — событиями с $M=2.5-3.1$. Таким образом, сейсмический режим региона за 2001г. охарактеризован сейсмичностью, с преобладающей $M=2.5$. Слабые землетрясения с начала 2001г.

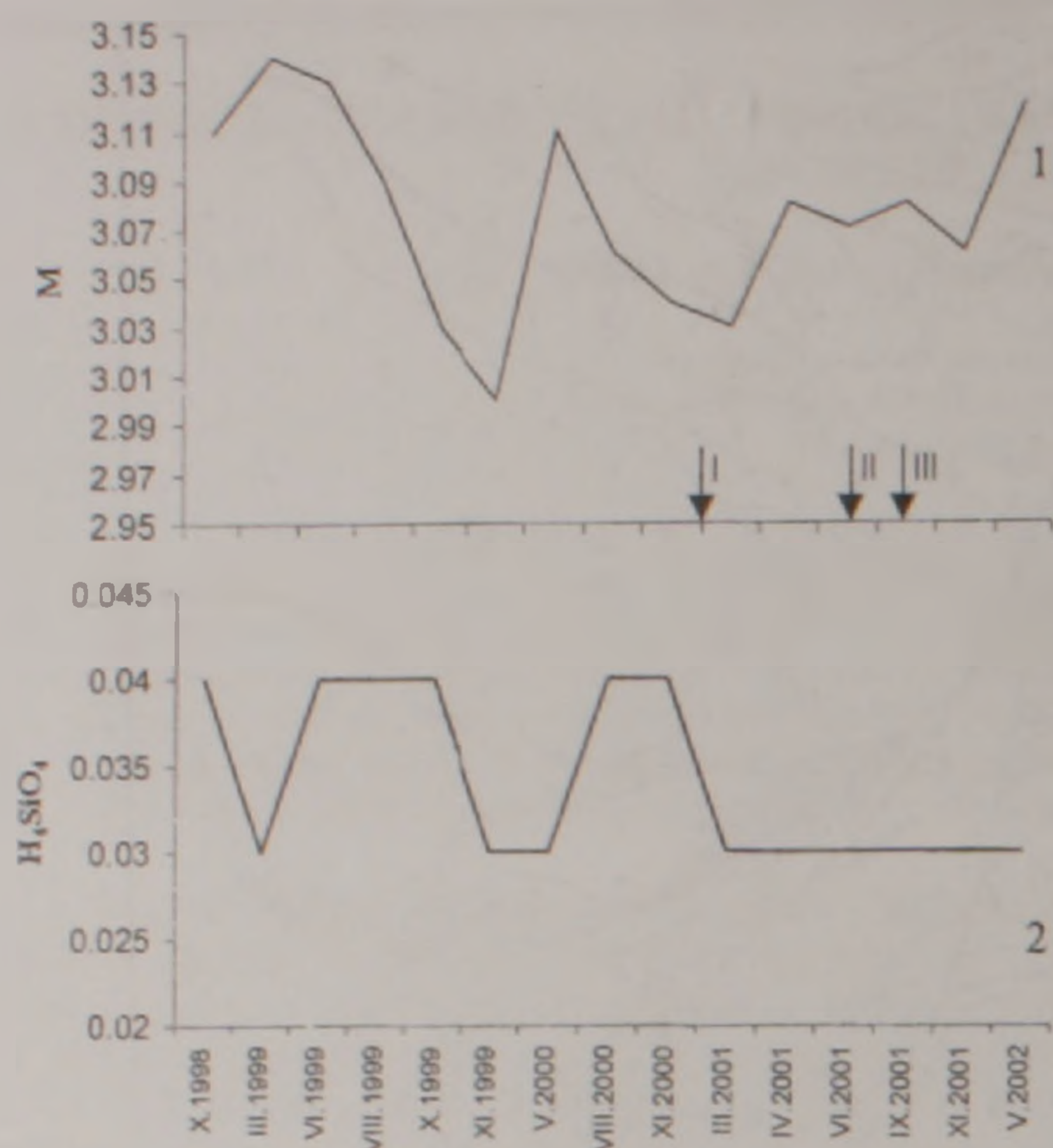


Рис. 2. Временные вариации общей минерализации г/л (1) и кремневой кислоты (2) в воде "Грав". I, II, III – землетрясения в Гарни.

по август имели место в районах Веди, Арарат, Гарни. В частности, в эпицентре Гарнийского очага (1679г., $M=7.0$) произошли три землетрясения с магнитудой $M=1.3$, $M=1.5$, $M=2.1$.

Гидрогеохимические наблюдения Гарнийского сейсмополигона

Минеральная вода источника "Грав" относится к типу гидрокарбонатно-кальциево-магниевых вод. Вода насыщена углекислым газом, вследствие чего рН воды является слабокислым от 5.9 до 6.8. Она формируется в разломной зоне на левом берегу р. Азат и выбивается на поверхность через 10-15 – метровый щит травертинов. Дебит источника – 0.2 л/сек, температура воды колеблется в небольших пределах – 16–17–18°C и указывает на то, что глубина формирования этой минеральной воды может составить 350-400м. Общая минерализация колеблется за период 2001 года от 3.03 до 3.14 г/л. Временные вариации общей минерализации и кремневой кислоты представлены на рис.2.

За последний год наблюдений минерализация воды повысилась примерно с 3.03 до 3.08 г/л. На фоне общего изменения минерализации выделяются небольшие пики повышения и понижения. Пик повышения наблюдается в апреле до 3.07 г/л, далее небольшое понижение с последующим повышением общей минерализации до 3.08 г/л. Величина рН за период наблюдений повысилась от 5.8 до 6.6, далее колебалась в небольших пределах, составляя в среднем 6.4-6.6. Вариации содержания кремневой кислоты после резкого понижения от 0.04 до 0.03 г/л, как показано на графике рис.2, образуют в течение последних месяцев небольшое плато с значением H_4SiO_4 – 0.03 г/л. Вариации содержания ионов хлора, натрия и магния имели одина-

ковый характер в виде плавного повышения. Временные вариации содержания других химических компонентов вод источника "Грав" были незначительными. Фактически не изменялись или варьировали в пределах ошибок измерений содержания сульфата, уголекислоты и калия. В пределах 0.01-0.03 г/л изменялось содержание железа.

Пресные воды родников 1 и 2 относятся к гидрокарбонатному типу с небольшим содержанием хлора, сульфатов и сложным составом катионов с преобладанием Ca^{2+} . Как уже отмечалось [1], воды родников приурочены к слабо сцементированным конгломератам Ацаванской толщи. Эти породы почти в горизонтальном залегании прикрывают песчаники и глинистые песчаники палеогенового возраста. Последние значительно более дислоцированы и на участке от с. Гарни до места выхода минерального источника "Грав" и далее до Азатского водохранилища пласты среднеэоценовых отложений поставлены "на голову" [2], что явилось следствием крупного дизъюнктивного нарушения. Родники 1 и 2 действуют круглогодично с малоизменяющимся дебитом; родник 1 $\approx 6-7$ л/сек; родник 2 ≈ 11 л/сек. Температура воды в родниках колеблется около 11-14°C, в октябре температура воды родника 1 была 11°C, в ноябре – 13.5°C. Как показали замеры, наблюдается корреляция между значениями общей минерализации вод и изменением температуры.

За период наблюдений с января по октябрь 2001 года общая минерализация вод колебалась для родника 1 от 0.298 до 0.314 г/л, родника 2 – от 0.360 до 0.370 г/л. За первые три месяца наблюдений минерализация снизилась с 0.302 до 0.297 г/л, затем до конца наблюдений возросла до 0.306 г/л. На фоне такого общего изменения минерализации наблюдались небольшие три кратковременных вариации, которые имели место в апреле, июне, августе и проявились в виде снижения общей минерализации до величины 0.01 г/л. Величина рН за весь период наблюдений была фактически стабильна, составляя в среднем 7.8-7.9, за исключением небольших вариаций во время отмеченных изменений химического состава.

В первые месяцы 2000 года наблюдаемая минерализация воды родника 2 повысилась с 0.360 до 0.370 г/л, затем до конца наблюдений плавно снизилась до 0.355 г/л. Снижение общей минерализации на 0.015 г/л проявлялось с июня по август месяц. Величина рН за тот же период наблюдений варьировала в пределах от 7.8 до 7.9.

Как отмечалось в предыдущих работах, воды родников характеризуются значительным содержанием кремневой кислоты. Вариации содержания кремневой кислоты в водах обоих родников имели одинаковый характер в виде резкого снижения до 0.08 г/л для родника 1 и 0.07 г/л – родника 2 и далее наблюдается стабилизация значений кремневой кислоты. Наблюдаемые вариации химического состава минеральной воды "Грав" и вод родников 1 и 2 обусловлены, вероятно, геодинамическими процессами в

пластовой системе, определяющими факторами которых послужили тектонические и волновые процессы в эпицентральной зоне Гарнийского землетрясения. Снижение и последующее повышение содержания всех основных компонентов, проявившиеся в обобщенном виде и в плавном снижении и повышении общей минерализации, возможно, объясняются смешением минеральных вод с водами из других водоносных комплексов этого района.

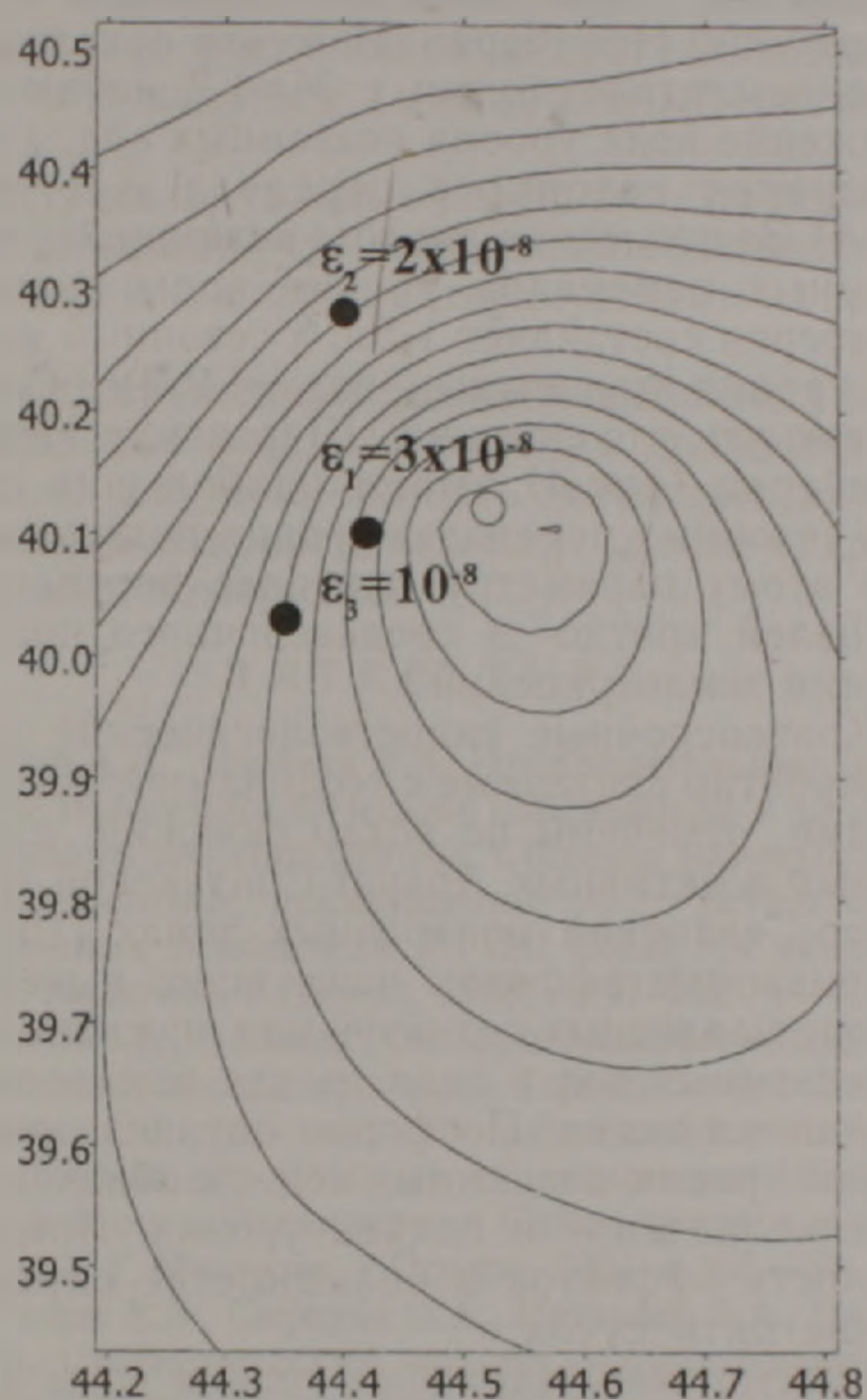


Рис. 3. Расчетное деформационное поле в эпицентральной зоне Гарнийского землетрясения 2001г. ($M=2.1$)
○ – эпицентр землетрясения
● – гидрогеохимические пункты наблюдения

Сопоставлены времена проявления отмеченных колебаний с каталогом землетрясений, произошедших на территории Армении, в частности, в зоне Гарнийского сейсмополигона. Все выделенные аномалии зафиксированы после слабых землетрясений с $K=6 \div 8$, произошедших в радиусе $10 \div 14$ км от пунктов наблюдений. В каждом пункте наблюдений определялась расчетная деформация [7] по формуле $\epsilon = (R/10^{0.413-M})^{-3}$, где M – магнитуда землетрясения, имевшего место в Гарни (20.08.01).

На рис.3 представлено деформационное поле распределения значений расчетной деформации от эпицентра землетрясения до гидрогеологических пунктов наблюдений (пресные воды родников 1 и 2, минерального источника “Грав”). Величины деформации в зависимости от эпицентрального расстояния R имели следующие значения: $\epsilon_1 = 3 \cdot 10^{-8}$, $\epsilon_2 = 2 \cdot 10^{-8}$, $\epsilon_3 = 10^{-8}$.

Результаты гидрогеодинамических наблюдений, проводимых по всему региону Армении

Продолжено изучение вариаций подземных вод по наблюдательным скважинам, которые, как уже отмечено в предыдущих работах, расположены в различных блоках тектонических зон, образовавшихся в результате пересечения антикавказских и общекавказских систем разломов [14]. Гидрогеодинамические процессы, происходящие внутри блока и на границе тектонических блоков, отражены на вариациях уровня подземных вод. Колебания уровня воды в наблюдательных скважинах также коррелируются с сейсмическим режимом региона. Исходя из сводки о землетрясениях, на территории Армении за 2000-2001г.г. произошло более 30 землетрясений энергетического класса $K=6.0 \div 10.0$. Рассматрены вариации уровней вод по тем гидрогеодинамическим скважинам, которые расположены в сейсмоактивных участках региона. На исходных записях хода уровня подземных вод в рассмотренных скважинах присутствуют: лунно-солнечные приливные волны, сезонные вариации уровня с годичной периодичностью и прослеживается долговременный ход процесса – тренд.

Приливные вариации уровня подземных вод наблюдаются в скважинах Кучак, Карчахпюр, Ехегнадзор. Скважина Кучак расположена в тектоническом отношении активном блоке, примыкающем к Транскавказской зоне. Скважина Карчахпюр находится в большом Севанском блоке, который активен и характеризуется большими подвижками.

Скважина Ехегнадзор расположена в Вайкском блоке Приараксинской зоны, блок активен, характеризуется повышенной динамичностью. Период приливных колебаний превышает одни сутки. Максимальная амплитуда прилива составляет величину порядка 8см для вод скважины Кучак, 6см – Карчахпюр и 4см – Ехегнадзор. Максимум амплитуд повторяется с периодичностью около 7, 10 и 14 суток.

Как показали исследования [5], для решения задач среднесрочного прогноза целесообразно рассматривать особенности изменения сезонных перепадов уровня ΔH подземных и поверхностных вод по наблюдениям различных лет. Величина ΔH вычисляется как сумма разностей между экстремальными уровнями подземных вод в летний и зимний периоды года. Были продолжены рассмотрения особенностей изменения сезонных перепадов уровня ΔH подземных вод за 2001 год. На рис.4 приведен график сезонного перепада уровня вод для 6 наблюдательных скважин. Как видно из приведенных данных табл.1, величина сезонного перепада уровня ΔH для районов наблюдений различна и варьирует от 0.2 до 9.3м. По амплитудам сезонного перепада уровня районы расположения наблюдательных пунктов разделяются на две группы: группа скважин Ширакамут, Иджеван, Ноемберян, где ΔH максимальны и лежат в пределах от 1.9 до 8.9 метров.

Вторая группа районов – скважины Карчахпюр и Мецамор, для которых величина сезонного перепада уровня существенно меньше и находится в интервале 0.2 – 1.8 метров.

Таблица 1

N	Р-н располож. скв.	Значения ΔH (м) по годам						
		1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
1	Ноемберян	2.2	2	1.6	1.9	1.5	0.7	2.2
2	Мецамор	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2
15	Иджеван	4.1	4.8	4.3	9.3	7.8	8.2	8.9
12	Спитак	2.4	2	1.8	3.2	1.4	2.0	1.9
10	Гукасян	0.2	0.4	0.6	0.3	0.2	0.2	1.2
27	Карчахпюр	2.2	0.96	2.4	2.1	2.8	2.2	1.8

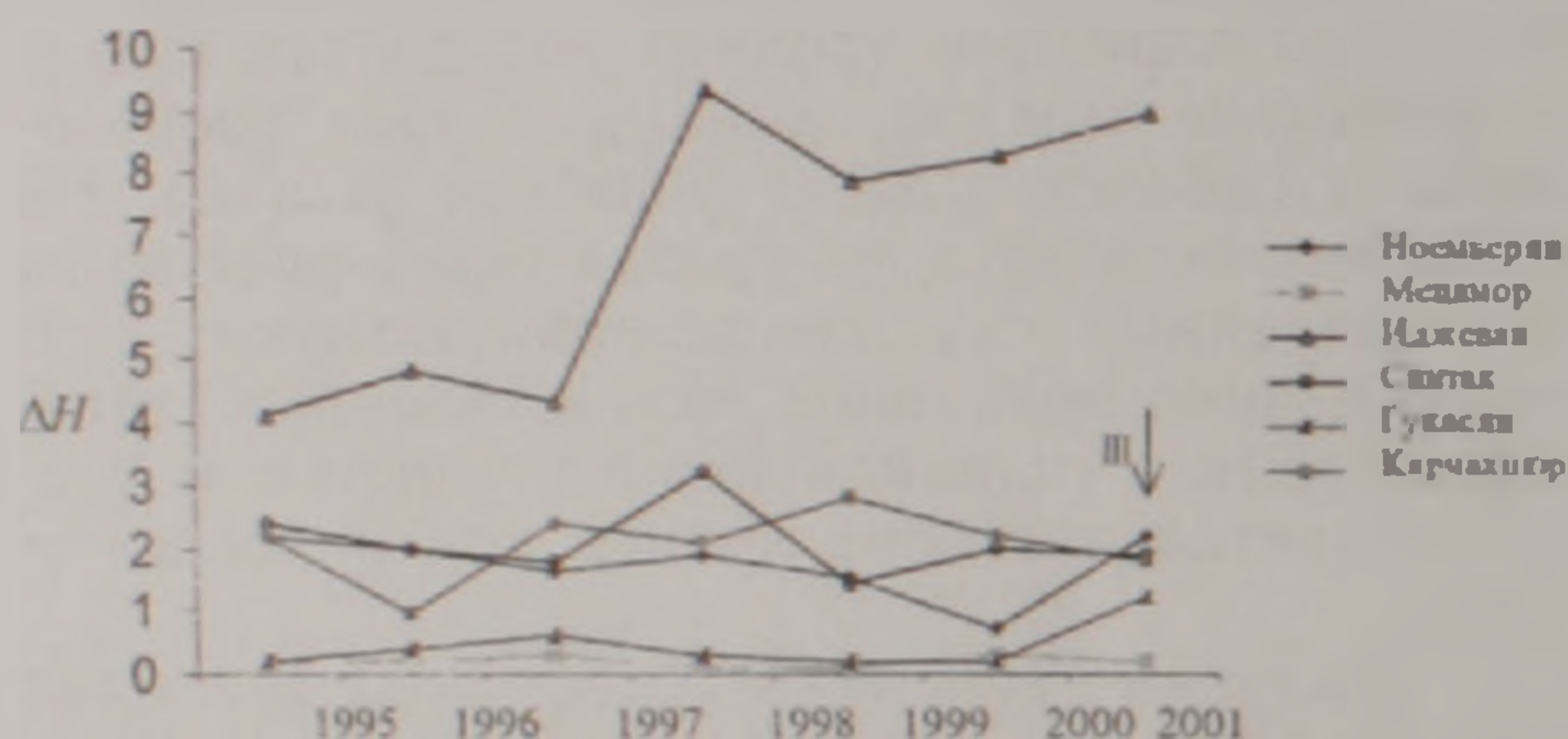


Рис 4 Амплитуды сезонных перепадов уровня подземных вод скважин III- землетрясение в Гарни (20.08.01, $M=2.1$).

Как известно, изменения уровня подземных вод обусловлены, в основном, вариациями метеофакторов, коллекторскими свойствами водовмещающих пород, техногенными причинами и изменениями напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород. Относительно влияния метеофакторов следует отметить следующее: хотя область исследований расположена в горном крае, однако, как показали измерения, ход температуры вод и атмосферного давления одинаков для всех пунктов наблюдений, в то же время ход уровня воды различен для различных скважин. Для районов исследований среди техногенных факторов, которые могут влиять на уровень подземных вод, преобладающей является близость от наблюдательной скважины водозабора и водохранилищ. Скважина Ширакамут расположена на удалении 9 км от водозабора Джрашен, что практически исключает влияние режима водозабора на уровень воды в скважине Ширакамут. На уровне вод оставшихся скважин также нет влияния техногенных факторов. Это указывает на то, что ни метео- и ни техногенные факторы не влияют на особенности хода сезонных перепадов уровня подземных вод.

Наибольшая амплитуда колебания уровня воды наблюдается в скважине Иджеван. Возможно, это связано с тем, что водовмещающей породой скважины является трещиноватый закарстованный мергелистый известняк.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что аномалии перепада уровня подземных вод, исключая некоторые техногенные и метео-

факторы, возможно, обусловлены особенностями изменений напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород и, в частности, процессами подготовки землетрясений.

Среднесрочные предвестники землетрясений следует ожидать во времени от нескольких месяцев до года перед событием. Для этого необходимо рассматривать как непосредственные записи хода уровня на упомянутых временах, так и данные о сезонных перепадах ΔH уровня подземных вод. Результаты наблюдений по уровню вод скважин Ноемберян, Иджеван показали, что перед землетрясениями с $M=4.2$ наблюдалось понижение хода уровня подземных вод, а также понижение сезонного перепада ΔH уровня (рис. 4). За последние два года величина аномалии сезонных перепадов уровня воды скважины Ноемберян составляет 1.5 м, а сезонный перепад ΔH уровня подземных вод – 2.2 м. Следует подчеркнуть, что скважины Ширакамут, Иджеван, Ноемберян (рис. 4) имеют наибольшие амплитуды сезонных перепадов уровня подземных вод и по этому параметру наиболее перспективны для целей кратко- и среднесрочного прогнозирования землетрясений.

Краткосрочные гидрогеологические эффекты, вероятно связанные с геодинамическими процессами, отмечены по водам скважин, расположенных в активных Арарат-Спитакской и Ехегнадзор-Севанской поперечных зонах [15]. Рассматриваемые эффекты чаще всего выделялись на фоне медленных поднятий или опусканий уровня подземных вод в виде тренда плюсового или минусового знака. По форме сигнала среди вариаций уровня подземных вод преобладают ступенчатое падение и подъем уровня. Продолжительность эффектов в большинстве случаев не больше пяти суток.

Рассмотрены вариации уровня воды в скважине Арташат с ноября 2000 по 2001 гг. Скважина Арташат расположена на границе Ереванского блока, ближе к Ереванскому глубинному разлому. Краткосрочные падения и подъемы уровня наблюдались 16 января и 20 августа 2001 года. Амплитуда их составила 0.6 и 0.3 м, период варьирован от 3 до 5 суток. Рассматриваемые вариации выявлены на фоне медленного опускания уровня подземных вод в виде тренда отрицательного знака. Наличие тренда, вероятно, отражает длиннопериодные изменения напряженно-деформированного состояния среды, а знак минус соответствует разуплотнению пород. Таким образом, на фоне медленного развития процессов быстрые кратковременные движения совпадающего знака ускоряют эти процессы. Наблюдался долговременный тренд уровня воды в скважине Мецамор. Тренд выражен в виде плавного понижения уровня воды. Скважина Мецамор расположена в блоке Приараксинской зоны в серии транскавказских нарушений и характеризуется подвижками средней активности. Возможно, наблюдаемый тренд указывает на повышение активности подвижек блока. На фоне тренда наблюдаются небольшие вариации уровня воды, которые, вероятно, отражают сейсмичность района.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить

следующее:

а) Результаты геологических исследований на Гарнийском сейсмополигоне, показанные на схематической геолого-структурной карте, отражают динамику геологических структур, активные зоны разломов, разрывные нарушения исследуемого участка.

б) Активные тектонические структуры являются проводниками сейсмического воздействия в процессе подготовки землетрясения, подобный участок отмечен в приразломной зоне Азатского разлома, где расположен гидрогеохимический пункт наблюдения (минеральный источник "Грав").

в) Предварительные результаты по геохимии вод показывают, что изменения геохимических показателей вод предшествуют сейсмическим событиям.

г) Обнаруженная реакция подземных вод на вертикальные и горизонтальные движения земной коры дает возможность наблюдать за ними с помощью непрерывных или частых гидрогеологических измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананян А.Л., Пашаян Р.А. Предварительные результаты гидрогеохимических наблюдений в зоне Гарнийского сейсмополигона. Сборник научных трудов конференции, посвященной 90 — летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА академика А.Г. Назарова. г.Гюмри, 1998, с.197-202.
2. Ананян А.Л., Пашаян Р.А. Продолжение гидрогеохимических исследований на Гарнийском сейсмополигоне. Сборник научных трудов конференции, посвященной 40 -летию со дня основания Института Геофизики и Инженерной Сейсмологии им. академика А.Г. Назарова. г.Гюмри, 2001, с.161-167
3. Арутюнян Е.А., Сафарян И.А., Петросян Л.А., Нерсисян А.В. Статистический анализ гидрогеохимических данных для обнаружения надежных предвестников землетрясений. 5 Школа — семинар стран СНГ, Цахкадзор (Армения). Тезисы докладов, 1995, М, с.46-47.
4. Асланян А.Т. Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского региона. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIV, 1983, N3, с.23-32.

5. Боканенко Л.И., Галаганов О.Н., Передерин В.П. Вариации уровня подземных вод Гармского полигона (Таджикистан) и возможности прогнозирования землетрясений. Физика Земли, 1999, N5, с. 77-82.
6. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: изд. ЕрГУ, 1981, 283с.
7. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. . Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сб.: Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980, с.7-43.
8. Карапетян Н.К. Сейсмический режим территории прогностического полигона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIII, 1980, N5, с.56-61.
9. Карапетян Н.К. Механизм очагов землетрясений Ереванского региона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XL, 1987, N6, с.40-48.
10. Караханян А.С. Линсаменты и кольцевые структуры Малого Кавказа. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1981, N3, с.31-36.
11. Оровецкий Ю. П., Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXIV, 1983, N5, с.41-45.
12. Осика Д.Г., Магомедов А.М., Смирнов М.Н. и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа. В кн.: Поиски предвестников землетрясений, ФАН, Ташкент, 1976, с.65-68.
13. Пашаян Р.А. Исследование гидрогеодинамических эффектов, как предвестников землетрясений на территории Армении. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.- мин. наук, Ереван, 1998, 22 с.
14. Пашаян Р.А., Туманян Г.А. Краткосрочные гидрогеологические эффекты, связанные с современными движениями земной коры на территории Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, т.50, N1-2, с.74-80.
15. Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. Иссл. Земли из космоса, М., 1983, N5, с.32-39.
16. Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа. Геотектоника, 1983, N4, с.99-111.
17. Туманян Г.А., Яникян В.О., Осипова И.Б. и др. Отчет о глубинных геолого-геофизических исследованиях по профилям Октемберян-Гукасян, Эчмиадзин-Ноемберян и Воротанский перевал (I, IV, VII) за 1980-83гг., Ереван, 1983. Фонды УГ РА, 316с.

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆԱՎՈՐՎԱԾ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏՆԵՐԸ

Ռ. Ա. Փաշայան, Ա. Լ. Անանյան, Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ներկայացված են Գառնիի սեյսմոփորձադաշտի լարվածա-այլաձևափոխումների վիճակի ուսումնասիրությունների, ինչպես նաև Հայաստանի այլ տարածքների հիդրոերկրադինամիկական, երկրաքիմիական դիտարկումների արդյունքները: Ամբողջ տարածաշրջանի դիտարկվող հորստանցքերի տվյալներով ստացվել են երկրակեղևի ժամանակակից տեկտոնական շարժումներով պայմանավորված էֆեկտներ: Պարզաբանվել է սեյսմիկ և հիդրոերկրաբանական երևույթների փոխադարձ կապի բնույթը [13]: Ստորգետնյա ջրերի մակարդակների տատանումներով արտահայտված կարճաժամկետ հիդրոերկրաբանական էֆեկտները [14] օգտագործվում են որպես սեյսմոակտիվ տեղամասերում կատարվող երկրադինամիկական երևույթների ցուցանիշներ:

HYDRO-GEOLOGICAL EFFECTS DETERMINED BY GEODYNAMIC PROCESSES IN THE EARTH CRUST

R. A. Pashayan, A. L. Ananyan, G. A. Toumanyan

Abstract

The work presents results of the study on the Earth crust stress-strain condition in the Garni test-ground, as well as within other sites of Armenia, based on the data of hydro-geodynamic and geochemical observations. Long-term time-series are obtained for water level variations in observation boreholes across the entire region, and manifestations of hydro-geological effects related to recent motions of the Earth crust. Relationship between seismic and hydro-geological processes is revealed [13]. The short-term hydro-geological effects recorded by variations of underground water level [14] are used as indicators of geodynamic processes in seismically active zones.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 42-45

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСТАТОЧНОЙ И СТАНДАРТНОЙ ПРОЧНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

© 2001 г. С. Р. Месчян

Институт механики НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 246, Республика Армения,
E-mail: mechins@sci.am
Поступила в редакцию 19.07 2001 г.

В статье приведены результаты применения метода повторного испытания образцов глинистых грунтов на кручение, в режимах как контроля крутящих моментов, так и деформации сдвига, для определения их прочностных свойств.

В работе [5] было отмечено, что часто в геотехнические лаборатории доставляют монолиты и керны небольших размеров, из которых невозможна вырезка необходимого для определения прочности глинистых грунтов количества образцов. Это значит, что порою отобранные из больших глубин монолиты и керны непригодны для определения указанных свойств, несмотря на значительные затраты сил и средств для их отбора. Поэтому разработка методов, позволяющих получение необходимой информации о прочности грунтов по результатам испытания небольшого количества образцов, является весьма актуальной. Она позволит избежать затрат на отбор новых монолитов и кернов грунтов.

Для решения этой проблемы нами [5] предложен метод определения остаточной прочности τ_r и стандартного сопротивления сдвигу τ_{std} глинистых грунтов путем повторного (многократного) испытания образцов под действием возрастающих степенями по величине нормальных напряжений. Предложенный метод применим только при испытании образцов грунтов на кручение, когда их площадь остается неизменной и только для остаточной τ_r и стандартной τ_{std} прочности. В этом случае, в силу больших деформаций сдвига, имеет место практически полное нарушение структурных связей грунтов и отсутствие влияния структурного сцепления c_s [1] на τ_r и τ_{std} .

Предложенный метод был опробирован испытанием большого числа глинистых грунтов,

отобранных из ядер грунтовых плотин ряда водохранилищ Армении [5]. Образцы грунтов диаметром 101 мм ($A=80 \text{ см}^2$) и высотой 24 мм были подвергнуты многократному испытанию на приборах М-5 [2] в режиме контроля крутящих моментов M_{tor} .

Опытами установлено, что многократное кручение одного и того же образца под действием одного и того же нормального напряжения σ при больших деформациях закручивания (от 70 до 110 мм) практически не оказывает влияния на их остаточную прочность τ_r .

Для определения τ_r были испытаны от двух до четырех образцов, вырезанных из одного керна. Их испытания выполнены по следующим схемам (см. табл.1).

Таблица 1

Схемы повторного испытания двух, трех и четырех образцов-близнецов грунта на повторное кручение

σ_n	Испытание 2-х образцов		Испытание 3-х образцов			Испытание 4-х образцов			
	1	2	1	2	3	1	2	3	4
σ_{n1}	$\tau_{r,1,1}$	$\tau_{r,1,2}$	$\tau_{r,1,1}$	$\tau_{r,1,2}$	-	$\tau_{r,1,1}$	$\tau_{r,1,2}$	-	-
σ_{n2}	$(\tau_{r,2,1})$	$(\tau_{r,2,2})$	$(\tau_{r,2,1})$	-	$\tau_{r,2,3}$	$(\tau_{r,2,1})$	-	$\tau_{r,2,3}$	-
σ_{n3}	$(\tau_{r,3,1})$	$(\tau_{r,3,2})$	-	$(\tau_{r,3,2})$	$(\tau_{r,3,3})$	-	$(\tau_{r,3,2})$	-	$\tau_{r,3,4}$

Примечание: скобками отмечены результаты повторного испытания образцов.

Как видно из табл.1, для получения необходимых шести определений при трех значениях

нормального напряжения σ при испытании двух образцов каждый из них подвергается трехкратному испытанию, при испытании трех образцов – двукратному испытанию, а при испытании четырех образцов только два из них испытываются два раза.

Повторное испытание образца осуществляется после завершения первого испытания под действием $\sigma_{z,1}$ и его выдерживания под действием следующей ступени нормального напряжения $\sigma_{z,2}$ до условной стабилизации деформации уплотнения. Уплотнение образца под действием $\sigma_{z,2}$ можно выполнить как непосредственно в приборе кручения, так и вне его, в приборе предварительного уплотнения М-6 [2].

Следует отметить, что применение предложенного метода приводит к некоторому увеличению длительности определения $\text{tg } \varphi$ и c .

В таблице 2 приведены результаты определения остаточной прочности τ пяти грунтов, отобранных из ядра грунтовой плотины Азатского водохранилища Армении, полученные испытанием четырех образцов в режиме контроля крутящих моментов $M_{\text{кр}}$ при перемещениях закручивания до 110 мм. На рис. 1 приведена диаграмма сопротивления сдвигу грунта №16 ($\text{tg } \varphi = 0,3475$; $\varphi = 19,13^\circ$; $c = 0$). Крестиками обозначены результаты повторного испытания образцов.

Посмотрим каково влияние повторного испытания образцов на кручение в режиме контроля деформации сдвига Δs на стандартное сопротивление грунта сдвигу $\tau_{\text{ст}}$. Этот случай представляет большой интерес, поскольку в процессе испытания образцов проявляются все три стадии сдвиговой ползучести, а третья стадия – стадия истощения прочности грунта наступает при относительно небольших деформациях сдвига.

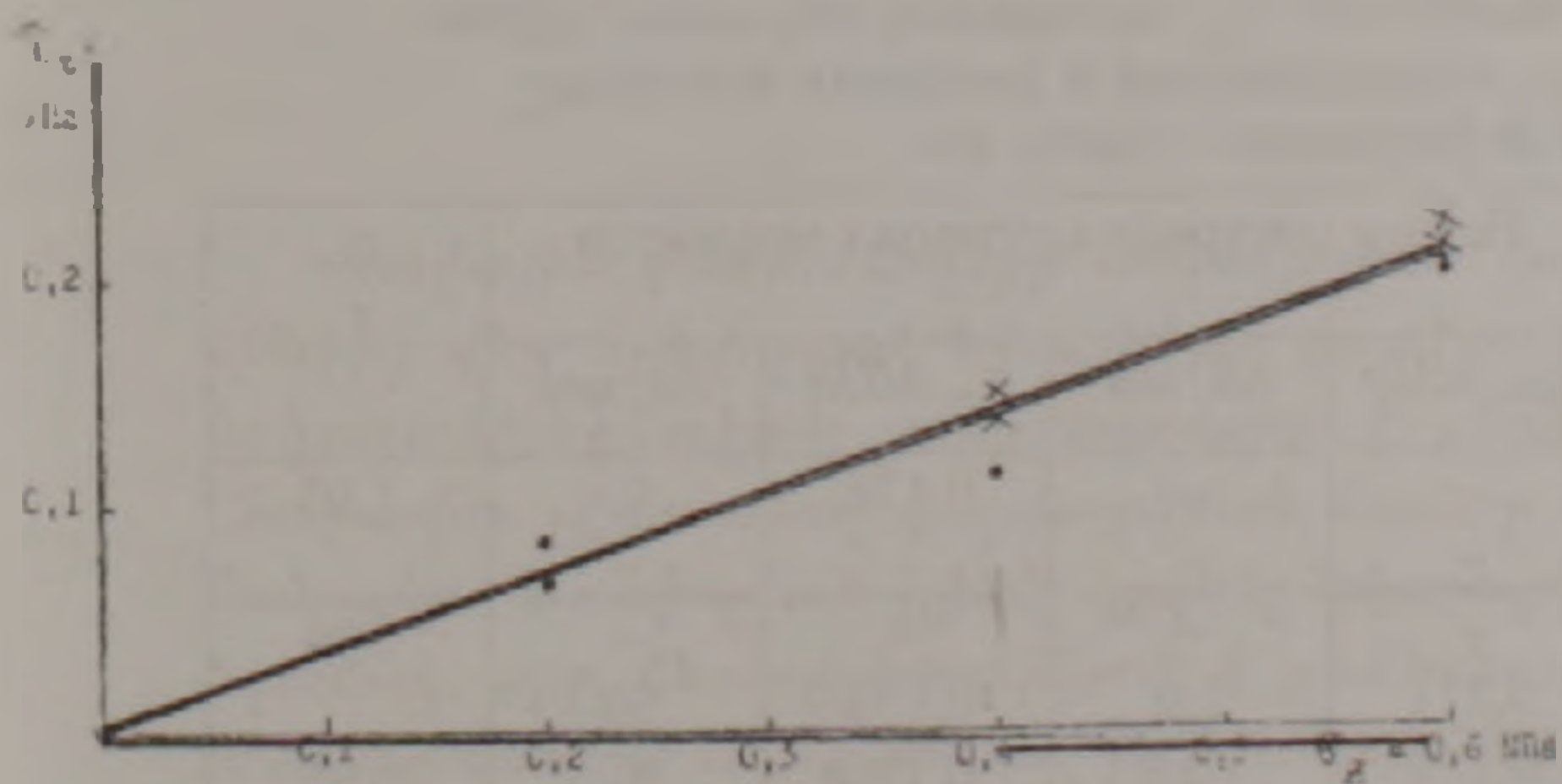


Рис. 1.

Осуществлено дву-трехкратное испытание шести образцов грунта нарушенного сложения в режиме контроля деформации сдвига Δs , уплотненных в течение двадцати дней под действием $\sigma_z = 0,2$; $0,4$ и $0,6$ МПа. Испытание образцов выполнено по стандартному методу – методу затухающих деформаций сдвига [2] после их полного водонасыщения.

В табл.3 приведены показатели свойств образцов грунта после их испытания. В этой таблице приведены также результаты дву-трехкратного определения стандартного сопротивления образцов сдвигу $\tau_{\text{ст}}$, а также их соотношения.

Из табл.3 следует, что в рассматриваемом

Таблица 2

Результаты определения τ в режиме контроля крутящих моментов $M_{\text{кр}}$ грунтов ядра плотины Азатского водохранилища

Грунт № 3 $h=25,1 \text{ м}, \rho_s=2,72 \text{ г/см}^3, w_0=0,208, I_L=0,232$				
$\sigma, \text{ МПа}$	$\tau, \text{ МПа}$			
0,2	0,074	0,061	-	-
0,4	-	(0,110)	0,110	-
0,6	-	-	(0,170)	0,140
$\rho, \text{ г/см}^3$	2,10	2,15	2,25	2,08
Грунт № 4 $h=37,9 \text{ м}, \rho_s=2,73 \text{ г/см}^3, w_0=0,181, I_L=0,048$				
0,2	0,055	0,070	-	-
0,4	(0,104)	(0,153)	0,110	-
0,6	-	(0,220)	(0,170)	0,182
$\rho, \text{ г/см}^3$	2,18	2,18	2,15	2,18
Грунт № 11 $h=46,3 \text{ м}, \rho_s=2,72 \text{ г/см}^3, w_0=0,189, I_L=0,004$				
0,3	0,0994	0,0970	-	-
0,5	-	(0,168)	0,161	-
0,7	-	(0,223)	(0,215)	0,264
$\rho, \text{ г/см}^3$	2,17	2,06	2,13	2,18
Грунт № 16 $h=20,5 \text{ м}, \rho_s=2,72 \text{ г/см}^3, w_0=0,214, I_L=0,209$				
0,2	0,064	0,084	-	-
0,4	(0,151)	(0,139)	0,112	-
0,6	(0,225)	-	(0,213)	0,201
$\rho, \text{ г/см}^3$	2,11	2,07	2,03	2,15
Грунт № 20 $h=50,1 \text{ м}, \rho_s=2,70 \text{ г/см}^3, w_0=0,193, I_L=0,016$				
0,3	0,105	0,118	-	-
0,5	(0,152)	-	0,175	-
0,7	-	-	(0,230)	0,242
$\rho, \text{ г/см}^3$	2,15	2,15	2,14	2,15

случае повторное испытание образцов практически не повлияло на их прочность. Наблюдаемое небольшое уменьшение прочности грунта можно объяснить некоторой неоднородностью плотности искусственно приготовленных образцов.

Опытами установлено уменьшение от 5-ти до долей мм деформации сдвига начала наступления третьей стадии сдвиговой ползучести, протекающей при постоянном крутящем моменте, и практически хрупкое разрушение грунта при его повторном испытании. Это явление, по-видимому, можно объяснить охрупчиванием образцов грунта вследствие больших деформаций (от 80 до 100 мм) сдвига на третьих стадиях ползучести при первом их испытании.

Ниже приведен пример применения метода повторного испытания образцов глинистого грунта №4 ($\rho = 2,71 \text{ г/см}^3$; $w = 0,34$; $w_L = 0,438$; $w_p = 0,209$; $I_p = 0,229$; $I_L = 0,572$) природного сложения, отобранного из плотины Базмабердского водохранилища (Армения) для определения стандартного сопротивления сдвигу $\tau_{\text{ст}}$ в режиме контроля деформации сдвига по ГОСТ 12248-96 под действием $\sigma_z = 0,1$; $0,2$ и $0,3$ МПа. Парно испытаны шесть образцов-близнецов под действием указанных нормальных напряжений: образцы, испытанные под действием $\sigma_z = 0,1$ МПа, уплотнены под действием $\sigma_z = 0,2$ и $0,3$ МПа и после условной стабилизации деформации подвергнуты повторному испытанию.

Результаты испытания образцов грунта № 4 приведены в таблице 4 и рис.2.

Данные, полученные при повторном испытании образцов, в табл.4 взяты в скобки, а на рис.2 отмечены черными точками.

Таблица 3

Результаты определения стандартной прочности τ_{st} шести образцов-близнецов грунта нарушенного сложения при двукратном испытании на кручение в режимах контроля деформации сдвига Δs .

№	$\rho_w, \text{г/см}^3$	$\rho_s, \text{г/см}^3$	w	I_p	I_L	$\sigma_z, \text{МПа}$	$\tau_{st}, \text{МПа}$			2/1	3/1
							1	2	3		
1	2,71	1,94	0,29	0,20	0,35	0,2	0,081	0,087	0,075	1,07	0,92
2	2,71	-	0,31	0,20	0,43	0,2	0,086	0,073	-	0,84	-
3	2,71	2,01	0,29	0,20	0,35	0,4	0,163	0,163	0,157	1,00	0,96
4	2,71	-	0,29	0,20	0,35	0,4	0,156	0,132	-	0,84	-
5	2,71	2,00	0,26	0,20	0,20	0,6	0,236	0,222	0,235	0,94	0,99
6	2,1	-	0,26	0,20	0,20	0,6	0,208	0,195	-	0,93	-

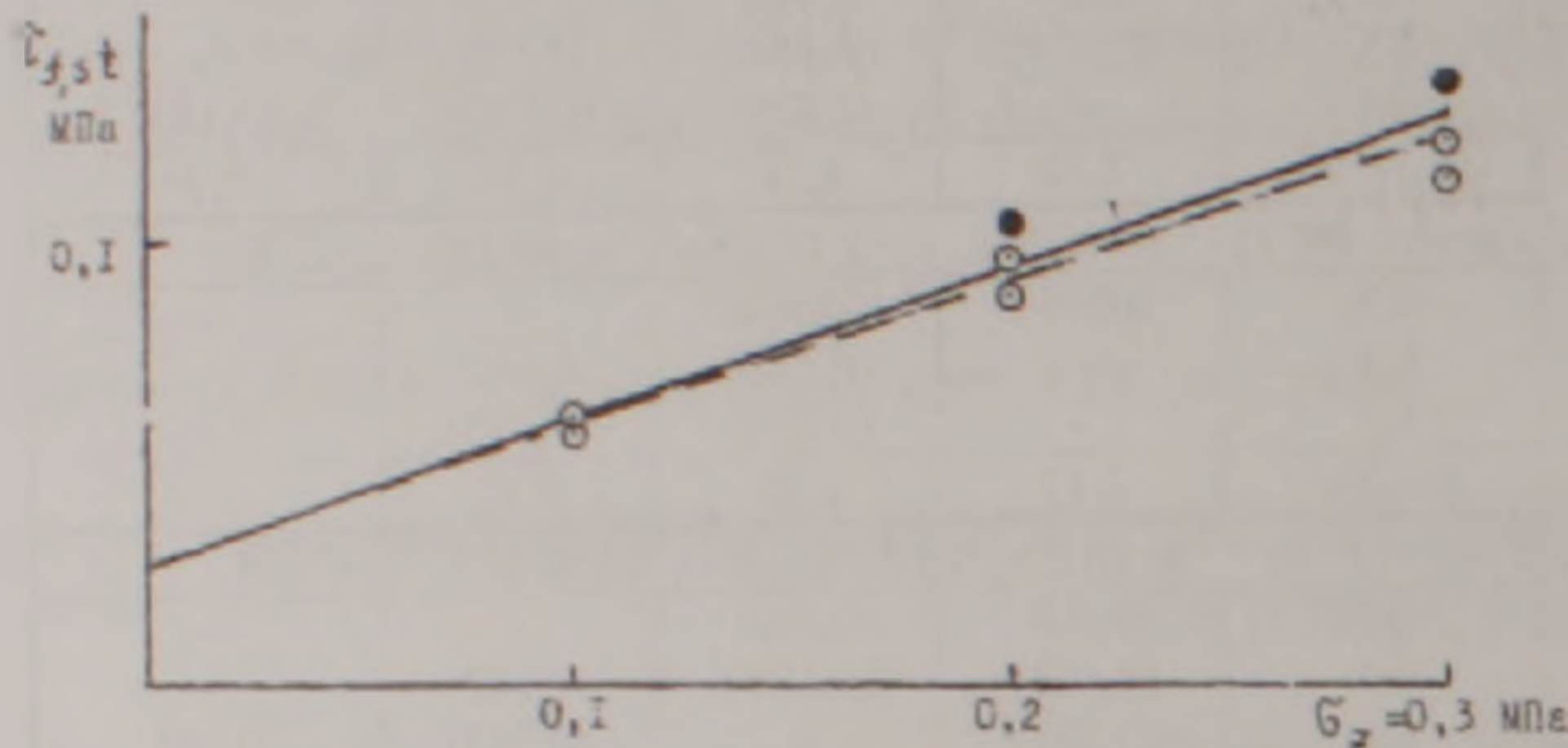


Рис 2

Таблица 4

Результаты определения стандартного сопротивления сдвигу τ_{st} грунта N 4 при испытании образцов в режиме контроля деформации сдвига Δs .

№ образцов	τ_{st} при нормальных напряжениях $\sigma_z, \text{МПа}$		
	0,1	0,2	0,3
1	0,060	(0,106)	-
2	0,057	-	(0,138)
3	-	0,0882	-
4	-	0,0970	-
5	-	-	0,115
6	-	-	0,129

На рис.2 штриховой линией изображена диаграмма сопротивления сдвигу грунта, построенная по данным однократного испытания шести образцов ($\text{tg } \varphi = 0,3175$; $\varphi = 17,61^\circ$; $c = 0,0275 \text{ МПа}$), а сплошной линией — по данным всех восьми испытаний образцов ($\text{tg } \varphi = 0,3409$; $\varphi = 18,83^\circ$; $c = 0,0262 \text{ МПа}$).

Из данных, приведенных в табл.4, следует, что разброс данных, полученных при попарном испытании образцов, находится в пределах 10%, а разброс их среднего значения — от данных повторного испытания образцов — 12%. Это значит, что при определении τ_{st} в режиме испытания образцов в условиях контроля деформации сдвига применение метода повторного испытания образцов вполне оправдано.

Следует отметить, что применение предлагаемого метода практически не уменьшает объема работ по определению характеристик прочности грунтов. Поэтому он может быть применен для их определения при недостаточном количестве образцов.

Представляет большой интерес установление влияния последовательности испытаний на сопротивление сдвигу грунтов методом повторного кручения при контроле крутящих моментов и деформации сдвига. Для решения этого вопроса нами осуществлено испытание образца вначале в режиме контроля деформации сдвига Δs и определения τ_{st} , а затем в режиме контроля крутящих моментов и определения пиковой τ_{10} и остаточной прочности τ_r . Двукратное испытание образцов можно выполнить также обратной последовательностью применения режимов испытаний.

Ниже приведены результаты испытания образцов грунта ($w_l = 0,381$, $w_p = 0,155$ и $I_p = 0,226$),

Таблица 5

Показатели пиковой τ_{10} , остаточной τ_r и стандартной τ_{st} прочности образцов грунта ядра плотины Тавушского водохранилища, определенные в режимах контроля крутящих моментов $M_{\text{кр}}$ и деформации сдвига Δs .

№ образца	$\sigma_z, \text{МПа}$	Последовательность испытания	Режим контроля деформации сдвига		Режим контроля крутящих моментов				τ_{st} τ_r
			$\tau_{st}, \text{МПа}$	$\Delta s, \text{мм}$	$\tau_{10}, \text{МПа}$	$\Delta s, \text{мм}$	$\tau_r, \text{МПа}$	$\Delta s, \text{мм}$	
1	0,4	1	-	-	-	-	0,176	50	1,05
		2	0,185	>5	-	-	-	-	
2	0,4	1	0,166	>5	-	-	-	-	0,96
		2	-	-	0,211	2,0	0,173	50	
3	0,4	1	-	-	0,180	10,0	0,170	50	0,98
		2	0,167	1,7	-	-	-	-	
4	0,4	1	(0,225)*	>6	-	-	-	-	(1,18)*
		2	-	-	0,191	5,0	0,190	50	
5	0,8	1	-	-	-	-	0,327	90	1,15
		2	0,375	>5	-	-	-	-	
6	0,8	1	0,310	>10	-	-	-	-	0,89
		2	-	-	0,36	1,0	0,347	70	
7	0,8	1	-	-	-	-	0,314	60	1,07
		2	0,336	2,38	-	-	-	-	
8	0,8	1	(0,283)*	>7,95	-	-	-	-	(0,80)*
		2	-	-	0,385	-	0,355	60	
9	0,2	1	-	-	0,094	10	0,087	50	1,06
		2	0,092	>6	-	-	-	-	
10	0,2	1	0,092	>5	-	-	-	-	1,01
		2	-	-	-	-	0,091	50	

)* — исключены из рассмотрения, как грубо ошибочные

отобранных из ядра плотины Тавушского водохранилища (Армения). Подвергнуты испытанию 10 образцов, из которых по 4 образца под действием $\sigma_2 = 0.4$ и 0.8 МПа и два образца – при $\sigma_2 = 0.2$ МПа. Испытания образцов выполнены в различной последовательности применения режимов испытания.

В табл.5 приведены результаты определения прочностных свойств испытанных образцов, а также деформации сдвига Δs , соответствующие как началу наступления третьей стадии ползучести, так и определения остаточной прочности. В табл.6 приведены средние значения сопротивления сдвигу образцов, определенные различными режимами двукратного испытания, а также их влажность w_l и показатель консистенции I_L после опыта.

Таблица 6

Средние значения показателей пиковой τ_{L0} , остаточной τ_r и стандартной τ_{Ls} прочности грунта ядра Тавушского водохранилища, определенные в режимах контроля крутящих моментов M_{L0} и деформации сдвига Δs .

σ_2 МПа	№ № образцов	w_l	I_L	τ_{L0} МПа	τ_r МПа	τ_{Ls} МПа	τ_r τ_{Ls}	τ_{L0}
0,4	1-4	0,212	0,25	0,172	0,177	0,194	0,97	0,91
0,8	5-8	0,180	0,11	0,340	0,335	0,337	1,01	0,99
0,2	9-10	0,223	0,30	0,092	0,089	0,094	1,03	0,94

Из анализа данных, приведенных в табл.6, следует, что режим двукратного испытания образцов грунта и порядок их применения практически не влияют на сопротивление их сдвигу.

Полученные данные полностью согласуются с полученными ранее [3] при двух режимах параллельного испытания образцов-близнецов грунтов нарушенного сложения. Они еще раз подтверждают практическое равенство стандартного τ_{L0} остаточного τ_r сопротивления глинистых грунтов сдвигу.

Определение τ_{L0} методом повторного испытания образцов в режиме контроля деформации сдвига Δs , справедливо для глинистых грунтов нарушенного сложения. Этот метод справедлив также для глинистых грунтов ненарушенного сложения при консистенции $I_L > 0,25$, у которых пиковое сопротивление сдвигу неярко выражено и τ_{L0} отличается от остаточной прочности τ_r не более 10%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маслов Н.Н. 1982. Основы инженерной геологии и механики грунтов. М.: Высшая школа. 511 с.
2. Месчян С.Р. 1985. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра. 342 с.
3. Месчян С.Р. 1995. Длительное и предельно-длительное сопротивление сдвигу глинистых грунтов. Геоэкология, N1. с.50-59.
4. Месчян С.Р. 1996. Два способа определения предельно-длительного сопротивления глинистых грунтов Основания, фундаменты и механика грунтов. N1. с.14-18.
5. Месчян С. Р. 2000. Определение сопротивления сдвигу глинистых грунтов методом повторного (многократного) испытания образцов. – Основания, фундаменты и механика грунтов. N5. с.2-4.

ԿԱՎԱՅԻՆ ԳԵՏՆԱՀՈՂԵՐԻ ՄՆԱՅՈՐԴԱՅԻՆ ԵՎ ՍՏԱՆԴԱՐԾ ԱՄՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ԵՂԱՆԱԿ

Ս. Ռ. Մեսչյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կապալին գետնահողերի ամրության (սահքի դիմադրության) բնորոշիչները որոշվում են Հինգից-վեց երկվորյակ-նմուշների փորձարկումներից ստացված արդյունքներով: Սովորաբար երկրատեխնիկական լաբորատորիա է բերվում գետնահողերի փոքր չափերի հանուկ, որից հնարավոր չէ ստանալ փորձարկման համար անհրաժեշտ քանակի նմուշներ: Որպեսզի չխոտանել հանուկը և ստիպված չլինել կրկնել նմուշարկումը, որը կապված է մեծ ծախսերի հետ, մշակվել է եղանակ, որը հնարավորություն է ընձեռնում իրականացնել նմուշների կրկնակի փորձարկումը աստիճաններով աճող նորմալ լարումների ազդեցության տակ: Փորձարկումները իրականացվում են ինչպես շոշափող լարումների, այնպես ել սահքի ձևախախտումների հսկողության պայմաններում:

Առաջարկված մեթոդը կիրառելի է միայն այն դեպքում, երբ գետնահողերի ամրությունը որոշվում է նմուշների ոլորման եղանակով, երբ փորձարկման ընթացքում չի փոխվում նմուշի մակերեսը:

RETAINED AND STANDARD STRENGTH DEFINITION METHOD FOR CLAYEY SOILS

S. R. Meschian

Abstract

The article presents the results of application of the repeated testing method to estimate strength properties of clayey soils in torsion testing of clayey soil samples under controlled torsional moments, and controlled shear deformation modes.

КРИТЕРИЙ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ МНОГОЭЛЕКТРОДНОЙ СИСТЕМЕ ВОЗБУЖДЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

© 2001 г. А. К. Матевосян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения.

E-mail: gamelk@sci.am

Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

В данной статье предлагается критерий разрешающей способности измерений – второй необходимый критерий для оптимизации площадных электроразведочных исследований методами сопротивлений и вызванной поляризации с использованием различных систем возбуждения электрического поля. Сформулированы условия принятия решения о наличии аномалий проводимости и поляризуемости. На примерах разнотипных геоэлектрических моделей показана эффективность различных систем возбуждения электрического поля многоэлектродной установкой измерений.

В предыдущей статье [2] предлагался критерий достоверности измерений при выполнении площадных электроразведочных исследований различными (и в частности многоэлектродными) системами возбуждения электрического поля методами сопротивлений и вызванной поляризации, являющийся составной частью по характеристике эффективности (оптимальности) исследований используемой (выбранной) установкой измерений. В данной статье представим второй необходимый критерий – критерий разрешающей способности (в частности, при исследовании определенных геоэлектрических моделей, таких как горизонтально-слоистая среда – одномерная или сферическая неоднородность – трехмерная – он же является критерием глубинности) измерений.

При работах методом сопротивлений критерием разрешающей способности измерений может являться величина разности (приращения) интенсивностей электрического поля (вектора напряженности первичного поля при работах методом сопротивлений ΔE_0 и вектора напряженности вторичного поля – методом вызванной поляризации $\Delta E_{ВП}$), полученная в присутствии (наблюдаемое поле – ниже обозначено индексом 2) и без (нормальное поле – индексом 1) объекта исследования. В частности, при создании электрического поля двухэлектродной (AB) системой возбуждения им соответствуют величины векторов:

$$|\Delta E_0^{AB}| = |E_{02}^{AB} - E_{01}^{AB}| \text{ и } |\Delta E_{ВП}^{AB}| = |E_{ВП2}^{AB} - E_{ВП1}^{AB}| \quad (1)$$

Для многоэлектродных установок этим критерием является максимальная величина приращения векторов напряженностей первичного (метод сопротивлений) и вторичного (метод вызванной поляризации) среди значений соответствующих векторов двухэлектродных систем возбуждения, слагающих данную многоэлектродную систему в рассматриваемом пункте. В частности, определение максимальной величины вектора ΔE_0 в пункте наблюдений при системе возбуждения ABC, состоящей из трех питающих электродов (A, B и C), осуществляется по условию

$$\Delta E_{0\max}^{ABC} = \max \{ |\Delta E_0^{AB}|, |\Delta E_0^{AC}|, |\Delta E_0^{BC}| \}, \quad (2)$$

где $|\Delta E_0^{AB}|, |\Delta E_0^{AC}|, |\Delta E_0^{BC}|$ – величины (модули) векторов напряженности первичного поля в данном пункте наблюдений при возбуждении электрического поля двумя питающими электродами A и B, A и C, B и C, соответственно, согласно (1).

В случае возбуждения системой AB-CD, состоящей из четырех питающих электродов (A, B, C и D), подключенных попарно (A и B, C и D) к двум автономным источникам тока, максимальная величина вектора ΔE_0 определяется по выражению:

$$\Delta E_{0\max}^{AB-CD} = \max \{ |\Delta E_0^{AB}|, |\Delta E_0^{CD}| \}, \quad (3)$$

где $|\Delta E_0^{AB}|, |\Delta E_0^{CD}|$ – модули векторов напряженности первичного поля в данном пункте наблюдений при возбуждении электрического поля двумя питающими электродами A и B, C и D по (1).

Аналогичным образом определяется максимальная величина приращения вектора напряженности вторичного поля в требуемом пункте наблюдений – $\Delta E_{ВП}$, которая является критерием разрешающей способности измерений для соответствующих многоэлектродных систем возбуждения при проведении работ методом вызванной поляризации. Заметим, что по принятому определению этого критерия многоэлектродным системам возбуждения предъявляются менее строгие требования, чем двухэлектродным системам, слагающим многоэлектродную (в отличие от критерия достоверности измерений), поскольку в данном случае считается, что искомый объект может быть обнаружен, когда он проявляется по результатам измерений хотя бы в одном направлении.

Для анализа характера возбужденного электрического поля многоэлектродной установкой ABCD, рассмотренной в [1,2], на рис.1 и 2 приведены карты изолиний максимальной величины приращения вектора напряженности первичного ($\Delta E_{0\max}$) и вторичного ($\Delta E_{ВП\max}$) полей трехэлектродных (ABC, ABD, ACD, BCD) и четырехэлектродной (AD-BC) систем возбуждений, характеризующихся не более одной системой возбуждения вращающегося электрического поля

в произвольном пункте наблюдений [1] для четырех однородных анизотропных геоэлектрических моделей при $\rho_1 = 1200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $\rho_2 = 800 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_1 = 0.01$ и $\eta_2 = 0.05$ и $\alpha = 75^\circ$ и $\beta = 40^\circ$ (а), 80° (б), -10° (в), -50° (г). Здесь ρ_1 и ρ_2 — удельные электрические сопротивления вдоль и поперек плоскости простираения одноосной анизотропии; η_1

и η_2 — поляризуемости при тех же направлениях; α — угол падения плоскости анизотропии; β — угол между простираем плоскости анизотропии и осью y против часовой стрелки. Расчеты проведены при координатах $A(-60, -50)$, $B(-30, 70)$, $C(70, -30)$, $D(50, 60)$ (в метрах) для планшета съемки: $-42 \text{ м} \leq (x, y) \leq 42 \text{ м}$ при шаге по x и y , равном 1.5 м .

При рассмотрении этих карт нетрудно заметить существенное увеличение значений представленных параметров с приближением к одному из питающих электродов, независимо от выбранной системы возбуждения, что, на первый взгляд, может привести к неверному заключению увеличению эффективности измерений в приэлектродной области. Однако это обстоятельство в первую очередь связано с резко возрастающей интенсивностью электрического поля в этих частях планшета.

С целью определения (установления) эффективности той или иной системы возбуждения при выделении полезной информации (аномальной области) необходим учет проявления допускаемых, предполагаемых помех (в частности природной дисперсии распределения удельного электрического сопротивления и поляризуемости геоэлектрической модели без искомого объекта или исследуемого свойства среды) в нормальном поле. На рис 3 представлены карты изолиний мак-

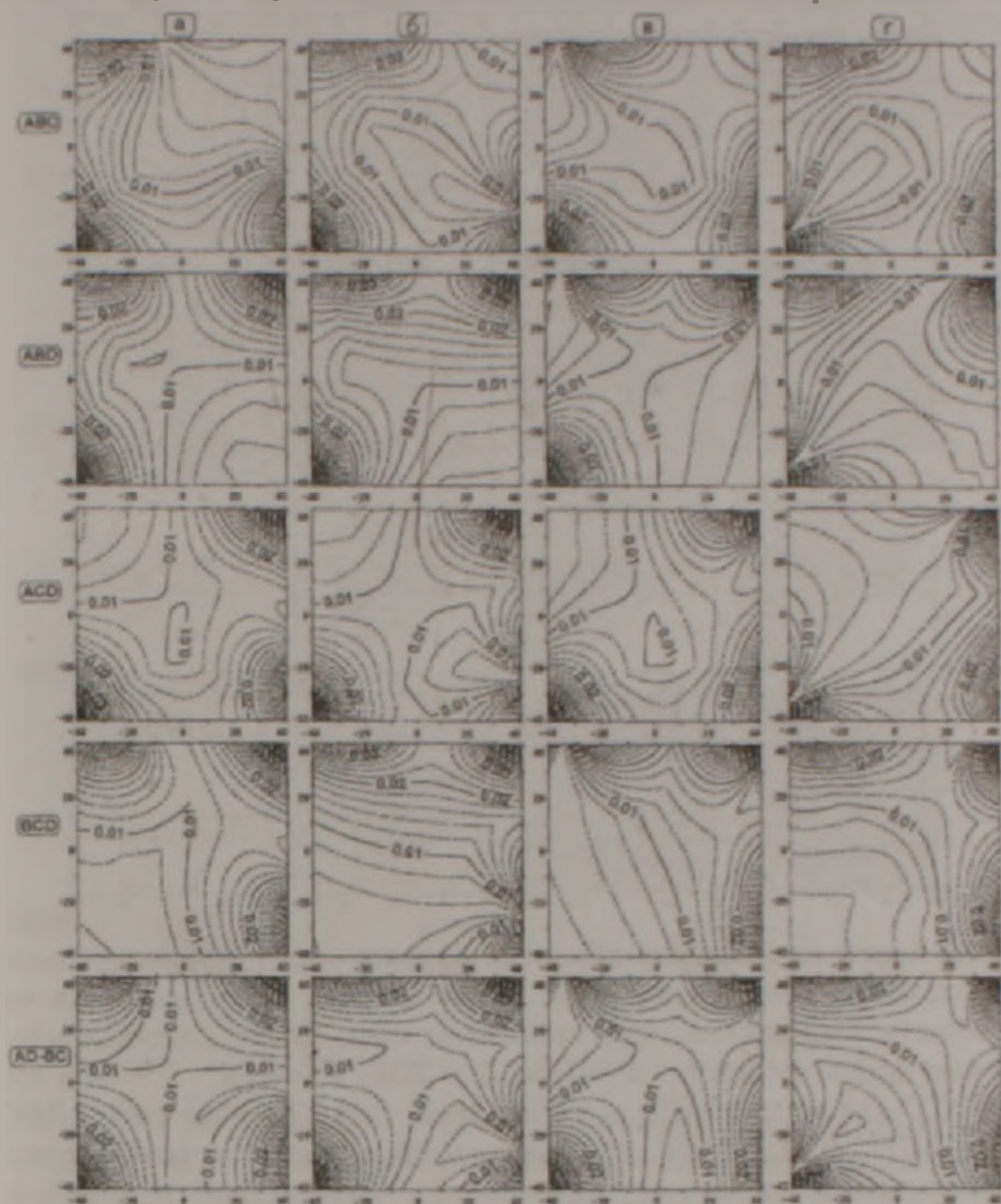


Рис 1. Карты изолиний $\Delta E_{0\max}$ на поверхности однородных анизотропных сред (а — $\beta = 40^\circ$; б — $\beta = 80^\circ$; в — $\beta = -10^\circ$; г — $\beta = -50^\circ$) при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

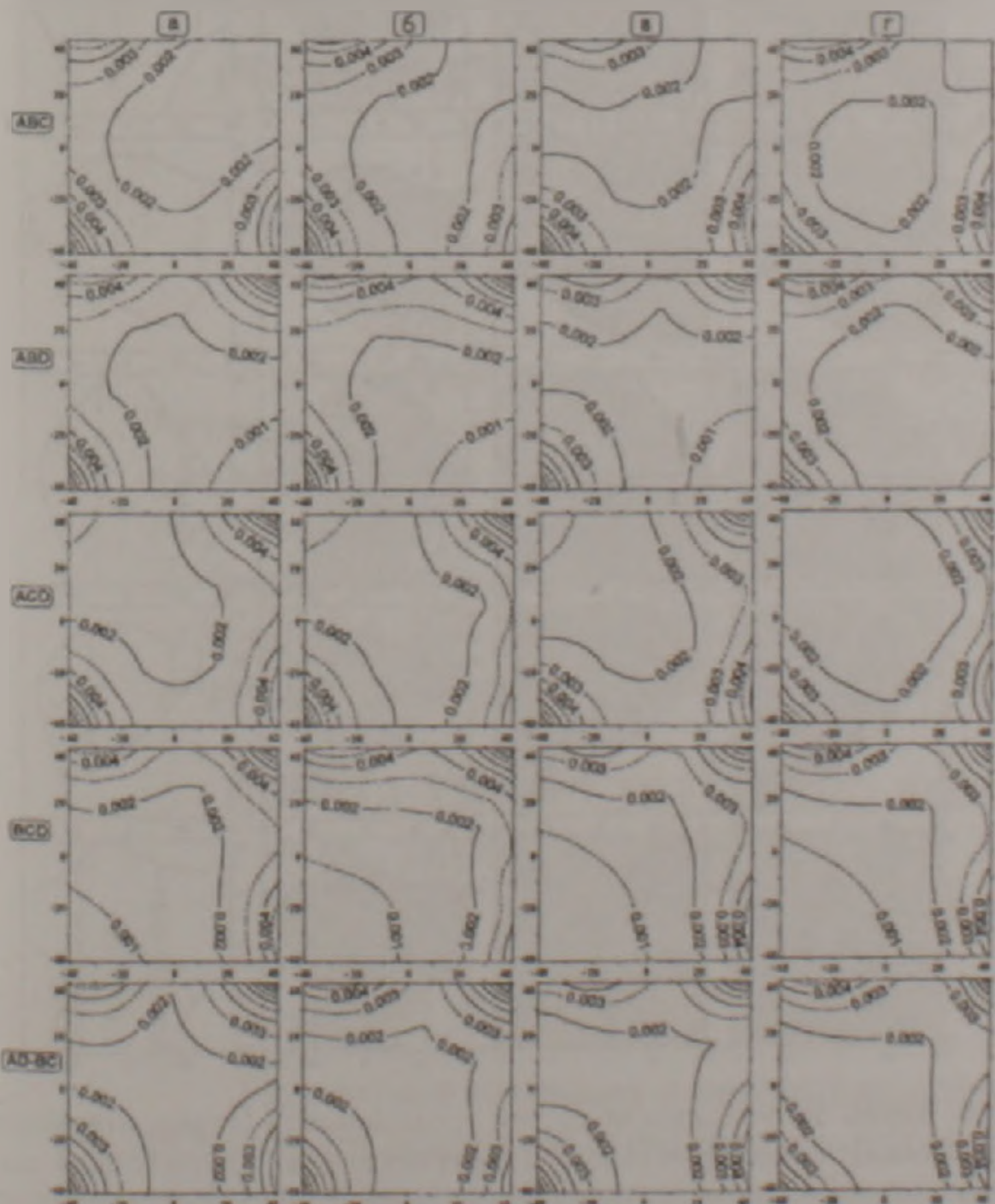


Рис 2. Карты изолиний $\Delta E_{0\max}$ на поверхности однородных анизотропных сред (а — $\beta = 40^\circ$; б — $\beta = 80^\circ$; в — $\beta = -10^\circ$; г — $\beta = -50^\circ$) при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

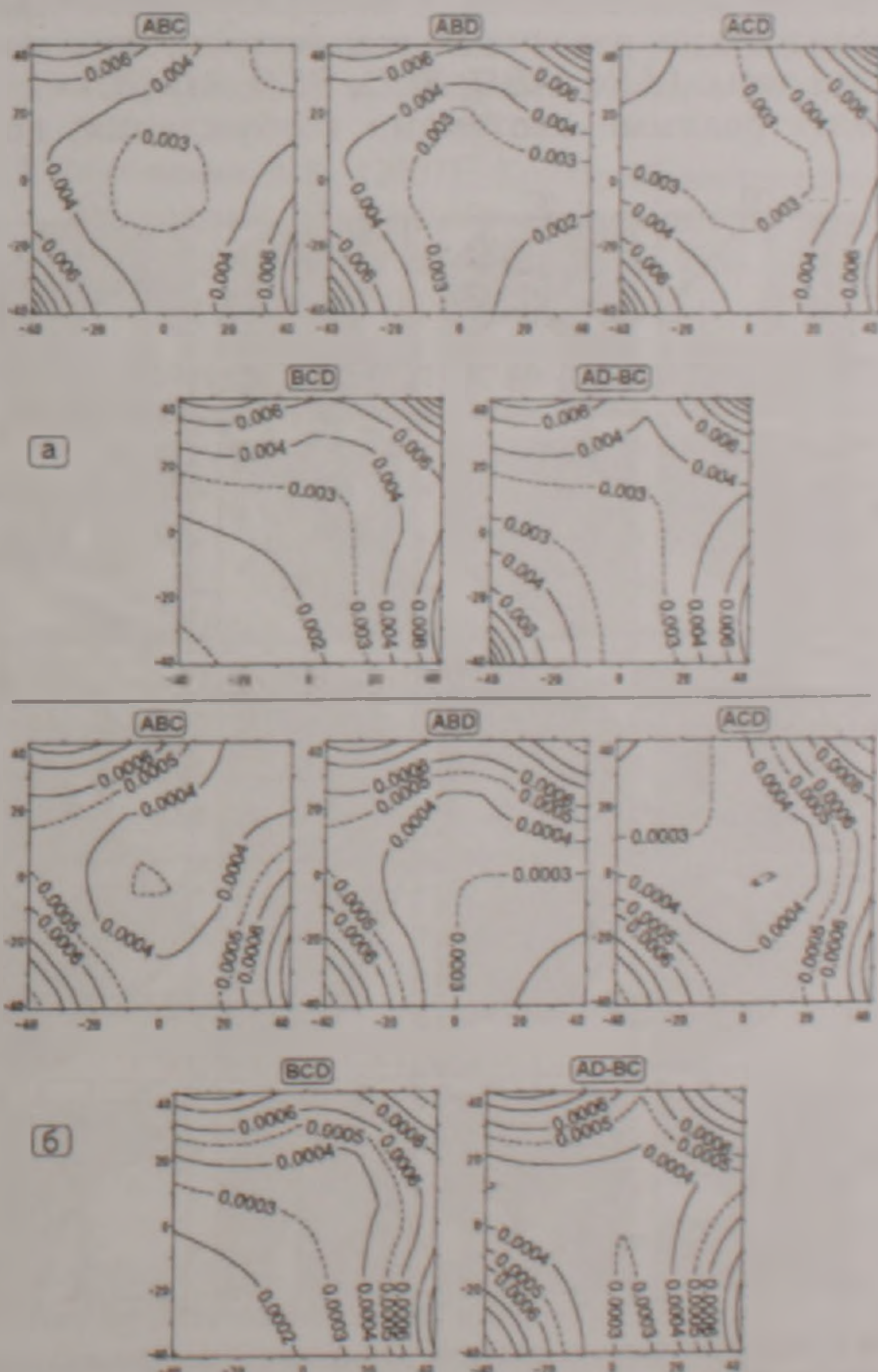


Рис 3. Карты изолиний $\Delta E_{0\max}$ (а) и $\Delta E_{0\max}$ (б) на дневной поверхности при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

симальной величины приращения вектора напряженности первичного ($\Delta E_{\text{отмах}}^{\sigma}$) и вторичного ($\Delta E_{\text{впмах}}^{\sigma}$) полей различных многоэлектродных систем возбуждений для однородной изотропной среды при $\rho = 1000 \pm 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $\eta = 0,01 \pm 0,005$. На этих картах также наблюдается резкое увеличение значений рассматриваемых параметров с приближением к одному из питающих электродов, независимо от выбранной системы возбуждения, что, как отмечалось выше, связано с возрастанием интенсивности возбуждаемого поля. Приняв эти значения за величины среднеквадратичных отклонений (соответственно $\Delta E_{\text{отмах}}^{\sigma}$ и $\Delta E_{\text{впмах}}^{\sigma}$), сформулируем условия принятия решения о наличии аномалии:

при исследовании методом сопротивлений – аномалий проводимости

- учет (соблюдение) критерия достоверности измерений напряженности первичного электрического поля [2];
- соблюдение неравенства $\Delta E_{\text{отмах}}^{\sigma} \geq 3\Delta E_{\text{отмах}}^{\sigma}$:
при исследовании методом вызванной поляризации – аномалий поляризуемости
- учет (соблюдение) критерия достоверности измерений напряженностей первичного и вторичного электрических полей [2];
- соблюдение неравенства $\Delta E_{\text{впмах}}^{\sigma} \geq 3\Delta E_{\text{впмах}}^{\sigma}$.

На рис.4-7 изображены карты аномальных областей проводимости и поляризуемости при исследовании различных геоэлектрических моделей пятью (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродными системами возбуждения, по-

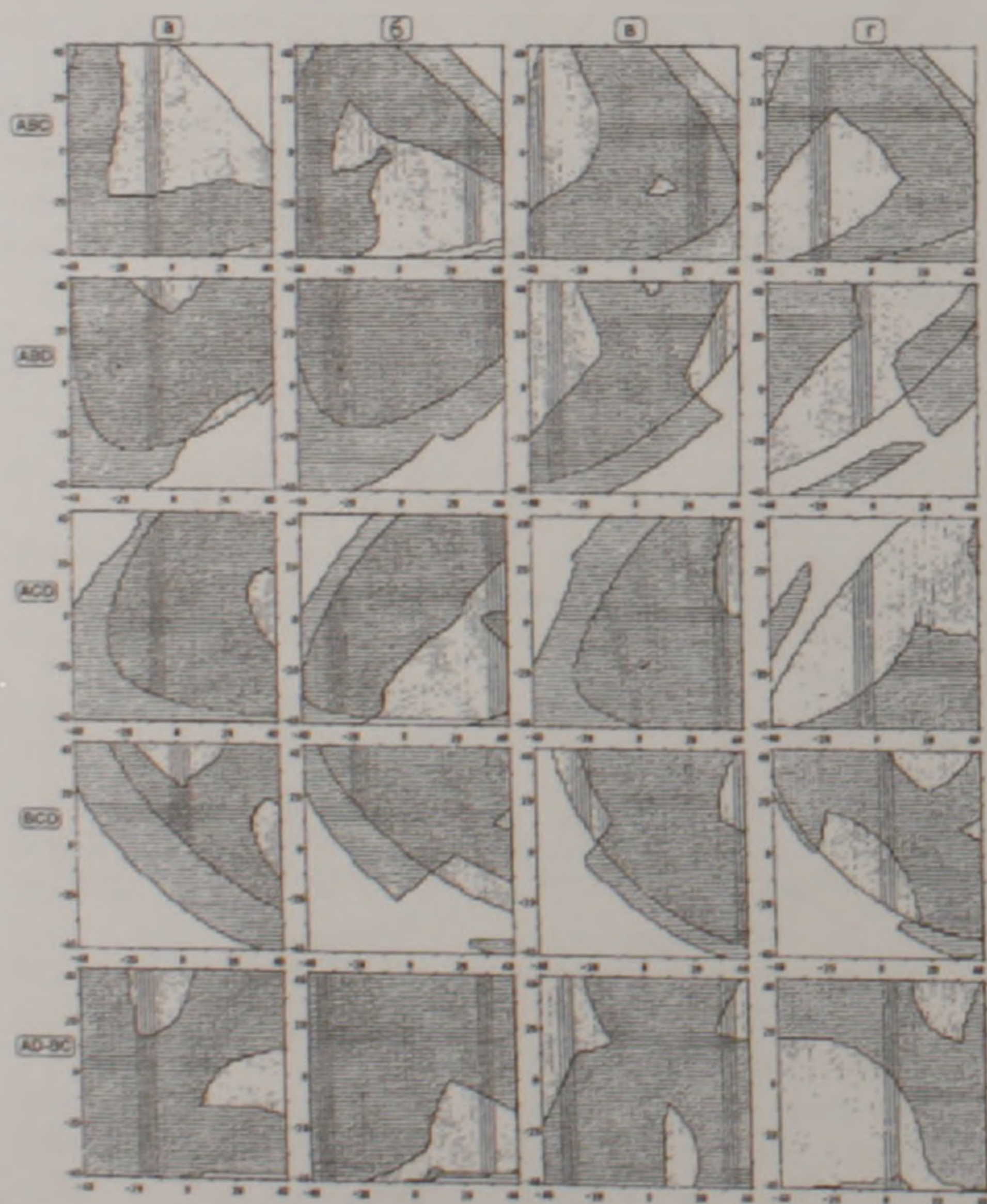


Рис.4 Карты аномальных областей проводимости (горизонтальная штриховка) и поляризуемости (вертикальная штриховка) на поверхности однородных анизотропных сред (а – $\beta = 40^\circ$, б – $\beta = 80^\circ$, в – $\beta = -10^\circ$, г – $\beta = -50^\circ$) при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля.

строенные с учетом критериев достоверности и разрешающей способности измерений и в при-

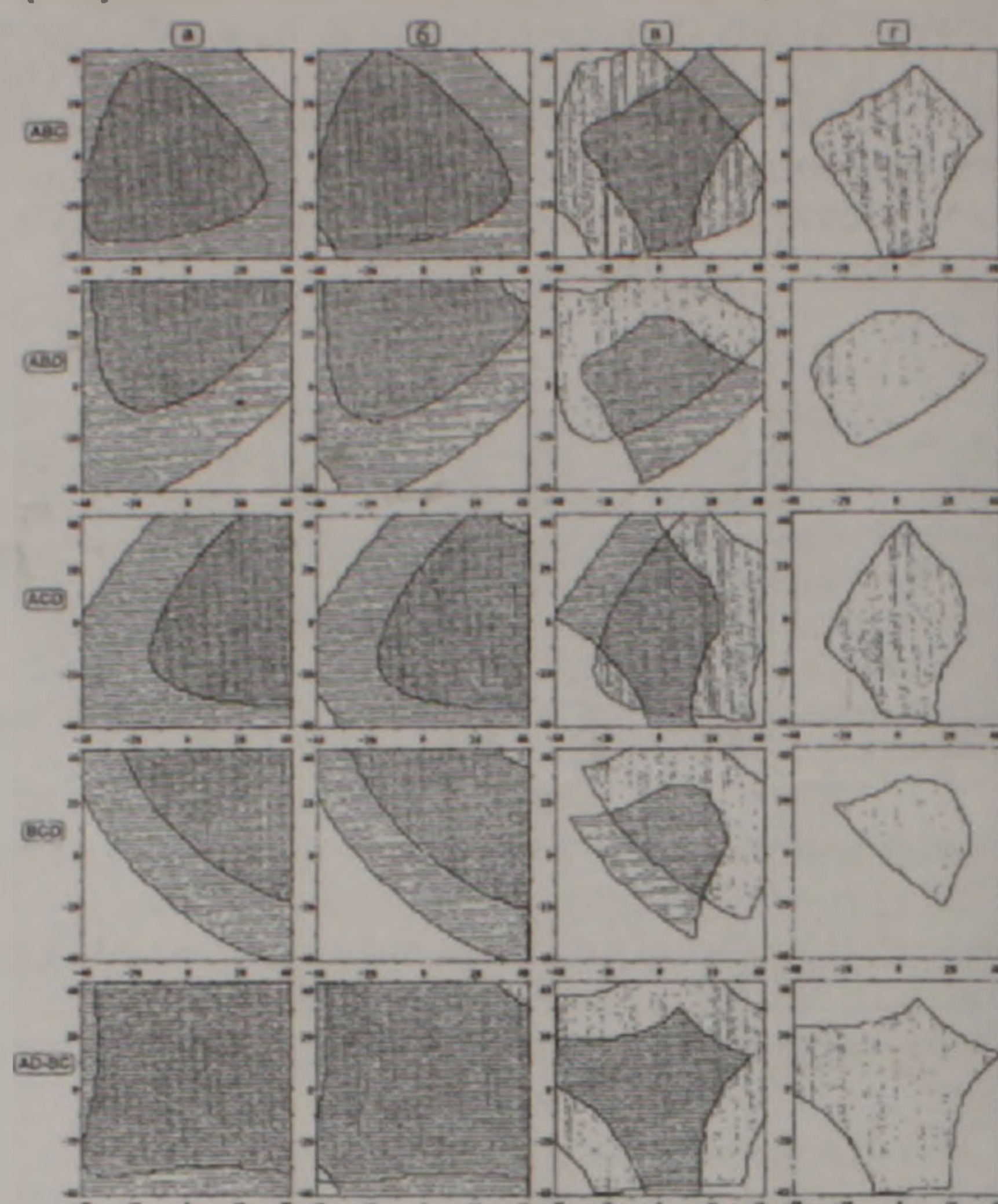


Рис.5. Карты аномальных областей проводимости (горизонтальная штриховка) и поляризуемости (вертикальная штриховка) на поверхности горизонтально-двухслойных сред (отличающихся мощностью первого слоя h_1 : а – 10м, б – 20м, в – 40м, г – 60м при $\rho_1 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_1 = 0,01$, $\rho_2 = 500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_2 = 0,20$) при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

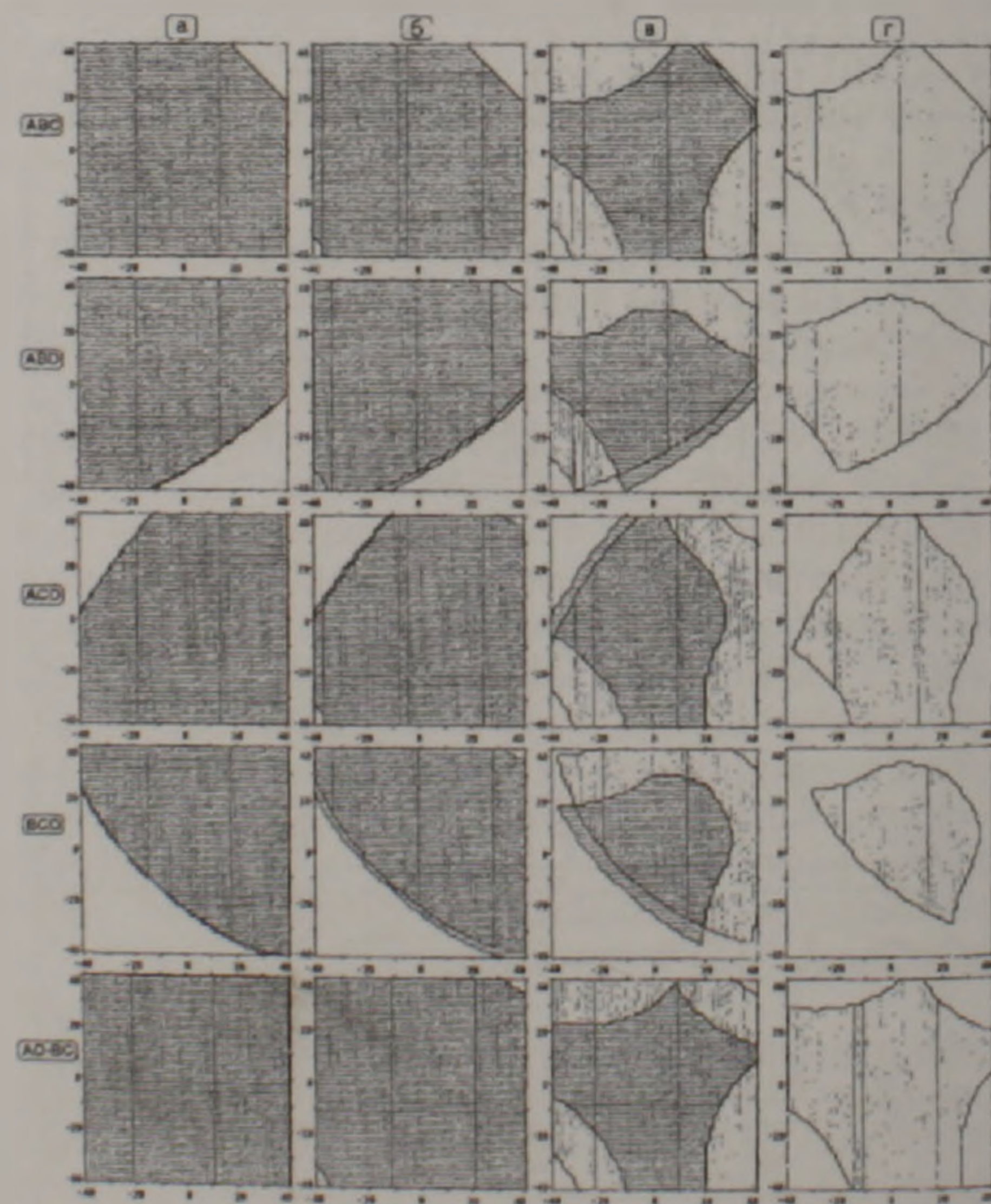


Рис.6. Карты аномальных областей проводимости (горизонтальная штриховка) и поляризуемости (вертикальная штриховка) на поверхности горизонтально двухслойных сред (отличающихся мощностью первого слоя h_1 : а – 10м, б – 20м, в – 40м, г – 60м при $\rho_1 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_1 = 0,01$, $\rho_2 = 2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_2 = 0,20$) при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

сутствии вышепринятой природной дисперсии электрических свойств однородной изотропной среды.

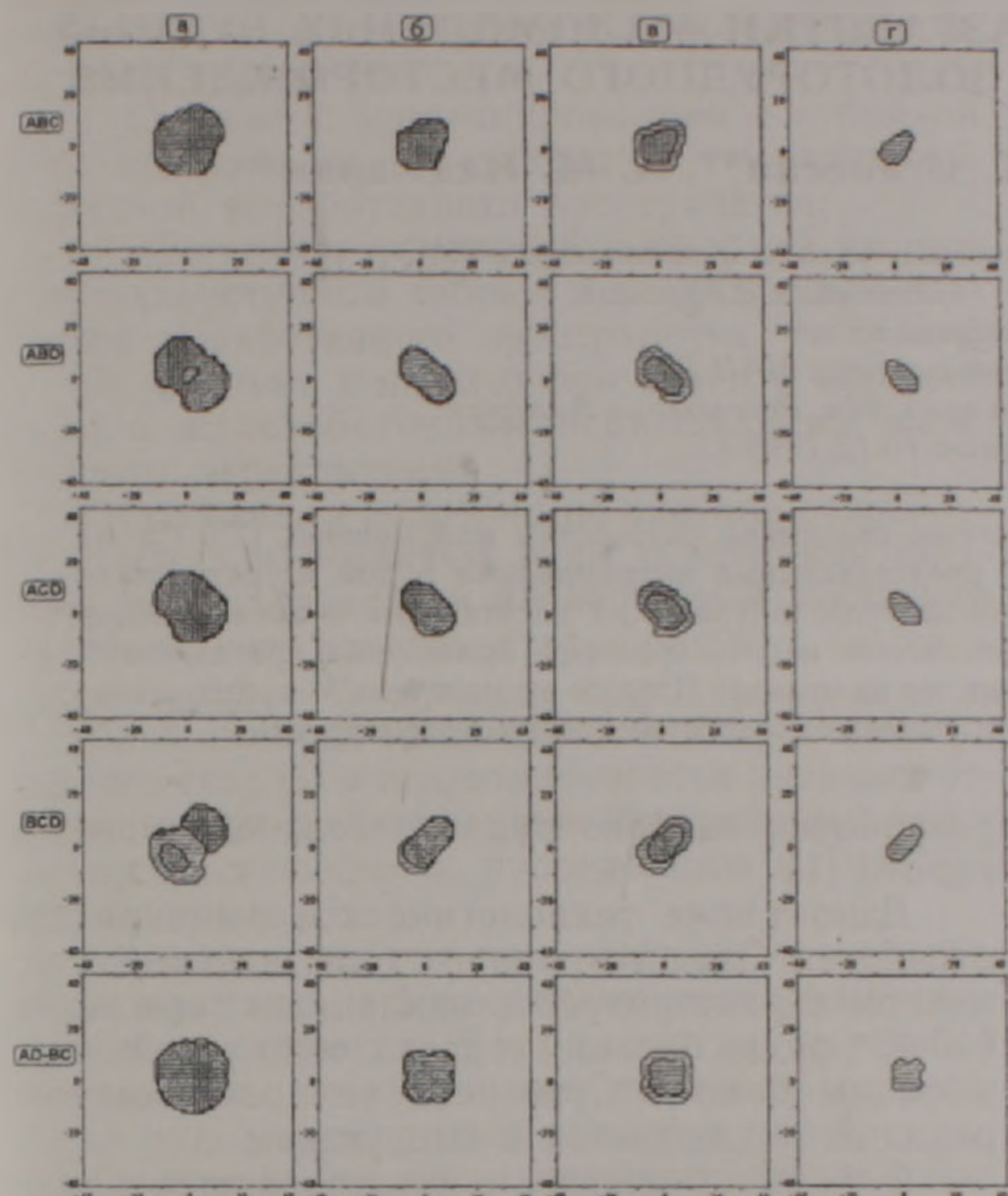


Рис. 7. Карты аномальных областей проводимости (горизонтальная штриховка) и поляризуемости (вертикальная штриховка) на поверхности однородных изотропных сред (при $\rho_0 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\eta_0 = 0.01$), содержащих различные сферические тела (а - $\rho_1 = 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $z_1 = 12 \text{ м}$; б - $\rho_1 = 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $z_1 = 15 \text{ м}$; в - $\rho_1 = 5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $z_1 = 12 \text{ м}$; г - $\rho_1 = 5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и $z_1 = 15 \text{ м}$, при $\eta_1 = 0.20$, $x_1 = 2 \text{ м}$, $y_1 = 2 \text{ м}$, $r = 10 \text{ м}$) при пяти (ABC , ABD , ACD , BCD , $AD-BC$) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля.

Существенная зависимость проявления аномальных областей от системы возбуждения хорошо прослеживается на картах различных (отличающихся только по направлению простирающейся плоскости анизотропии) однородных анизотропных сред (рис.4). Представленные на рис.5-6 карты проявления аномальных областей проводимости и поляризуемости различных горизонтально-двухслойных моделей отличаются друг от друга электрическими свойствами второго слоя и глубиной его залегания. На рис.7 изображены аналогичные карты для моделей с локальной (сферической) электрической неоднородностью. По картам, построенным для этих моделей (рис.5-7), можно судить и о глубинности исследований каждой системой возбуждения.

Как и предполагалось ранее, наиболее эффективным при этом является четырехэлектродная система возбуждения $AD-BC$. В отличие от нее, в большинстве случаев ни одной из трехэлектродных (ABC , ABD , ACD , BCD) систем возбуждения невозможно полностью исследовать планшет съемки, что еще раз говорит о необходимости внутриметодного комплексирования результатов всех измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матевосян А.К. (1999). Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LII, №1, с. 53-63.
2. Матевосян А.К. (2001). Критерий достоверности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LIV, №1, с.42-46.

ԲԱԶՄԱԷԼԵԿՏՐՈՂ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԳՐԳՈՂ ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ԶԱՓՄԱՆ ՏԱՐԲԵՐԱԿՄԱՆ ԸՆԴՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ԶԱՓԱՆԻՇԸ

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Տվյալ հոդվածում առաջարկվում է չափման տարրերական ընդունակության չափանիշը՝ երկրորդ անհրաժեշտ չափանիշը մակերեսային էլեկտրահետախուզական ուսումնասիրությունների դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով աշխատելիս էֆեկտիվությունը բարձրացնելու նպատակով: Մշակված են հաղորդականության ու բևեռացման անոմալիաների արկայության լուծումն ընդունման պայմանները: Տարբեր բնույթի երկրաէլեկտրական մոդելների օրինակների վրա ցույց է տրված բազմէլեկտրոդ կայանքի արդյունավետությունը էլեկտրական դաշտի տարբեր գրգռող համակարգերով աշխատելիս:

RESOLUTION CRITERION FOR MEASUREMENTS IN A MULTI-ELECTRODE SYSTEM OF ELECTRIC FIELD EXCITATION

A. K. Matevosyan

Abstract

This article proposes a resolution criterion for measurements, which is the second required criterion for optimized areal electric-prospecting studies by the resistance and induced polarization methods, using diverse systems of electric field excitation. Conditions to take decision on the presence of conductivity and polarizability anomalies are formulated. The efficiency of multi-electrode system in various systems of electric field excitation is demonstrated by the examples of diverse types of geo-electrical models.

ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РАЗРАБОТКИ МАЛОМОЩНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ В УСЛОВИЯХ МЕГРАДЗОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2001 г. Ю. А. Агабалян*, А. Г. Оганесян**, А. М. Наджарян**

*Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых РА
375009 Ереван, ул. Корюна, 14, Республика Армения
E-mail: georisk@pnas.sci.am

**Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.12.1999 г.

Рассматриваются вопросы выбора оптимальной системы подземной разработки маломощных (1,0-1,5 м) рудных тел в сложных горно-геологических условиях, представленных высокоценной рудой. В результате разработана система с магазинированием руды с отбойкой руды шпурами из восстающих с последующей закладкой выработанного пространства. Обоснована экономическая целесообразность применения предлагаемой технологии добычи руды для разработки маломощных рудных тел на примере Второго рудного тела Меградзорского золоторудного месторождения и доказана возможность получения высокого экономического эффекта.

В республике из разведанных и эксплуатируемых золоторудных месторождений особое место занимает Меградзорское, которое характеризуется довольно высокой ценностью руды.

На месторождении выявлено более 30 рудных зон и жил. В настоящее время промышленное значение имеют 9 рудных тел, из которых наиболее крупными являются Первое, Второе, Пятое, Слепое и Девятое.

По горно-геологическим и горнотехническим условиям эксплуатации месторождение относится к весьма сложным, что ограничивает отбор технически применимых систем разработки. Причем, одни из них характеризуются высокими затратами на добычу, а другие – повышенными потерями и разубоживанием.

До настоящего времени на руднике применялась система подэтажного обрушения с торцовым выпуском руды (с высотой подэтажа, примерно равной двойной высоте обрушаемого слоя). Эта система характеризуется сравнительно небольшими затратами (особенно при обрушении "ленты"), но очень высоким разубоживанием и потерями руды при добыче, что связано как с ее конструктивными особенностями, так и с малой мощностью рудных тел и незначительной высотой подэтажа. Плановые значения разубоживания (40%) и потерь (8%), с учетом отмеченных обстоятельств, явно занижены: фактические показатели, по нашим оценкам, достигают соответственно 50-60% и 25-30%. Кроме того, недостатком применяемого варианта системы является большой объем подготовительно-нарезных работ. При обрушении вмещающих пород и земной поверхности в очистное пространство проникают воды, что снижает устойчивость боковых пород, ухудшает условия труда, повышает потери золота в результате уноса рудной мелочи с водой.

С целью повышения экономической эффективности работы рудника нами создана новая система разработки с нисходящей слоевой выемкой руды с железобетонным ограждающим межслоевым перекрытием [5], выбор которой для

разработки первого рудного тела обоснован в работе [1].

Дано также технологическое решение для отработки Слепого рудного тела, которое в основном характеризуется наклонным залеганием (40-45°, редко больше) и достаточно устойчивым висячим боком. Сущность технологического решения заключается в следующем.

Очистную выемку в блоке осуществляют горизонтальными слоями в нисходящем порядке. С целью уменьшения высоты обнажения висячего бока, отбойку руды ведут с оставлением у почвы отрабатываемого слоя со стороны висячего бока временного целика треугольной формы в поперечном сечении, который отрабатывают при выемке нижерасположенного слоя. Для ограждения и поддержания очистного пространства в заходке устанавливают органную крепь.

Что касается эксплуатации второго рудного тела, которое отличается наиболее сложными условиями разработки, то здесь оптимальное технологическое решение пока отсутствует. Этой важной и актуальной задаче и посвящена настоящая статья.

Второе рудное тело характеризуется следующими горно-геологическими и горнотехническими условиями разработки: мощность составляет в среднем по рудному телу 1,1 м, с незначительными колебаниями; угол падения рудного тела изменяется в пределах 60-70°; руда слабая, неустойчивая, склонна к слеживанию; вмещающие породы вне рудоносной зоны средней устойчивости и устойчивые, у контактов с рудным телом трещиноваты, неустойчивые; контакты руды с вмещающими породами в основном четкие, но извилистые, как по простиранию, так и по падению рудного тела. По простиранию интервалы с промышленным оруденением чередуются с безрудными интервалами, в результате чего выделяются богатые рудные столбы длиной 50-150 м и более, расстояние между которыми составляют 10 и более метров. Внутри рудных столбов оруденение неравномерное: бо-

гатые руды чередуются с явно убогими.

Анализ данных горно-геологических и горнотехнических условий позволяет отобрать по техническим возможностям нижеследующие системы разработки.

I. Система с магазинированием с отбойкой руды шпурами из восстающих с последующей закладкой выработанного пространства.

II. Система с усиленной распорной крепью с потолкоуступным забоем и последующей закладкой выработанного пространства.

III. Система с нисходящей слоевой выемкой руды с железобетонным ограждающим межслоевым перекрытием.

Остановимся подробно на системе разработки с магазинированием руды с отбойкой шпурами из восстающих и последующей закладкой выработанного пространства. Сущность системы заключается в следующем (рис.1).

Блок высотой 40 м и длиной по простиранию рудного тела 30 м подготавливается рудными откаточным 1, вентиляционным 2 штреками и фланговым восстающим 3, проведенным на полную высоту этажа.

Очистные работы начинают после наращивания восстающих 4, расположенных друг от друга на расстоянии 5 м. Днища коротких магазинов оборудованы погрузочными люками 5 для выпуска руды из очистного пространства 6.

Откаточный и вентиляционный штреки крепят спаренными крепежными рамами, установленными в разбежку через 2.5 м, а восстающие с размерами в проходке 2.5х1.5 м — тремя сплошными венцами 7, чередующимися с креплением на бабках 8. Для бурения руды в

коротких блоках в крепи оставляют окна 9. Диаметр крепежного леса — 20 см. Восстающие имеют два отделения — рудосвалочное 10 и ходовое 11, что обусловлено необходимостью одновременного ведения очистных и нарезных (наращивание восстающих) работ.

Выемку руды ведут сплошным забоем по восстанию с отбойкой руды горизонтальными слоями. Обуривание слоя руды из опережающих восстающих производится с помощью легких перфораторов. Горизонтальные шпуры 12 глубиной 2.2 м предусматривается располагать в шахматном порядке с расстоянием между шпурами по восстанию 1.2 м. Одновременному взрыванию подлежат не более трех шпуров. Перед взрыванием окна обшиваются досками. Затем взрывается комплект шпуров и производится частичный выпуск отбитой руды 13 с таким расчетом, чтобы между кровлей очистного забоя и поверхностью замагазинированной руды оставалось свободное пространство высотой около 1.0 м.

После завершения очистной выемки начинается интенсивный выпуск замагазинированной руды из коротких блоков, а затем сразу из вентиляционного штрека подается сухая закладка 14, с целью предотвращения обрушения вмещающих пород и земной поверхности.

В результате технико-экономических расчетов по этой системе разработки ожидаются нижеследующие показатели:

- 1) производительность труда забойного рабочего — $2.2 \text{ м}^3/\text{смену}$;
- 2) расход крепежного леса — $0.06 \text{ м}^3/\text{м}^3$;
- 3) расход ВВ — $1.0 \text{ кг}/\text{м}^3$;

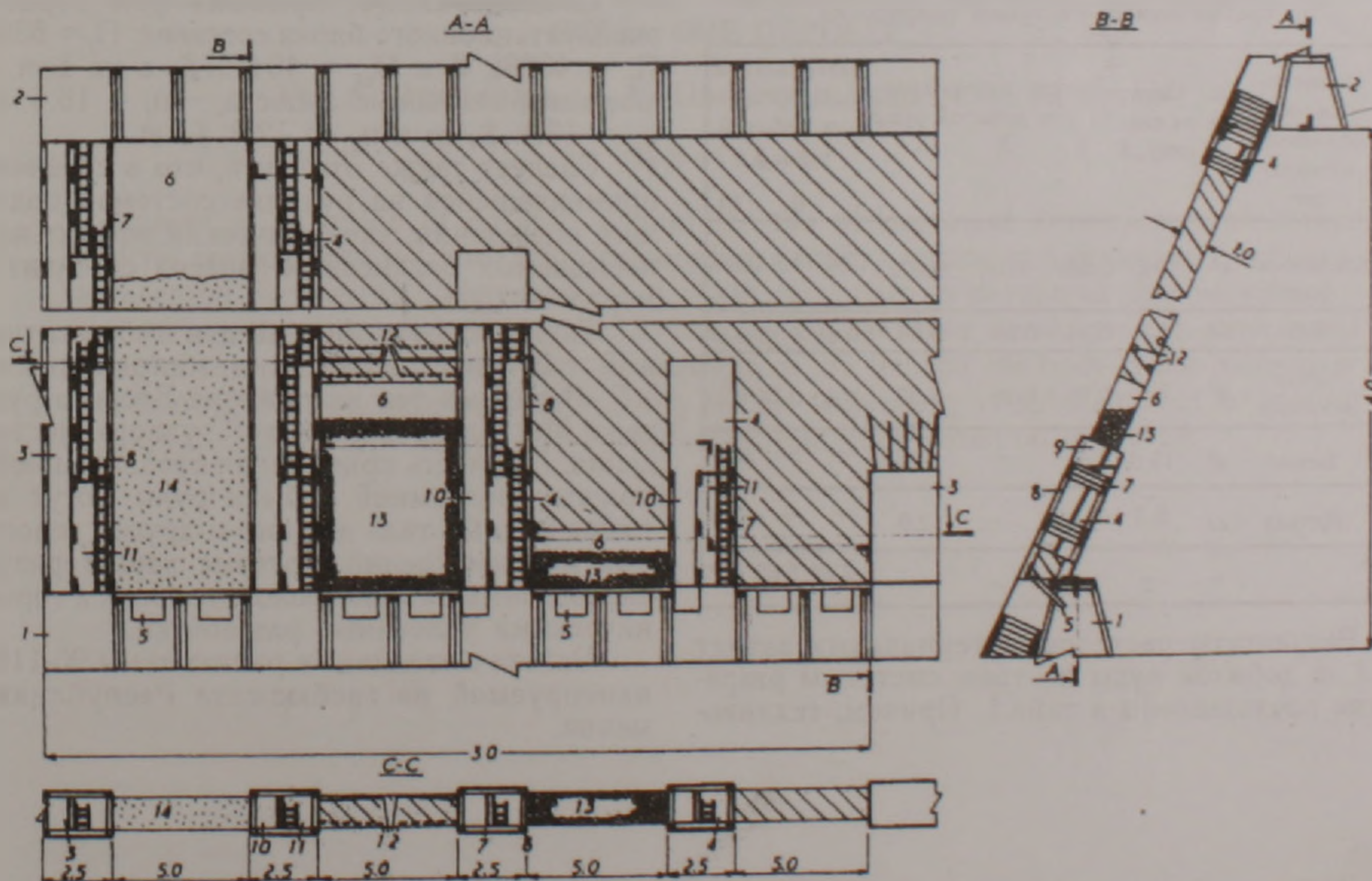


Рис 1 Система с магазинированием с отбойкой руды шпурами из восстающей с последующей закладкой выработанного пространства

- 4) потери руды – 5.0%;
- 5) разубоживание руды – 15.0%.

В итоге, имея три конкурентоспособные системы для разработки Второго рудного тела, с помощью экономического сравнения произведем выбор оптимальной.

В качестве критерия оптимальности принята прибыль по отработке блока, так как сравниваемые системы разработки в принципе не отличаются суммой капитальных затрат. В противном случае критерием оптимальности становится сверхнормативная прибыль. Об этом достаточно подробно изложено в работах [2 и 3]. Целевая функция имеет следующий вид:

$$(I_{\text{ц}} - C_{\text{пол}}) Q_6 K_{\text{н}} / K_{\text{к}} \rightarrow \max. \quad (1)$$

где $I_{\text{ц}}$ – извлекаемая ценность 1 т руды, \$/т;
 $C_{\text{пол}}$ – полная себестоимость добычи и переработки 1 т руды, \$/т;

Q_6 – балансовые запасы руды в блоке, т;
 $K_{\text{н}}$ – коэффициент извлечения руды из недр;
 $K_{\text{к}}$ – коэффициент изменения качества руды.

Количество балансовых запасов руды в блоке составляет 3816 т (горизонтальная мощность рудного тела $m=1.2$ м, высота блока $H_6=40$ м, длина блока $L_6=30$ м, объемная масса руды $\gamma_p=2.65$ т/м³).

При прочих равных условиях сравниваемые технологии добычи руды отличаются друг от друга качественными показателями извлечения из недр ($K_{\text{нI}}=0.85$, $K_{\text{нII}}=0.90$, $K_{\text{нIII}}=0.80$) и материально-трудовыми затратами; значение $K_{\text{к}}$ по сравниваемым системам практически одинаковое и составляет 0.95.

Таблица 1

Расчет суммы материальных затрат на 1 т добытой руды по сравниваемым системам разработки

N/N пп	Наименование основных материалов	Ед. изм.	Цена за единицу, \$	Расход материалов на 1 т добытой руды			Материальные затраты на 1 т добытой руды, \$		
				I	II	III	I	II	III
1	Крепежный лес	м ³	80,0	0.023	0.06	0.001	1.84	4.8	0.008
2	ВВ	кг	1,0	0.38	0.26	0.94	0.38	0.26	0.94
3	Сухая закладка	м ³	2,0	0.20	0.38	0.22	0.40	0.76	0.44
4	Бетон	м ³	15,0	–	–	0.045	–	–	0.67
5	Металл	кг	0,3	–	–	2.0	–	–	0.60
Всего		–	–	–	–	–	2.62	5.82	2.73

Результаты расчетов материальных затрат на 1 т добытой руды по трем системам разработки представлены в табл. 1. Причем, технико-

экономические показатели II системы взяты из практических данных [4], а по III системе разработки – обоснованы в работе [1].

Из рассматриваемых систем разработок наибольшей трудоемкостью отличается II система, где она составляет 0.60 смен/т. Второе место занимает I технология добычи руды со значением трудоемкости 0.17 смен/т, а III система – 0.15 смен/т. Тогда, при сменной зарплате 10\$, трудовые затраты составят: I система – 1.7 \$/т, II система – 6.0 \$/т и III система – 1.5 \$/т.

Принимая прочие затраты на добычу 1 т руды в размере 30 \$, а себестоимость перевозки и обогащения 1 т руды – 12 \$ и суммируя перечисленные статьи затрат, получим полные себестоимости добычи и переработки 1 т руды по каждой системе разработки: $C_{\text{полI}}=46.32$ \$/т, $C_{\text{полII}}=53.82$ \$/т, $C_{\text{полIII}}=46.23$ \$/т.

Теперь рассмотрим входящую в целевую функцию (1) величину извлекаемой ценности ($I_{\text{ц}}$) 1 т руды по каждой системе разработки. Она определяется следующей общеизвестной формулой:

$$I_{\text{ц}} = (C_{\text{ф}} K_{\text{к}} - \tau) C_{\text{к}} / (C_{\text{к}} - \tau), \quad (2)$$

где $C_{\text{ф}}$ – фактическое содержание золота в массиве рудного тела, $C_{\text{ф}} = 10$ г/т;

τ – содержание золота в отвальных хвостах, $\tau = 1$ г/т;

$C_{\text{к}}$ – содержание золота в концентрате, $C_{\text{к}} = 50$ г/т;

$C_{\text{ц}}$ – цена 1 г золота в концентрате, $C_{\text{ц}} = 8$ \$/г.

Подставляя все необходимые значения в формулу (2), определим искомую величину по трем технологиям добычи руды: $I_{\text{цI}} = 61.22$ \$/т, $I_{\text{цII}} = 65.31$ \$/т, $I_{\text{цIII}} = 57.14$ \$/т.

Следовательно, прибыль при отработке эксплуатационного блока составит: $\Pi_{\text{I}} = 63548$ \$, $\Pi_{\text{II}} = 46282$ \$ и $\Pi_{\text{III}} = 49439$ \$, а на 1 т погашаемых балансовых запасов – $p_{\text{I}} = 16.6$ \$/т, $p_{\text{II}} = 12.1$ \$/т и $p_{\text{III}} = 12.9$ \$/т.

Следует также отметить, что в сравнении с применявшейся на руднике системой поэтажного обрушения, экономический эффект на 1 т погашаемых балансовых запасов составит примерно 10-15 \$.

Таким образом, произведен выбор оптимальной системы разработки маломощных (до 1.5 м) рудных тел на примере Второго рудного тела Меградзорского золоторудного месторождения. В область применения предложенной технологии подземной добычи руды могут войти также рудные тела данного и других золоторудных месторождений, которые характеризуются аналогичными горно-геологическими и горнотехническими условиями разработки.

Работа выполнена в рамках темы 96-119, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агабальян Ю.А., Оганесян А.Г. Система разработки с нисходящей слоевой выемкой руды с железобетонным ограждающим межслоевым перекрытием. М.: Горный журнал, 1997, №10, с.48-50.
2. Агабальян Ю.А. Теория и практика оптимального освоения недр. М.: Недра, 1994, 176 с.
3. Агабальян Ю.А. Фактор времени и определение

- оптимальных параметров месторождений и рудников. Ереван: Айастан, 1990, 79 с.
4. Агошков М.И., Мухин М.Е., Назарчик А.Ф. и др. Системы разработки жильных месторождений. М.: Госгортехиздат, 1960, 375 с.
5. Աղաբալյան ՅուԱ., Չաքարյան Ա.Մ., Հովհաննիսյան Ա.Հ., Նաջարյան Ա.Մ.: «Հանքամարմինների վարրնթաց շերտային հանվածքի ծածկ» գյուտի վերաբերյալ ՀՀ N355 արտոնագիր:

ՓՈՔՐ ՀՉՈՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՆՔԱՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ՕՊՏԻՄԱԼ ՄՇԱԿՄԱՆ ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ԸՆՏՐՈՒՄԸ ՄԵՂՐԱՉՈՐԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Յու. Ա. Աղաբալյան, Ա. Հ. Հովհաննիսյան, Ա. Մ. Նաջարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում դիտարկվել են բարդ լեռնաերկրաբանական և լեռնատեխնիկական պայմաններով, բարձր արժողության հանքաքարով ներկայացված փոքր հզորության հանքամարմինների ստորգետնյա մշակման օպտիմալ համակարգի ընտրման հարցերը: Հետազոտման օբյեկտ է հանդիսացել Մեղրաձորի ոսկու հանքավայրի երկրորդ հանքամարմինը, որի լեռնաերկրաբանական և լեռնատեխնիկական պայմանների վերլուծության արդյունքում մշակվել և առաջարկվել է տեխնիկապես կիրառելի՝ հանքաքարի պահեստավորմամբ (կարճ պահեստներ), վերընթացներից պայթեցքերով հանքաքարի պոկմամբ և հանութային տարածության հետագա լցումով տեխնոլոգիան:

Վերջինիս հետ տեխնիկապես կիրառելի ևս երկու մշակման համակարգերի համեմատման միջոցով հիմնավորվել է մինչև 1.5 մ հզորության հանքամարմինների շահագործման համար առաջարկվող տեխնոլոգիայի կիրառման տնտեսական նպատակահարմարությունը և խոշորացված տեխնիկատնտեսական հաշվարկներով ապացուցվել է բարձր տնտեսական արդյունքի ստացման հնարավորությունը:

SELECTION OF OPTIMAL DEVELOPMENT SYSTEM FOR ORE BODIES OF LIMITED CAPACITY UNDER THE CONDITIONS OF THE MEHRADZOR GOLD ORE DEPOSIT

Yu. A. Agabalyan, A. G. Ohanesyan, and A. M. Najaryan

Abstract

Issues of selection of optimal system for the underground development of limited capacity ore bodies (1.0-1.5 m) are considered for complex mining and geological conditions, represented by ores of high value. As a result, a system is developed that provides for ore storing through ore-breaking with blast-holes from rise headings and consequent laying of the mined-out space. By the example of the Second ore body of the Mehradzor gold-bearing deposit, economic advisability of this technology is substantiated for mining of limited capacity ore bodies and its high cost-efficiency potential is proved.

**МЕРОПРИЯТИЯ ПРОТИВ УТЕЧКИ ВОДЫ НА ФИЛЬТРАЦИЮ В ТУННЕЛЕ
АРПА-СЕВАН НА УЧАСТКАХ, ПРОЙДЕННЫХ В СИЛЬНО ФИЛЬТРУЮЩИХ
ГОРНЫХ ПОРОДАХ**

© 2001 г. Е. Г. Завриян

Армгидроэнергопроект
375002 Ереван, ул. Московяна, 33а, Республика Армения
Поступила в редакцию 05.02.2001 г.

При строительстве туннелей в первую очередь возводятся стены и свод туннеля. Обратный свод (лоток туннеля) бетонруется через длительное время после этого (спустя один-два года).

Принято считать, что бетон обратного свода достаточно плотно примыкает к стенам туннеля и поэтому никаких специальных мер по уплотнению швов не производится. Однако такие взгляды искажают действительную картину статической работы обделки и ведут в ряде случаев к значительным потерям воды на фильтрацию.

При осмотре можно заметить характерные утолщения-валики, которые образуются местами на слое илистых наносов, покрывающих поверхность обделки в местах швов [1].

При осмотре эксплуатируемых туннелей нами было замечено несколько случаев, когда валики располагались в местах примыкания обратного свода к стенам туннеля. Поэтому следовало предположить, что соответствующие швы в обделке пропускают воду. Однако на глаз не было заметно в этом месте раскрытой щели, хотя сам шов прослеживался достаточно четко.

Вопрос этот представил значительный интерес при строительстве одной ГЭС безнапорных гидротехнических туннелей шириной в свету 4.6 м и высотой 4.75 м, общей длиной более 10 км, в которых обратный свод по условиям производства работ возводится во вторую очередь. При швах с малым раскрытием, имеющих наибольшее распространение, при обследовании обычно трудно установить наличие раскрытой щели вследствие сравнительно высокой шероховатости ее стенок. Однако наши опыты по фильтрации показали весьма существенные утечки воды и через такие швы.

Явление раскрытия после бетонирования швов обратного свода туннеля, безусловно, должно быть учитываемо при статических расчетах обделок и при оценке потерь воды на фильтрацию из гидротехнических туннелей.

Специальные исследования [2] показали, что шов между обратным сводом и стенами туннелей, на глаз кажущийся закрытым и герметически плотным, на самом же деле пропускает много воды на фильтрацию (см. табл. 1).

Опыты в натурных условиях в туннеле Гюмушской ГЭС показали, что при длине шва 12.8 м и при горизонте воды в туннеле 200 см и 285 см утечка находилась в пределах от 0.9 до 1.16 л/сек.

Опыты, поставленные по схеме Болдырева, показали величину коэффициента фильтрации породы 0.05 см/сек.

Таблица 1

Утечка воды из отсека длиной 12.8 м через шов "А" между обратным сводом и стеной туннеля л/сек.

Наименование величин	Высота горизонта воды в отсеке, см			
	40	100	200	285
Гидравлический градиент	1	2.5	5	7.1
Утечка воды по данным начального опыта, л/сек	0.22	0.42	0.73	—
Утечка воды по данным повторного опыта, л/сек	0.23	0.58	0.90	1.16

Испытания сводились к поддержанию уровня воды в отсеке на заданном горизонте до получения установившегося режима фильтрации. Определение расходов производилось вертушечным водомером на подводящем трубопроводе.

Горные породы на этом участке были представлены глыбами шлаковых андезито-базальтов красноватого цвета с заполнением пустот между глыбами шлаковым песком. Порода слабо сцементирована, трещиновата, сильно водопроницаема. Такая порода характерна для самого конечного участка туннеля №2 Арпа-Севан протяженностью 1.3 км и для начального участка туннеля №2 длиной 200 м и в туннеле №1 в самом начале трассы туннеля по длине 200 м под трассой туннеля. Подсчитаем утечку воды из туннеля Арпа-Севан.

Предполагаем, что протяженность сильно фильтрующих горных пород по длине туннеля составляет 1.7 км.

Примем за средний результат описанных выше опытов 1 л/сек по длине шва 12.8 м.

Тогда общий расход воды на фильтрацию через два шва на длине 1.7 км туннеля составит:

$$\frac{1 \times 2 \times 1700}{12.8} = 265 \text{ л/сек} = 0.265 \text{ м}^3/\text{сек}$$

Чтобы избежать потерь, рекомендуется устройство при помощи отбойного молотка канавки в месте прохождения шва и заполнение этой канавки цементным раствором.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вартазаров С.Я. Эксплуатационные режимы гидротехнических сооружений деривационных гидроэлектростанций. М.: Госэнергоиздат, 1950, 40 с.
2. Завриев Г.П. Значение швов обратного свода для статической и противофильтрационной работы обделок туннелей ж-д. Гидротехническое строительство, 1955, №7, с.30-37.

ԱԿԱԴԵՄԻԿՈՍ Ֆ. ՅՈՒ. ԼԵՎԻՆՍՈՆ-ԼԵՍԻՆԳ

ԽՍՀՄ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՄԱՍՆԱԾՅՈՒՂԻ ԱՌԱՋԻՆ ՆԱԽԱԳԱՀ (ԱՐՄՓԱԿ)



Ա կ ա դ ե մ ի կ ո ս
Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը (1861-1939թթ.) պատկանում է ռուսական գիտնական-բնախույզների փայլուն համաստեղությանը: Նրա անունը անբաժանելիորեն կապված է համաշխարհային պետրոգրաֆիայի զարգացման հետ, իսկ հիմնական աշխատությունները հաստատուն կերպով դրված են ժամանակակից պետրոլոգիական գիտության հիմքում:

Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը ծնվել է 1861թ. մարտի 9-ին, Պետերբուրգում: 1883թ. ավարտել է Պետերբուրգի համալսարանի ֆիզիկո-մաթեմատիկական ֆակուլտետը: 1888թ. պաշտպանել է ատենախոսություն «Օլոնեցկի դիաբազային ֆորմացիան» թեմայով և ստացել միներալոգիայի և գեոգնոզիայի մագիստրի աստիճան: 1892թ. Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը զբաղեցրեց Դորպատի (Տարտու) համալսարանի միներալոգիայի էքստրաօրդինար պրոֆեսորի պաշտոնը: Այս ժամանակից սկսվում է պետրոգրաֆիայում նոր ուղղությունների զարգացումը: 1898թ. նա հաջողությամբ պաշտպանում է դոկտորական ատենախոսություն «Տեսական պետրոգրաֆիական հետազոտություն կապված Կենտրոնական Կովկասի հրաբխային ապարների ուսումնասիրությունների հետ» թեմայով և նշանակվում Պետերբուրգի համալսարանի պրիվատ-դոցենտ: 1902թ.-ից վարում է Պետերբուրգի համալսարանի պետրոգրաֆիայի ամբիոնը:

1925թ. Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը ընտրվում է ԽՍՀՄ ԳԱ ակադեմիկոս, գրեթե միաժամանակ դառնալով Ֆրանսիայի գիտությունների Ակադեմիայի լաուրեատ, Լոնդոնի, Ամերիկայի և Բելգիայի երկրաբանական ընկերությունների պատվավոր անդամ: 1925թ.-ից մինչև 1938թ. Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը եղել է Պետրոս Սեծի անվան երկրաբանական թանգարանի տնօրեն, իր կողմից կազմակերպված Պետրոգրաֆիական Ինստիտուտի, ինչպես նաև Կամչատկայի հրաբխագիտական կայանի տնօրեն: Բացի այդ, երեսնական թվականներին նա եղել է ԽՍՀՄ ԳԱ Հայկական և Ադրբեջանական մասնաճյուղերի նախագահը, որոնց հենքի վրա հետազայում կազմավորվեցին և հիմնադրվեցին Հայաստանի և Ադրբեջանի Գիտությունների ակադեմիաները: Միաժամանակ Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը Հայկական, Հարավ-Օսեթական, Սվանեթիայի և Կամչատկայի համալիր արշավախմբերի ղեկավարն

էր և անձամբ մասնակցում էր տարբեր դաշտային հետազոտական աշխատանքներին:

Անդրադառնալով Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգի գիտական ժառանգությանը, հարկ է նշել նրա հետազոտությունների բազմակողմանիությունը: Նրա աշխատությունները նվիրված են պետրոգրաֆիայի, պետրոլոգիայի, միներալոգիայի, բյուրեղագիտության, դինամիկ և պատմական երկրաբանության, հնէաբանության, մետաղային հանքավայրերի մասին ուսմունքի, հրաբխագիտության, հողագիտության, գիտության պատմության և այլ հարցերին:

Ռեզիդնալ պետրոլոգիայի, հրաբխագիտության և մագմատիկ ապարների ֆորմացիոն անալիզի բնագավառներում իր գիտական հետազոտություններով Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը սերտորեն կապված էր Կովկասի և Անդրկովկասի հետ: Կովկասում նա սկսել է աշխատել 1890-91թթ., իսկ 1894-95թթ. մասնակցել է հետազոտական աշխատանքներին, կապված Կովկասի Գլխավոր լեռնաշղթայով լեռնանցքային երկաթուղու և թունելի նախագծման աշխատանքներին: VII Միջազգային երկրաբանական Կոնգրեսի ժամանակ (1897թ.) Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգը կազմակերպեց արշավախումբ դեպի Արարատ և Արագած հրաբուխները: Նա դիտում էր նրանց որպես այս բացառիկ հետաքրքիր տարածքի երիտասարդ հրաբխականության ուսումնասիրությունների սկիզբ: Սակայն, Ռուսաստանի մասնակցությունը Առաջին համաշխարհային պատերազմին և ապա բաղադրական պատերազմը խանգարեցին այս գիտական մտահղացումների իրականացմանը:

1927թ. Լևինսոն-Լեսինգը գլխավորել է ԽՍՀՄ ԳԱ մեծ համալիր արշավախումբը, որն զբաղվելու էր Անդրկովկասի և մասնավորապես, Հայկական լեռնաշխարհի երիտասարդ հրաբխականության ուսումնասիրմամբ: Այս աշխատանքները տարվեցին 1927-ից 1930թթ. և ընդգրկեցին Հայաստանի կենտրոնական մասը (Սևանա լճի ավազան, Գեղամի լեռնաշղթա և Արագած սարի զանգված): Հանձնաժողովի աշխատանքների արդյունքների հիման վրա ավելի ուշ հրատարակվեց Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգի աշակերտների և աշխատակիցների մենագրությունների մի ամբողջ շարք: Դրանցից էին պրոֆեսոր Ա. Ս. Գինսբերգի «Հայաստանի Հանրապետության պետրոգրաֆիան», պրոֆեսոր Պ. Ի. Լեբեդևի «Արագած հրաբուխը» և այլն:

Ի պատիվ Ֆ. Յու. Լևինսոն-Լեսինգի ԽՍՀՄ ԳԱ հիմնել է նրա անունով պարգևավճար, նրա անունով է կոչվել «Լեսինգիտ» միներալը, ինչպես նաև մի շարք հրաբուխներ Կամչատկայում և Կուրիլյան կղզիներում:

ՀՀ ԳԱԱ երկրաբանական գիտությունների
ինստիտուտի տնօրեն, ակադեմիկոս

Ռ. Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ