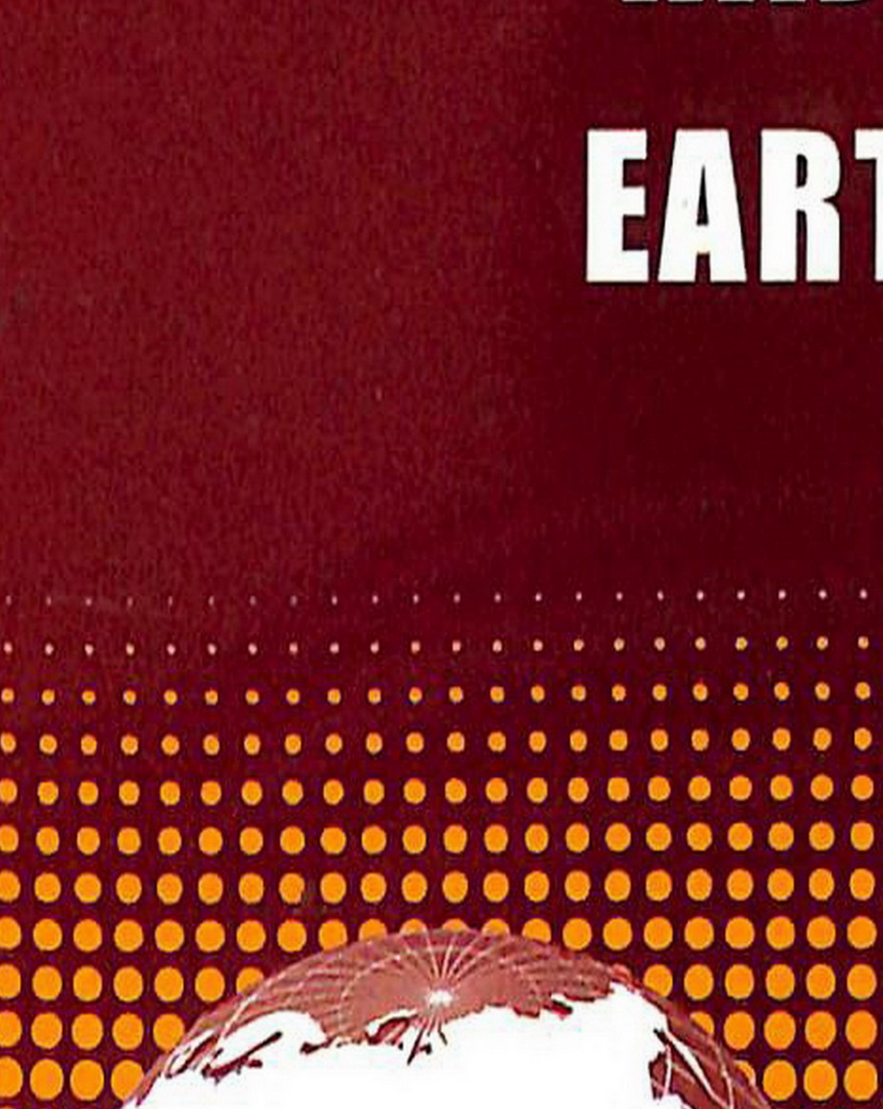
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 05[illegible]5-961X

# ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

# НАУКИ О ЗЕМЛЕ

# EARTH SCIENCES



*Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թ.-ին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ հայերեն, ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով*

Պատասխանատու խմբագիր՝
**Բ.Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ**

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ՝
**Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ**

Պատասխանատու քարտուղար՝
**Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ**

Խմբագրական կոլեգիա՝

**Պ.Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Շ.Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ,
Վ.Ռ.ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ, Ս.Ս. ԴԱՐԲԻՆՅԱՆ, Ս.Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ,
Ռ.Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ,
Մ.Ա. ՍԱԹԻԱՆ**

*Ответственный редактор*
*Б.К. КАРАПЕТЯН*

*Заместители ответственного редактора*
*Р.Т. ДЖРБАШЯН, А.С. ФАРАМАЗЯН*

*Ответственный секретарь*
*Э.С. РОСТОМОВА*

*Редакционная коллегия*

*П.Г. АЛОЯН, Ш.О. АМИРЯН, А.Л. АНАНЯН,
В.Р. БОЙНАГАРЯН, С.С. ДАРБИНЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН,
Р.Т. МИРИДЖАНЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН,
С.М. ОГАНЕСЯН, М.А. САТИАН*

*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, 1999

Дне 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԹԻՎ 2-3 ՀԱՏՈՐ LII 1999

## ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Բորիս Կարապետի Կարապետյան *(Նվիրված ծննդյան 75-ամյակին)* ..... 3
Վ.Ա.Ադամալյան. *Հարավային Զանգեզուրի նյութադիր չերտախմբի կառուցվածքը, սկզբնական կազմը և մետամորֆիզմը* ..... 5
Մ.Ա.Սաթիան, Ա.Վ.Վարդանյան, Վ.Ա.Վարդանյան. *Երախի անտիկլինալի սերպենտինիտային մելանժը (Հայաստանի Վեդու օֆիոլիտային գոտի)* ..... 14
Ռ.Ն.Տայան, Շ.Հ.Ամիրյան, Ա.Ս.Ֆարամազյան, Մ.Ա.Հարությունյան, Ս.Պ.Սարգսյան. *Զանգեզուրի հանքային շրջանի հանքային ֆորմացիաները և հանքայնացման տեղաբաշխման ընդհանուր օրինաչափությունները)* ..... 22
Ս.Ա.Զոհրաբյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան. *Ստրուկտուրային գործոնների դերը հանքայնացման տեղայնացման մեջ Ալավերդի-Կապանի գոտու կոլչեդանային հանքավայրերում* ..... 31
Ի.Խ.Պետրոսով. *ՀՀ կավային ապարների երկրաբանա-արդյունաբերական տիպերի համակարգման չափանիշները և համառոտ բնութագիրը* ..... 41
Շ.Հ.Ամիրյան, Մ.Ս.Ագիզբեկյան, Ա.Զ.Ալթունյան. *Ոսկե և Մեղրաձոր ոսկու հանքավայրերի հանքանյութերի միներալային կազմի ու երկրաքիմիայի առանձնահատկությունները և հանքայնացման բնույթը* ..... 50
Մ.Ս.Հակոբյան, Շ.Վ.Խաչատրյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան. *Թուխմանուկի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրի գենետիկական առանձնահատկությունների հարցի մասին* ..... 59
Շ.Վ.Խաչատրյան. *Թուխմանուկի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրի միներալոգիայի և երկրաքիմիայի հարցի շուրջ* ..... 69
Ս.Պ.Սարգսյան. *Քաջարանի հանքավայրի ապարների պետրոֆիզիկական չափանիշները* ..... 78
Ա.Կ.Մաթևոսյան. *Ջափման համակարգի ընտրման ազդեցության գնահատումը երկրաէլեկտրական միջավայրի անիզոտրոպիան ուսումնասիրելիս* ..... 84
Ա.Ա.Թամրազյան. *Առաջնային ճառագայթման էներգիան ռենտգենառադիոմետրական մեթոդով տարակազմ հանքանյութի նմուշարկման ժամանակ* ..... 89
Կ.Ս.Վարթանյան. *Հայաստանի տարածքի ջերմային դաշտը և սեյսմիկականությունը* ..... 93
Թ. Գ. Վարդանյան. *Սևանա լճի ավազանի գետերի հանքայնացման վիճակը* ..... 97
Ռ.Բ.Յաղոյան, Հ.Ռ.Մկրտչյան, Ա.Ռ.Գալստյան. *Ջրիմուռային համակազմ "Հուսիտ"* ..... 101

### ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Վ.Ռ.Բոյնագրյան. *Միջազգային խորհրդակցություն «Լեռների և հարթավայրերի գեոմորֆոլոգիական փոխկապակցվածություններ և փոխազդեցություններ»* ..... 109

### ՀՈԲԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Ռ.Լ.Մելքոնյան. *Գիտաժողով, նվիրված ակադեմիկոս Ա.Տ.Ալանյանի ծննդյան 80-ամյակին* ..... 111
Շ.Հ.Ամիրյան, Ա.Ս.Ֆարամազյան. *Գիտաժողով, նվիրված ակադեմիկոս Հ.Գ.Մաղաքյանի ծննդյան 85-ամյակին* ..... 113
Ռ.Ա.Մանդալյան. *Բնության անխոնջ հետազոտողը* ..... 116

### ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

*Էմիլ Հայկի Հարությունյանի հիշատակին* ..... 119
*Սուսաննա Մուշեղի Գրիգորյան* ..... 121
*Լևոն Ավետիսի Ավագյան* ..... 123
*Իվան Խորենի Պետրոսով* ..... 125

## СОДЕРЖАНИЕ

**Борис Карапетович Карапетян** (к 75-летию со дня рождения) ..... 3
**В.А.Агамалян.** Строение, первичный состав и метаморфизм нювадийской толщи Южного Зангезура Армении ..... 5
**М.А.Сатиан, А.В.Варданян, В.А.Варданян.** Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении) ..... 14
**Р.Н.Таян, Ш.О.Амирян, А.С.Фарамазян, М.А.Арутюнян, С.П.Саркисян.** Рудные формации Зангезурского рудного района и общие закономерности размещения оруденения.. 22
**С.А.Зограбян, Р.Л.Мелконян.** Роль структурных факторов в локализации оруденения на колчеданных месторождениях Алаверди-Капанской зоны (Малый Кавказ) ..... 31
**И.Х.Петросов.** Критерии систематизации и краткая характеристика геолого-промышленных типов глинистых пород РА ..... 41
**Ш.О.Амирян, М.С.Азизбекян, А.З.Алтунян.** Характер оруденения, особенности минерального состава и геохимии руд золоторудных месторождений Сотк и Меградзор ..... 50
**М.С.Акопян, Ш.В.Хачатрян, Р.Л.Мелконян.** К вопросу о генетических особенностях Тухманукского золото-полиметаллического месторождения ..... 59

**Ш.В.Хачатрян.** К минералогии и геохимии руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения ..... 69
**С.П.Саркисян.** Петрофизические параметры пород Каджаранского месторождения ..... 78
**А.К.Матевосян.** Оценка влияния выбора системы регистрации при исследовании анизотропии геоэлектрической среды ..... 84
**А.А.Тамразян.** Энергия первичного гамма-излучения при рентгено-радиометрическом опробовании гетерогенных руд ..... 89
**К.С.Вартанян.** Тепловое поле и сейсмичность территории Армении ..... 93
**Т.Г.Варданян.** Состояние минерализации рек бассейна озера Севан ..... 97
**Р.Б.Ядоян, Г.Р.Мкртчян, А.Р.Гулканян.** Полимерный композит "Уйсит" ..... 101

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

**В.Р.Бойнагрян.** Международное совещание "Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие" ..... 109

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

**Р.Л.Мелконян.** Научная сессия, посвященная 80-летию со дня рождения академика А.Т.Асланяна ..... 111
**Ш.О.Амирян, А.С.Фарамазян.** Научная сессия, посвященная 85-летию со дня рождения академика И.Г.Магакьяна ..... 113
**Р.А.Мандалян.** Неутомимый исследователь природы ..... 116

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Эмиля Гайковича Арутюняна ..... 119
Сусанна Мушеговна Григорян ..... 121
Левон Аветисович Авакян ..... 123
Иван Хоренович Петросов ..... 125

## TABLE OF CONTENT

**Boris Karapeti Karapetian** (to the 75th jubilee) ..... 3
**V.A.Agamalian.** Structure, Primary Composition and Metamorphism of the Newvadi Formation of the South Zangezour in Armenia ..... 5
**M.A.Satian, A.V.Vardanyan, and V.A.Vardanian.** Serpentinite Melange of the Yeraskh Anticline (the Vedy Ophiolite Zone of the Armenia) ..... 14
**R.N.Tayan, Sh.H.Amiryan, A.S.Faramazyan, M.A.Haroutyunyan,** and **S.P.Sargsyan.** Ore Formations of the Zangezour Ore Region and General Regularities in Mineralization Location ..... 22
**S.A.Zohrabyan and R.L.Melkonyan.** A Role of Structural Factors in Localization of Mineralization in Iron Pyrite Deposits of the Alaverdi-Kapan Zone ..... 31
**I.Kh.Petrosov.** Classification Criteria and Brief Description of Geological-and-Industrial Types of Clay Rocks of the Republic of Armenia ..... 41
**Sh.H.Amiryan, M.S.Azizbekyan, and A.Z.Altounyan.** Mineralization Character, Peculiarities of Mineral Composition and Geochemistry of the Sotk and Meghradzor Gold Deposits' Ores ..... 50
**M.S.Hakobyan, Sh.V.Khachatrian, and R.L.Melkonyan.** On the Issue of Genetic Features of the Toukhmanouk Gold Polymetal Deposit ..... 59
**Sh.V.Khachatrian.** On the Mineralogy and Geochemistry of the Toukhmanouk Gold Polymetal Deposit Ores ..... 69
**S.P.Sargsyan.** Petrophysical Parameters of the Kajaran Deposit Rocks ..... 78
**A.K.Matevosyan.** Evaluation of Registration System Selection Impact When Studying Geoelectrical Environment Anisotropy ..... 84
**A.A.Tamrazyan.** Energy of Primary Gamma-Radiation in X-ray – Radiometric Testing of Heterogeneous Ores ..... 89
**K.S.Vartanyan.** Heat field and seismicity of the territory of Armenia ..... 93
**T.G.Vardanian.** The condition of mineralization of the rivers of lake Sevan basin ..... 97
**R.B.Yadoyan, H.R.Mkrtchyan, and A.R.Gulkanyan.** Polymeric Composite "Uisit" ..... 101

SCIENTIFIC CHRONICLES

**V.R.Boinagryan.** International Meeting on "Geomorphology of mountains and plains: relationships and interaction" ..... 109

JUBILEES

**R.L.Melkonyan.** Scientific Session dedicated to the 80th jubilee of Academician A.T.Aslanyan ..... 111
**Sh. H. Amiryan and A.S. Faramazyan.** Scientific Session dedicated to the 85th jubilee of Academician H. G. Maghakyan ..... 113
**R. A. Mandalyan.** A Tireless Explorer of Nature ..... 116

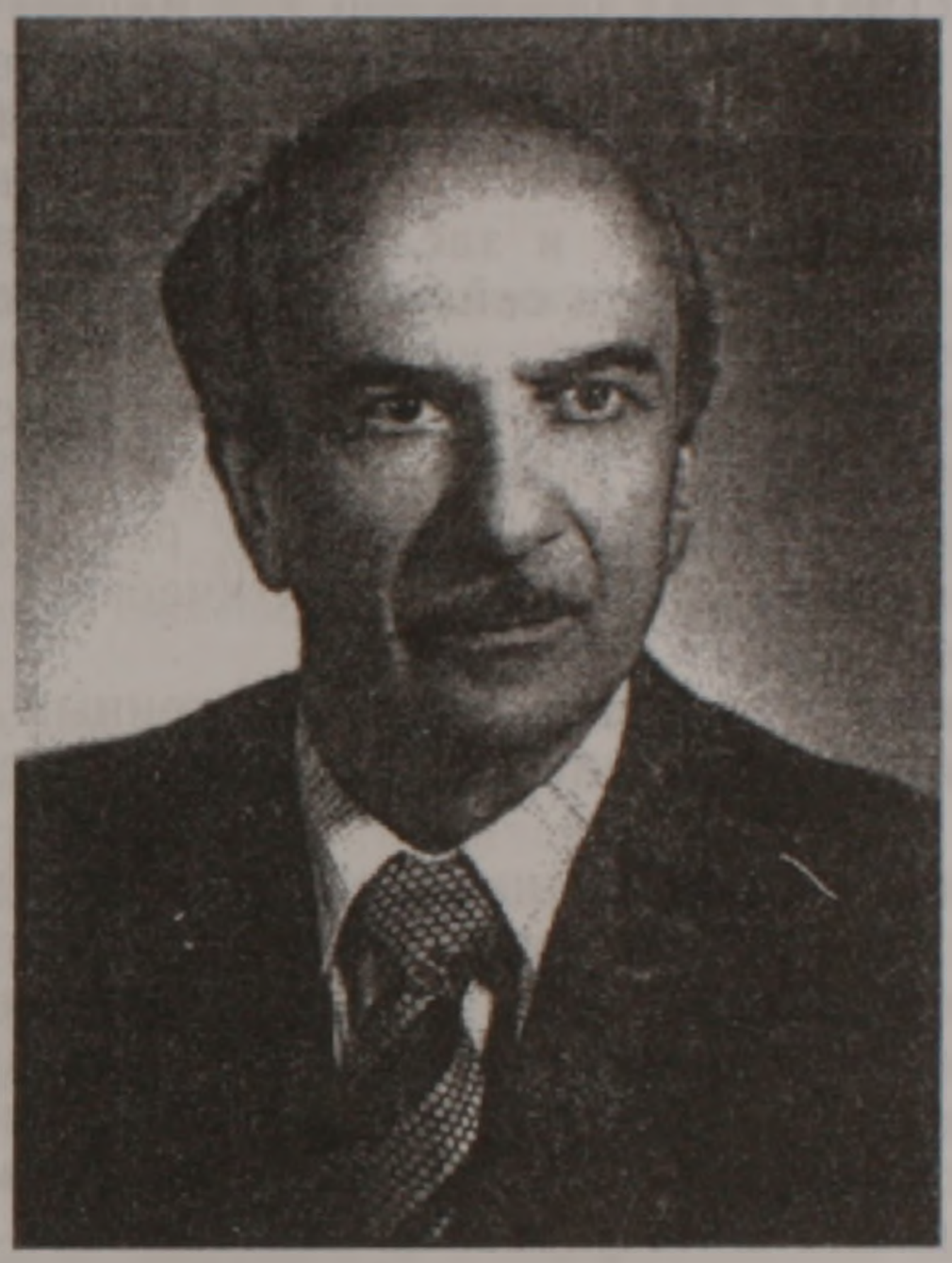
LOSSES OF THE SCIENCE

In memory of Emile Haiki Haroutiunian ..... 119
Sousanna Moushegi Grigoryan ..... 121
Levon Avetisi Avagyan ..... 123
Ivan Khoreni Petrosov ..... 125

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, № 2-3, 3-4*

# БОРИС КАРАПЕТОВИЧ КАРАПЕТЯН

(К 75-летию со дня рождения)



Председателю Проблемного научного совета "Науки о Земле" Отделения физико-математических и технических наук НАН РА, профессору кафедры железобетонных, каменных конструкций и сейсмостойкости сооружений Ереванского архитектурно-строительного института, ответственному редактору журнала "Известия НАН РА, Науки о Земле", академику НАН РА, доктору технических наук Борису Карапетовичу Карапетяну исполнилось 75 лет.

Б.К Карапетян родился в гор. Пятигорске Ставропольского края РФ в 1924г. В 1948г. с отличием окончил Ереванский политехнический институт. После окончания института поступил в аспирантуру Института стройматериалов и сооружений АН Армянской ССР.

Б.К Карапетян стоял у истоков создания Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм ССР, где начал работать со дня его основания (1961) по 1972г., возглавляя отдел инженерной сейсмологии. Годы научной и научно-организационной деятельности в Ленинакане являются и особым творческим периодом в его жизни, одновременно в большей степени продуктивным для института. Б.К.Карапетян является одним из ярких и достойных продолжателей творческих традиций академика А.Г.Назарова – основоположника "Школы по инженерной сейсмологии" в Армении.

Б.К.Карапетян в 1954г. защитил кандидатскую, а в 1964г. – докторскую диссертацию по техническим наукам. В 1971г. ему было присвоено ученое звание профессора.

В 1972г. он переехал в Ереван – в Научно-исследовательский институт стройматериалов и сооружений Госстроя АрмССР, где занимал должность зам. директора по научной работе.

В 1990г. Борис Карапетович Карапетян был избран членом-корреспондентом НАН Армении, а с 1993г. он стал академиком-секретарем Секции наук о Земле НАН Армении.

В 1996г. профессор Б.К.Карапетян был избран академиком НАН РА, одновременно возглавляя Проблемный научный совет "Науки о Земле" Отделения ФМиТН НАН РА.

Долгие годы (1981-1994) профессор Б.К.Карапетян возглавлял кафедру каменных, железобетонных конструкций и сейсмостойкости сооружений Ереванского политехнического института, способствуя подготовке высококвалифицированных специалистов и научных кадров.

Б.К.Карапетян – крупный и заслуженный ученый, уже более 50 лет занимающийся проблемами сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии.

Большой интерес для науки представляют его исследования по сейсмическому воздействию, поведению зданий и их оснований при сейсмических воздействиях, сейсмическому районированию и микрорайонированию, а также научным и практическим аспектам создания сейсмических шкал.

По его инициативе и благодаря приложенным большим усилиям была организована сеть инженерно-сейсмометрических наблюдений в гор. Ленинакане.

Важные научные и прикладные результаты исследований Б.К.Карапетяна изложены в многочисленных его монографиях и книгах: "Многомаятниковые сейсмометры и их применение в инженерной сейсмологии", "Колебания зданий, возведенных в Армении", "Библиографический справочник по инженерной сейсмологии и строительным конструкциям" (совместно с проф. В.А.Биховским), "Сейсмическое воздействие на здания и сооружения" (совместно с Н.К.Карапетян), "Предпосылки прогноза землетрясений и сейсмостойкое строительство в Армянской ССР" (совместно с Н.К.Карапетян) и другие. Результаты научных работ Б.К.Карапетяна также опубликованы более чем в 130 статьях, научных сообщениях, брошюрах, трудах международных конференций по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству, нормативных документах.

Труды Б.К.Карапетяна получили широкое признание научной общественности не только в нашей республике, но и за рубежом (США, Япония, Англия, Франция, Италия, Греция, Китай и др.), где неоднократно выступал с докладами на международных конференциях, совещаниях, семинарах.

Академик Б.К.Карапетян в своих многочисленных общественных должностях осуществляет плодотворную и благодарную миссию по координации научных работ по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству и подготовке кадров. Он долгие годы (с 1989г. по настоящее время) руководит Специализированным Советом по защите докторских и кандидатских диссертаций в области строительства при ЕрАСИ.

Научные, научно-организаторские заслуги академика Б.К.Карапетяна высоко оценены Правительством. Он – Лауреат Государственной премии АрмССР, награжден медалями и грамотами Правительства, Президиума НАН РА.

Мы поздравляем юбиляра, желаем ему крепкого здоровья и новых творческих успехов.

Проблемный Совет "Науки о Земле", Отделение физ.-мат. и техн. наук НАН РА, Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. академика А.Г.Назарова НАН РА, ИГН НАН РА

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 5-13*

# СТРОЕНИЕ, ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ НЮВАДИЙСКОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА АРМЕНИИ

**© 1999 г. В. А. Агамалян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 05.10.98*

Приводятся новые данные по исходному вещественному составу и геологическому строению контактово-метаморфизованной нювадийской толщи, образующей провес кровли над Мегринским плутоном олигоценового возраста. Впервые выявлены кислые вулканиты-риолиты и битуминозные карбонатно-кремневые осадки, многократно чередующиеся с известными ранее вулканитами основного состава, как отложения сравнительно глубоководного мезозойского преддугового бассейна.

Нювадийская толща развита на левобережье р.Аракс в районе селений Алидара-Нрнадзор (Нювады) на протяжении 17 *км* на площади 40 *кв.км* и распространяется на территорию Ирана.

Несмотря на давно существующие данные о контактово-метаморфическом характере пород за счет меловых вулканогенно-осадочных образований [5], большинство последующих исследователей [7,8,3] относили нювадийскую толщу к выступу кристаллического фундамента докембрия-палеозоя. А.И.Адамян [3] выделил в составе толщи амфиболовые, хлоритовые, эпидотовые и кварцитовые сланцы, туфобрекчии, известняки, роговики и порфириты с единственным химанализом "амфиболитового сланца".

Нювадийская толща была изучена автором в 1970-71гг. и ввиду ее контактово-метаморфического характера было оспорено ее отнесение к выступу кристаллического фундамента, считая ее провесом кровли Мегринского плутона [1,2].

Последующие исследования [8], несмотря на новую геологическую карту, не прояснили проблемы исходного состава пород и фаций метаморфизма, указывая в легенде карты и разреза различными знаками "порфириты, рассланцованные порфириты, диабазовые порфириты, сланцы, метаморфические сланцы, вторичные кварциты, амфиболиты, эпидотизированные амфиболиты, контактовые роговики" без их петрохимической характеристики, относя большую часть толщи к палеозою, а порфириты – к нижнему эоцену. Из перечня видно, что постулировались лишь вулканиты основного состава. Были пропущены риолиты и битуминозно-кремневые осадки, составляющие половину объема нювадийской толщи. Не подтвердились указания на наличие доломитов и ультрамафитов [4], как это видно из приводимой в настоящей статье таблицы 1 химанализов. Более подробно были охарактеризованы интрузивные и даечные породы. Многократно постулируемые различными исследователями "кварциты", "вторичные кварциты" [3,4,7,8] оказались риолитами или кварц-полевошпатовыми роговиками по ним, что явствует из сопоставлений геологических карт.

Гранитоиды Малевского массива всеми исследователями считались палеозойскими и ошибочно коррелировались с гранитогнейсами Бжнийского массива. Под названием "аплитовидные граниты, плагиограниты" они были отнесены к среднему палеозою [8], считая, что К-Ar данные (39 ± 0,5; 38 ± 1 *млн.лет* [6]) "противоречат геологичес-

ким данным" и являются омоложенными. Однако последующие Rb/Sr изохронные данные 40,1±2,2 *млн.лет* [4] подтвердили ранние K-Ar определения, что заставило отказаться от попыток отнесения их к выступу древнего фундамента.

Фактически объективная геолого-петрологическая характеристика нювадийской толщи в литературе отсутствует, и настоящая статья посвящена восполнению этого пробела, с приведением впервые химанализов главных типов пород.

Геолого-петрографическая карта нювадийской толщи приводится на рис.1, а карта метаморфизма толщи – на рис.2.

Нювадийская толща преимущественно сложена выдержанными пластами известковых фтанитов, долеритов и риолитов, многократно чередующимися в разрезе. Толща содержит субвулканические и интрузивные тела габбро, диоритовых порфиритов, риолитовых (кварцевых) порфиров, сиенит-порфиров и лампрофиров.

Общая структура толщи представляет собой сжатую синклинальную складку (рис.1), ось которой проходит в общекавказском ЮВ направлении от с.Шванидзор до крупной излучины р.Аракс к югу от с.Нрнадзор, где толща срезается левосторонним сдвигом и смещается на 3 *км* на северо-восток. Преобладают крутые падения пластов под углами 60-80° на юге и западе и 40-60° на севере. Ось антиклинали, сменяющей синклиналь на юге, проходит практически по руслу р.Аракс, к югу от которой на противоположном Иранском берегу хорошо просматривается юго-западное падение пластов южного крыла антиклинали. Тем самым обозначается типичный обращенный рельеф местности, где дно ущелья р.Аракс совпадает с осью антиклинали, а наиболее возвышенная часть – хребет Чамбаки – совпадает с осью синклинали. Кровля толщи приходится на вершину г.Чамбаки, а подошва обнажается на востоке, где вся толща срезана зоной Хуступ-Гиратахского разлома крутого ЮЗ падения (70°) и приведена в соприкосновение с сиренево-серыми вулканитами Капанского антиклинория.

Риолиты впервые описываются в составе нювадийской толщи. Они выделяются светло-коричневой и серой окраской и образуют согласные пластовые тела – потоки мощностью от нескольких до 150 *м*. Различаются афировые и порфировые разности. Первые слагают согласные пластовые тела – потоки, вторые – как стратифицированные, так и секущие субвулканические тела. Собственно лавовые фации имеют параллельно-флюидальную текстуру и сериально-порфировую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы, флюидально огибающей порфировые вкрапленники. Здесь вкрапленники представлены только плагиоклазом №20-25 размером 1-5 *мм*, с хорошо развитыми кристаллографическими ограничениями, зональность нечеткая, с двумя-тремя двойниковыми полосами, содержание колеблется от 30 до 5% в разных выходах. Основная масса состоит из мельчайших выделений кварца, плагиоклаза, калишпата и биотита, с довольно значительным содержанием рудных минералов. При метаморфизме в фации пироксеновых роговиков по риолитам образуются кварц-плагиоклаз-пироксеновые мелкозернистые роговики гранобластовой структуры. В фации роговообманковых роговиков они сменяются кварц-полевошпат-биотитовыми роговиками с андалузитом. В зоне альбит-эпидотовых роговиков риолиты имеют вид кварцево-слюдистых сланцев.

Субвулканические тела риолитов (кварцевые порфиры) секут вмещающие породы и достигают 150 *м* в поперечнике. Они сопровождаются березитизацией вмещающих пород и сульфидным оруденением. Имеют массивную текстуру и крупнопорфировое сложение с

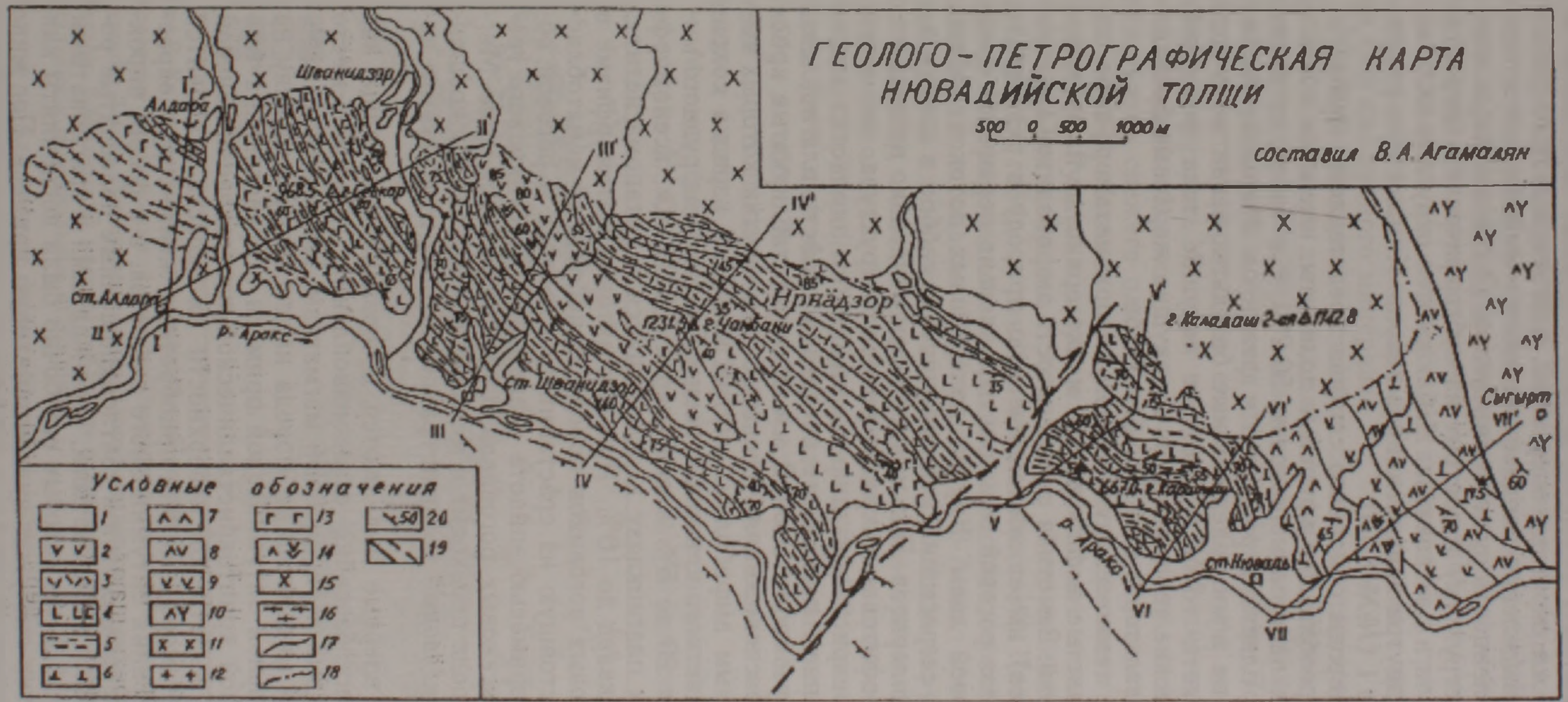



Рис.1. Геолого-петрографическая карта нювадийской толщи.

*Условные обозначения*. 1-Четвертичные аллювиально-делювиальные отложения. 2-Средний эоцен (?). Чамбакская свита: порфировые базальты и андезито-базальты – лавы, лавобрекчии, жерловые брекчии, туфы и туфобрекчии. (3-5) Верхний мел. Нювадийская свита 3-риолитовые порфиры; 4-долеритовые базальты афировые; 4а-сегрегации габбро в центральных частях долеритовых потоков. 5-фтаниты: черные афанитовые известково-глинисто-кремнистые осадки. (6-9) Неоком (?). Тундырская свита; 6-риолиты; 7-андезиты; 8-андезито-базальты; 9-базальты. 10-Верхняя юра-неоком Капанского антиклинория: андезито-дациты, дациты. (11-14) Субвулканические образования нювадийской толщи: 11-сиенит-порфиры, 12-риолитовые (кварцевые) порфиры; 13-габбро, габбро-диориты; 14-диоритовые порфириты. (15-16) Интрузии. 15-Верхний эоцен-ниж. олигоцен, Мегринский плутон: монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты. 16-Верхний эоцен, Малевский массив: адамеллиты, плагиограниты, гибридные диориты. (17-20) Структурные обозначения: 17-стратиграфические контакты; 18-интрузивные контакты; 19-разломы; 20-элементы залегания.

микрогранитной структурой основной массы. Содержат вкрапленники кварца размером 5-7 *мм* округлых очертаний, плагиоклаза №20 размером 2-3 *мм*, мелкие выделения бледноокрашенного амфибола и эпидота и заметную вкрапленность рудных минералов. Основная масса имеет микрогранитную структуру и состоит из субграфических прорастаний кварца, калишпата и плагиоклаза. Наблюдаются округлые включения основной массы внутри вкрапленников кварца. Химанализы риолитов приведены в табл.1 (№№ 8-10).

Вулканогенные породы основного состава представлены базальтами, среди которых преобладают афировые долериты, имеющие согласное залегание в виде пластов мощностью 50-200 *м* и более, согласно переслаивающиеся с пластами риолитов и фтанитов. Меньшее развитие имеют порфировые и миндалекаменные базальты, развитые в восточной (нижней) части толщи. Имеются секущие тела интрузий габбро, субвулканические тела диоритов и секущие жерловые брекчии миндалекаменных базальтов и андезито-базальтов.

Долериты имеют темно-зеленую окраску и при метаморфизме переходят в среднезернистые амфиболиты и мелкозернистые плагиоклаз-пироксеновые роговики. Заметная сланцеватость амфиболитов (роговообманковых роговиков) имеет эпитаксическую природу в результате направленного бластеза роговой обманки параллельно первичной флюидальности базальтовой лавы. Внутри долеритовых потоков наблюдаются линзовидные сегрегации среднезернистого габбро в центральных частях пластов долеритов. Под микроскопом отчетливо наблюдается первичная микроофитовая-микродолеритовая структура, несмотря на значительную перекристаллизацию с замещением пироксена амфиболом, но с сохранением первичного состава и свойств плагиоклаза. Плагиоклаз №60-30 размером 0,5×0,2 *мм* образует таблитчатые кристаллы хаотического расположения, угловатые промежутки которых выполнены желто-зеленым амфиболом, внутри которого изредка сохраняются реликты бесцветного клинопироксена. Содержание рудного минерала колеблется от 20 до 5% в виде зерен 0,5-0,7 *мм*, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу и относящихся к титаномагнетиту. Изредка появляется кварц до 10%. При контактовом метаморфизме в фации роговообманковых роговиков породы приобретают нематобластовую структуру, состоящую из срастаний плагиоклаза и роговой обманки с небольшой примесью эпидота и андрадит-гроссулярового граната. В фации пироксеновых роговиков в приконтактовой зоне Мегринского плутона порода переходит в мелкозернистый светлоокрашенный пироксен-плагиоклазовый роговик гранобластовой структуры и полосчатой текстуры.

Фтаниты также впервые выделяются в нювадийской толще как аутигенный компонент бассейна осадконакопления, где имел место синхронный базальтовый и риолитовый магматизм. На участках, избежавших интенсивный метаморфизм, порода имеет черную окраску на сколе ввиду значительной битуминозной примеси и представлена тонкослоистой афанитовой криптокристаллической известково-кремневой массой фтанита. На выветрелой поверхности их окраска становится желто-бурой. При метаморфизме они приобретают желто-серую окраску в результате выгорания битуминозного вещества, а в фации пироксеновых роговиков превращаются в светлоокрашенные полосчатые роговики с чередующимися зеленоватыми, серо-желтыми и красноватыми полосами толщиной 0,5-2 *см*, которые ошибочно были восприняты как кварциты. Местами они содержат вулканомиктовую примесь. Под микроскопом слабо измененные фтаниты состоят из криптокристалличес-

кой кремневой массы с примесью битума и карбоната, последний часто в виде прожилков. При контактовом метаморфизме они переходят в скаполит-везувиан-пироксен-гранатовые скарноиды и скаполит-пироксеновые роговики. Крупнозернистые скарны серо-желтого цвета развиты на контакте крупных пластовых тел габбро на южном склоне г.Севкар и представлены ассоциацией андрадитовый гранат+скаполит+ клинопироксен+эпидот+синий амфибол+везувиан с крупными включениями (3-5 *см*) рудного минерала.

Габбро образуют в основном согласные пластовые тела мощностью до 500 *м*, а также линзовидные интрузии размером до 1 *км*$^2$. Наиболее свежая разность габбро линзовидной формы обнажается на перевале шоссейной дороги в 2,2 *км* к югу от с.Нрнадзор. Порода имеет черную окраску и порфировидное сложение. Текстура массивная, структура пойкилоофитовая. Состоит из крупных (5-7 *см*) выделений буро-зеленой роговой обманки, с многочисленными включениями таблитчатых кристаллов свежего плагиоклаза №73 размером от 0,5 до 3 *мм*. В ядрах роговой обманки иногда сохранились реликты бесцветного клинопироксена. Рудный минерал и апатит слагают скопления, амфибол частично биотитизирован. Этот выход был ошибочно сопоставлен с далларским габбро и отнесен к докембрию [7]. Пластовые тела габбро имеют порфировидное массивное сложение, состоят из таблитчатых выделений лабрадора №60 размером 6-7 *мм*, крупных идиоморфных кристаллов клинопироксена размером 5×3 *мм*, округлых псевдоморфоз по оливину, выполненных смесью тальк-серпентин-карбонат. Промежутки выполнены более мелкозернистыми срастаниями плагиоклаза, биотита и роговой обманки размером 0,5-0,2 *мм* и единичными крупными (до 1 *мм*) выделениями апатита. Сравнительно мелкозернистые габбро и габбро-диориты образуют многочисленные секущие тела, местами густо насыщающие толщу. Химические анализы габбро приводятся в табл.1 (№№11,12).

Метаморфизм нювадийской толщи проявляет отчетливую зональность (рис.2). С удалением от контакта Мегринского плутона вглубь

Рис.2. Карта метаморфизма нювадийской толщи.

*Условные обозначения*. 1-зона пироксеновых роговиков; 2-зона роговообманковых роговиков; 3-зона андалузита; 4-зона хлорит-эпидот-актинолитовых пород; 5-Мегринский плутон; 6-Малевский массив; 7-Юрские отложения Капанского антиклинория. 8-аллювиальные и делювиальные отложения

толщи наблюдается смена фации пироксеновых роговиков фацией роговообманковых роговиков и далее – фацией альбит-эпидотовых рого-

виков. Примечательно, что с приближением от г.Чамбаки к руслу р.Аракс метаморфизм также усиливается, несмотря на удаление от южного контакта Мегринского плутона. Это обусловлено коленообразным изгибом контакта плутона в восточном направлении по правобережью р.Аракс на территории Ирана, тем самым нювадийская толща оказывается языкообразным провесом кровли Мегринского плутона, чем и объясняется наблюдаемое концентрически-зональное расположение фаций метаморфизма. На кончике "языка" к юго-западу от с.Алдара расположен Малевский гранитоидный массив, сложенный гранодиоритами и гранитами план-параллельной структуры, ошибочно истолкованной как гнейсовая текстура и отнесенной к гранитогнейсам [7,8,4]. План-параллельная текстура гранитов Малевского массива обусловлена не посткинематическим стрессом, а кристаллизацией в условиях истечения магмы по узкому проходу. Об этом свидетельствует отсутствие динамометаморфизма и кристаллобластических структур. Малевский массив сложен гранитами, которые в северном направлении сменяются гранодиоритами, те в свою очередь сменяются аттакситовыми роговообманковыми диоритами, обогащенными магнетитом, далее следуют пироксен-роговообманковые диориты и роговики. Наблюдается отчетливое совпадение план-параллельных элементов залегания Малевского массива и элементов залегания нювадийской толщи. Отсутствие роговиковых структур и контактово-метаморфических новообразований на экзоконтакте щелочных сиенитов Мегринского плутона с гранитами Малевского массива и отсутствие закалки у монцонитов, расположение гранитов в самой суженной части толщи и совпадение элементов залегания могут быть истолкованы в пользу реоморфического образования гранитов и диоритов Малевского массива за счет переплавления риолитов и фтанитов нювадийской толщи под термальным и флюидным влиянием с обеих сторон сравнительно высокотемпературных и обогащенных летучими магмы щелочных и нефелиновых сиенитов, особенно широко развитых в районе с.Алдара. Возраст нювадийской толщи можно определить по аналогии черных битуминозных известково-кремнистых фтанитов с черными мергелями участка Гюрушен, где нами была обнаружена фауна аммонитов, которая, по определению А.Атабекяна, относится к туронскому возрасту.

*Таблица 1*

Химические составы пород нювадийской толщи

| №№ п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| №№ обр. | 2071 | 2050 | 2016 | 1957 | 2020 | 1956 | 2070 | 2058 | 1994 | 1961 | 1962 | 2000 |
| $SiO_2$ | 56.75 | 69.42 | 65.90 | 66.63 | 47.34 | 47.83 | 50.49 | 69.32 | 67.31 | 76.10 | 45.03 | 45.77 |
| $TiO_3$ | 0.23 | 0.25 | 0.29 | 0.27 | 0 80 | 1 19 | 1.33 | 0.29 | 0 25 | 0.16 | 0.92 | 0.92 |
| $Al_2O_3$ | 4.16 | 3.11 | 8.32 | 13.37 | 15 76 | 17.50 | 15.21 | 15.00 | 17.08 | 10.88 | 16.24 | 18.75 |
| $Fe_2O_3$ | 0.67 | 1.91 | 0.23 | 3.38 | 3.35 | 3.28 | 5.32 | 2.59 | 2.23 | 3.26 | 4.35 | 2.52 |
| FeO | 1.72 | 2.58 | 5.17 | 2.87 | 8 62 | 8.51 | 7.75 | 2.87 | 2.29 | 1.72 | 8.62 | 9.19 |
| MnO | 0.29 | 0.18 | 0.31 | 0.14 | 0 26 | 0 21 | 0.17 | 0.07 | 0.04 | 0 02 | 0.15 | 0.04 |
| MgO | 0 60 | 1.16 | 1.61 | 2.32 | 8.91 | 5.85 | 4.40 | 1.00 | 1.00 | 0.51 | 10.87 | 8,42 |
| CaO | 19.50 | 11.56 | 16.42 | 6 44 | 12.11 | 11.97 | 6.72 | 2.24 | 3.15 | 2 66 | 12.32 | 12 63 |
| $Na_2O_3$ | 0 15 | 0 48 | 0.75 | 4.10 | 2 00 | 2.80 | 3 30 | 5 30 | 6.00 | 4.90 | 1.50 | 1.90 |
| $K_2O$ | 0.55 | 0 87 | 1 40 | 0.80 | 0.55 | 0 28 | 0.10 | 1 50 | 0 90 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.16 | 0.23 | 0.18 | 0 20 | 0 27 | 0.23 | 0.13 | 0.13 | 0 09 | 0.13 | 0.16 |
| п.п.п. | – | – | – | 0.07 | 0.17 | 0 09 | 1.55 | – | 0.20 | 0 03 | 0 20 | – |
| $H_2O$ | 0.23 | 0 15 | – | 0.19 | 0 17 | 0 09 | 0.21 | – | 0.13 | 0 10 | 0 15 | – |
| $CO_2$ | 15.84 | 8 80 | – | – | – | – | 3 82 | – | – | – | – | – |
| Сумма | 100.78 | 100 61 | 100 63 | 100 64 | 100.27 | 99.90 | 100 60 | 100 31 | 101 41 | 100 63 | 100 68 | 100 50 |

*Опись анализов:*

(1-4) Осадочные породы. 1 – Известковый фтанит, черный, взят в 500 *м*, СВ устья

р.Нрнадзор. 2 – Известковый фтанит, черный, 3 *км*, ЮЗ устья р.Нрнадзор, у р.Аракс 3 – Роговик везувиан-скаполит-пироксеновый по фтаниту, ущ. р.Шавзир, в 150 *м* Ю контакта Мегринского плутона. 4 – Роговик пироксен-роговообманковый по туфоалевриту, в 300 м Ю с.Шванидзор. (5-7) Лавы основного состава: 5 – Метадолерит афировый, в 2,3 *км* ЮВ с.Шванидзор. 6 – Метадолерит афировый, в 400 *м* Ю с.Шванидзор. 7 – Метадолерит-спилит, порфировый, в 700 *м* на З от г.Карааташ, у р.Аракс. (8-10) Кислые вулканиты: 8 – Риолитовый поток, на перевале дороги в 2.5 *км* к ВЮВ от с.Нрнадзор. 9 – Риодацит, пластовое тело в согласном залегании в 1 *км* к Ю от с.Шванидзор. 10 – Кварцевый риолитовый порфир, субвулканическое тело в 1 *км* ЮВ с.Шванидзор. (11-12) Габбро, секущие тела: 11 – Габбро, крупнозернистый, в 2 *км* Ю от с.Шванидзор; 12 – Габбро, среднезернистый, на южном склоне г.Севкар, в 1.5 *км* ЮЮВ с.Шванидзор. Анализы выполнены в ИГН НАН РА аналитиком З.Ш.Гаспарян по материалам В.А.Агамаляна.

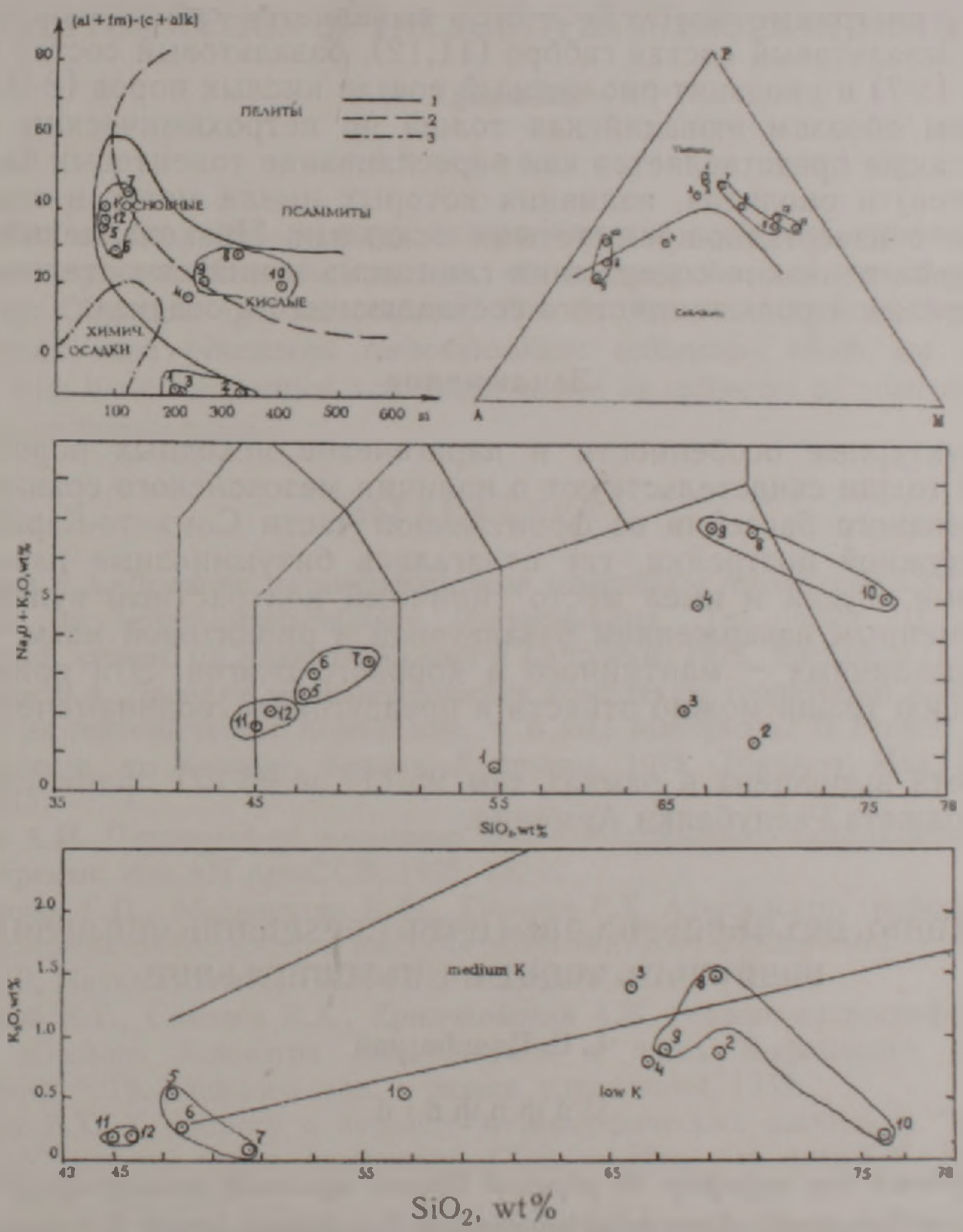



Рис.3. Петрохимические особенности пород нювадийской толщи.
*Обозначения полей*. 1-изверженных пород, 2-терригенных осадков, 3-химических осадков. Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам таблицы 1.

Петрохимия нювадийской толщи рассматривается впервые на основании 12 химических анализов (табл.1). Слабо метаморфизованные осадочные породы (пробы 1,2) содержат значительное количество углекислого газа из-за известковой составляющей, которая отсутствует

в образованных за их счет пироксеновых роговиках (пробы 3,4) вследствие декарбонатизации при высокой температуре. На диаграмме Симонена-Предовского (рис.3) осадочные породы располагаются в области химических осадков (№№1,2,3), а №4 оказывается в поле изверженных пород из-за кислой вулканомиктовой примеси. Основные изверженные вулканиты и роговики по ним кучно располагаются в поле основных изверженных пород (№№5,6,7) совместно с габбро (11,12), что свидетельствует об отсутствии аллохимических преобразований. Метариолиты и роговики по ним (№№8,9,10) оказываются в поле кислых изверженных пород.

На диаграмме AFM выявляется толеитовый характер основных изверженных пород и близкий к толеитам характер кислых вулканитов. Породы относятся к средне-низкокалиевому типу по диаграмме $K_2O - SiO_2$. По диаграмме $Na_2O+K_2O-SiO_2$ выявляется субщелочной пикробазальт-базальтовый состав габбро (11,12), базальтовый состав метадолеритов (5-7) и риодацит-риолитовый состав кислых пород (8-10).

Таким образом нювадийская толща по петрохимическим особенностям также представляется как переслаивание толеитовых базальтов (долеритов) и риолитов, излияния которых имели место в осадочном бассейне с известково-кремнистыми осадками. Низкокалиевый характер осадков и низкие содержания глинозема в них свидетельствуют о незначительной роли глинистого составляющего в осадках.

## Заключение

Структурные особенности и парагенезис исходных пород нювадийской толщи свидетельствуют о наличии мезозойского сравнительно глубоководного бассейна во фронтальной части Сомхето-Карабахской островодужной постройки, где отлагались битуминозные известково-кремневые осадки и имел место типичный контрастный вулканизм с одновременным извержением базальтовой и риолитовой магм, очевидно, из различных – мантийного и корового очагов. Эти признаки и экспозицию толщи можно отнести к преддуговым геодинамическим условиям.

Работа выполнена в рамках тем 96-117 и 96-127, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

## ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՉԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՆՅՈՒՎԱԴԻԻ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ, ՍԿԶԲՆԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ ԵՎ ՄԵՏԱՄՈՐՖԻԶՄԸ

**Վ. Ա. Աղամալյան**

### Ամփոփում

*Հոդվածում նոր տվյալներ են բերվում Մեղրու պլուտոնի առաստաղային ճկվածք հանդիսացող Նյուվադիի շերտախմբի սկզբնական նյութական կազմի և երկրաբանական կառուցվածքի վերաբերյալ: Առաջին անգամ ի հայտ են բերված թթու կազմի հրաբխային ապարներ – ռիոլիտներ և բիտումային կրա-կայծքարային կազմի նստվածքներ (ֆտանիտներ), որոնք կազմում են շերտախմբի ծավալի կեսը և բազմակի հերթափոխվում են մինչ այդ հայտնի հիմնային կազմի հրաբխային ապարների շերտերի հետ:*

*Շերտախմբի հասակը որոշվում է նրանից հյուսիս-արևելք տարածված տուրոնի հասակի ամոնիտային ֆաունա պարունակող սև բիտումային արգիլիտների հետ համադրման միջոցով:*

*Շերտախմբի մետամորֆիզմն ունի զոնալ դասավորություն: Կոնտակտից դեպի շեր-*

*տախմբի ներսը հերթափոխվում են պիրոքսենային, ամֆիբոլային և ալբիտ-էպիդոտային եղջրաքարային ֆացիաները:*

*Կառուցվածքային առանձնահատկությունները և սկզբնական ապարների պարագենեզը վկայում են մեզոզոյան հասակի համեմատաբար խորը ծովային ավազանի առկայության մասին, որը տեղադրված է Սոմխեթա-Ղարաբաղի կղզաղողային կառույցի առաջնային մասում, ուր կուտակվել են օրգանական նյութով հարուստ կրա-կայծքարային նստվածքներ և տեղի է ունեցել յուրատիպ կոնտրաստ հրաբխականություն՝ ռիոլիտային և բազալտային մագմաների իրար հերթափոխող ժայթքումների միջոցով, որն արդյունք է միաժամանակ գործող մանթիական և կեղևային օջախների գործունեության:*

## STRUCTURE, PRIMARY COMPOSITION AND METAMORPHISM OF THE NEWVADI FORMATION OF THE SOUTH ZANGEZOUR IN ARMENIA

**V. A. Agamalian**

Abstract

New data on the initial substance composition and geological structure of the contact-metamorphosed Newvadi formation, which forms the roof over the Meghri pluton of the Oligocene age, are presented. For the first time there are found acid volcanic-rhyolite and bituminous carbonate-silicic sediments, which are multiply alternating with basic-composition volcanites, known as sediments of relatively deep-water Mesozoic forearc basin.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Агамалян В.А**. Древние метаморфические комплексы Армянской ССР и специфика их крупномасштабного картирования. Тез. докл. II Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам, 1973, Ереван, с.11-13.
2. **Агамалян В.А**. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. – В кн.: Материалы II Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам, 1978, Тбилиси: Изд. КИМС, с.109-115.
3. **Адамян А.И**. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянскqй ССР, Ереван: Изд.АН АрмССР, 1955, 132 с.
4. **Багдасарян Г.П., Меликсетян Б.М., Гукасян Р.Х**. Альпийский гнейсогранитный комплекс Зангезурского выступа доальпийского фундамента. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т.38, №2, с.9-20.
5. **Грушевой В.Г., Соколов В.А., Кржечковский А.В**. Геолого-петрографический очерк Южного Зангезура (Мегринский и часть Кафанского районов Армении). – Тр. Главного геол. – развед. управления, 1933.
6. **Гукасян Р.Х**. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и "древних гранитов" южной части Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, №5, с.64-72.
7. **Мкртчян С.С**. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 288 с.
8. **Ходжабагян Г.С., Арутюнян Р.А., Меликсетян Б.М**. Особенности геологического строения и магматизма ЮВ части Мегринского плутона. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, т.27, №2, с.3-18.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII,** *№2-3, 14-21*

# СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ ЕРАХСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА АРМЕНИИ)

**© 1999 г. М. А. Сатиан, А. В. Варданян, В. А. Варданян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна, 24-а, Республика Армения.*
*Поступила в редакцию 20.07.1998.*

Рассмотрены строение и состав включений в серпентинитовом меланже Ерахской антиклинали, латеральные переходы меланжа в чешуйчато-надвиговую структуру, обсужден генезис меланжа – принадвигового в офиолитовом парааутохтоне, сформировавшегося в зоне полициклического рифтогенеза континентальной коры северного края Иранской плиты.

Проблема типизации офиолитового меланжа и на сегодня сохраняет ряд теоретически недоработанных вопросов, которые сказались и при типизации малокавказского меланжа. Спорной остается структурная позиция офиолитов – аллохтоны это или парааутохтоны, неоднозначно решается геодинамическая обстановка возникновения офиолитов, сохраняются разногласия и в определении меланжа региона [1,5,6,10,13,14]. Детальное картирование Ерахской антиклинали центральной части Вединской офиолитовой зоны показало преобладание щелочных базальтоидов, наличие карбонатитов, трахитов – признаки атипичности офиолитов. Все эти вопросы имеют прямое отношение и к типизации меланжа в западной части ядра антиклинали; своим происхождением он обязан неоднократной смене компрессии и сжатия в мезозойской истории развития офиолитового бассейна.

## Соотношение чешуйчато-надвигового комплекса с меланжем

Строение Ерахской антиклинали подробно рассмотрено в работах [10,3]. Следует вновь отметить подразделение выступающего в центральной части ее ядра вулканического комплекса на две толщи, сочлененные по зоне разломов широтного простирания. Северная часть слагается шаровидными темно-серыми щелочными керсутитовыми базальтами, прорванными диатремой щелочно-лампрофировых туфов с кольцевой дайкой. Возраст диатремы от раннего мела до раннеконьякского времени [12]. Позднеконьякские полимиктовые конгломераты с примесью офиолитокластики несогласно с размывом налегают на щелочные базальты и туфы диатремы. Южная толща сложена зеленовато-серыми афировыми базальтами, шаровидными, с гиалокластитовыми прокладками. Базальты субщелочные, реже толеитовые, содержат пачки красных и розовых тонкослоистых микритовых известняков с прослоями известковых радиоляритов, а также линзы радиоляритов, в их числе и марганцевистых. Очевидны следы интенсивных деформаций в этих слоистых породах, нарушенных мелкими разрывами, трещиноватых и с признаками будинажа. В выходах базальтов выявлены секущие субвулканические витрофировые андезиты, овальные в плане выходы лилово-красных карбонатитов доломитового ряда, нередко с повышенной фосфатностью, а также субвулканические трахиты (K/Ar 120-130 *млн. лет*). По комплексу радиоляриевых остатков и K/Ar определениям возраст базальтов и линз радиоляритов относится к поздней юре-неокому [10]; таков же возраст (K/Ar) щелочных керсутитовых

базальтов. Разломная зона их тектонического сочленения включает мелкие протрузивные серпентиниты, имеющие близвертикальные контакты. Однако есть косвенные признаки выполаживания зоны разлома с глубиною и надвигания к югу пластины щелочных базальтов на афировые базальты и формирование еще ряда мелких чешуй вдоль южной части ядра антиклинали. Здесь же выявлено залегание на афировых базальтах, красновато-коричневых и черных шаровых лав щелочных спилитизированных базальтов с радиологическим (K/Ar) возрастом 104-110 *млн. лет*. Их прерывистые выходы, с трудом картируемые вдоль южного края ядра, слагают единую вулканическую серию альб-позднемелового возраста с субвулканическими трахитами (K/Ar 100-90 *млн. лет*).

### О внутреннем строении и составе пород меланжа

Зона меланжа расположена западнее выходов афировых базальтов и отделена крупным левосторонним сдвигом. Амплитуда сдвига не поддается определению, очевидно, что главная стадия его формирования относится к среднемеловому времени. Однако сдвиги меньшей амплитуды затрагивают и комплекс позднеконьякского – палеогенового чехла.

*Матрикс меланжа*. В разнообломочном меланже с блоками серпентинитов вулканических и осадочных пород значительное место принадлежит гиалокластитам базальтового состава. В сухих логах, поперечных простиранию меланжа, серпентинито-гиалокластитовый матрикс выступает между разноразмерными блоками – включениями в меланже, составляя до 20% от общей массы меланжа. Отличительные его особенности – деформированность, будинаж, раздробленность в мелкую дресву, с относительно крупными в ней округлыми обломками серпентинита. По соседству с серпентинитами в матриксе изредка выявляются блоки габброидов. На контактах с радиоляритовыми глыбами серпентиниты включают много их мелких обломков, меняется цвет радиоляритов к фиолетовому, видимо, за счет магнезиального метасоматоза железисто-глинистого их компонента. На западе зоны развиты развалы микститов-серпентинитов, включенных в гиалокластику. Валовый химический состав микститов приведен в таблице 1. В минеральном составе серпентинитов преобладает волокнистый серпентин, в основном хризотил (данные термографии), отмечаются антигорит, брусит. Серпентиниты дают также начало серпентинитокластам, синхронным базальтам и глубоководным осадкам. Наименьшее количество серпентинитового матрикса обозначается на востоке зоны меланжа. К центральной части их количество увеличивается, а к западу сменяется мощными гиалокластито-серпентинитокластами и далее меланж теряется под молодыми озерными наносами вдоль северной окраины села Норуги.

*Вулканичекие породы*. Слагают до 30-40% от числа крупных блоков в меланже. Среди них преобладают породы группы щелочных базальтоидов, представленной весьма разнообразно – от щелочных базальтов до тефритов и щелочных пикробазальтов. Однако в отличие от щелочных базальтов, они не ассоциируют с глубоководными микритовыми известняками и радиоляритами и пространственно размещаются вдоль южной полосы выходов меланжа, вблизи олистолитов кристаллических известняков, содержащих кораллы поздней юры-раннего мела. Возможно, что это не случайное, а наследованное расположение пород менее глубоководной зоны позднеюрского-раннемелового бассейна. Отметим также, что помимо радиологических (K/Ar) датировок,

*Таблица 1*

Химический состав пород меланжа Ерахской антиклинали

| N | N | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | MnO | $P_2O_5$ | $H_2O$ | вл. | ппп | $CO_2$ | $Na_2O$ | $K_2O$ | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 91-1 (а-в) | 38.93 | 0.20 | 1.00 | 7.19 | 2.58 | 1.69 | 34.94 | 0.08 | 0.02 | 0.79 | – | 7.03 | 5.28 | 0.02 | 0.01 | 99.76 |
| 2 | 91-С | 44.02 | 0.64 | 15.73 | 6.26 | 2.87 | 10.15 | 10.15 | 0.11 | 0.13 | 2.18 | 0.0 | 0.27 | 6.16 | 1.50 | 0.14 | 100.31 |
| 3 | 90-41 | 91.02 | 0.18 | 3.37 | 0.89 | 0.28 | 1.12 | 1.07 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | – | 1.26 | – | 0.45 | 0.40 | 100.25 |
| 4 | 91-404 | 63.05 | 0.09 | 6.35 | 1.65 | 4.20 | 11.90 | 2.53 | 0.04 | 0.16 | 0.08 | – | 1.38 | 8.80 | 0.10 | 0.32 | 100.65 |
| 5 | 91-406 | 75.03 | 0.12 | 4.81 | 1.90 | 3.36 | 4.57 | 2.81 | 0.04 | 0.11 | 0.07 | – | 3.00 | 3.69 | 0.10 | 0.30 | 99.91 |
| 6 | 92-604 | 58.1 | 0.45 | 17.30 | 3.65 | 0.99 | 0.7 | 4.5 | 0.75 | не.обн. | – | 1.6 | 0.67 | – | 5.8 | 4.90 | 99.41 |
| 7 | 92-603 | 45.2 | 1.71 | 15.70 | 3.12 | 1.79 | 12.6 | 1.95 | 0.18 | 0.32 | – | 1.54 | 9.71 | – | 2.70 | 4.10 | 100.62 |
| 8 | 92-602 | 43.7 | 1.93 | 16.4 | 4.5 | 0.79 | 15.4 | 1.3 | 1.35 | 0.4 | – | 2.24 | 5.70 | – | 4.10 | 2.8 | 100.61 |
| 9 | 92-600 | 48.25 | 0.7 | 15.45 | 5.65 | 1.59 | 2.1 | 3.6 | 0.25 | 0.08 | – | 0.89 | 13.64 | – | 4.5 | 3.4 | 100.10 |
| 10 | 92-108 | 31.0 | 1.55 | 11.0 | 5.12 | 1.59 | 16.1 | 9.27 | 0.25 | 0.2 | – | 3.91 | 17.65 | – | 1.4 | 1.0 | 100.04 |
| 11 | 90-14 | 40.84 | 1.98 | 17.42 | 4.30 | 3.92 | 8.12 | 7.95 | 0.12 | 0.92 | 0.94 | 6.46 | 2.14 | не.обн. | 2.90 | 2.90 | 100.91 |
| 12 | 93-1 | 58.0 | 0.46 | 14.14 | 4.36 | 1.14 | 6.50 | 1.80 | 0.24 | 0.34 | – | 3.57 | 6.27 | – | 3.50 | 0.53 | 100.85 |

К таблице анализов. 1. 91-1. Серпентинит. Обломок серпентинита из матрикса меланжа. 2. 91-С. Гиалокластово-серпентинитокластовый микстит. Матрикс меланжа. 3. 90-41. Яшма (радиолярит) Включения в меланже. 4. 91-404. Кварцитово-вулканомиктовый песчаник. Включения в меланже. 5. 92-406. Кварцитово-вулканомиктовый песчаник. 6. 91-604. Трахит охристо-желтый, массивный. К/Ar 147 *млн.лет*. 7. 92-603. Щелочной базальт черный миндалекаменный. Включения в меланже. К/Ar 109 *млн.лет*. 8. 92-602. Нефелиновый базальт бурый, массивный. К/Ar 150 *млн.лет*. 9. 92-600. Тефрит охристо-желтый, зеленоватый, массивный. К/Ar 148 *млн.лет*. 10. 92-108. Туф перемытый, слоистый, гологиалиновых щелочных лампрофиров. 11. 90-14. Щелочной пикробазальт. Включение в меланже. 12. 93-1. Андезит витрофировый.

Рис.1. Схема геологического строения зоны меланжа Ерахской антиклинали. 1. Комплекс надофиолитового чехла $K_2^{cn_2}$ – Q. 2. В серпентинитовом и серпентинитово-гиалокластитовом матриксе меланжа разнообломочные включения позднеюрских-раннемеловых базальтов, с прослоями радиоляритов и микритовых известняков, серпентинитокластов, редко блоки трахитов и тефритов. 3. Крупные блоки серпентинитов в матриксе. 4. Крупные блоки известняков, серых тонко-среднеслоистых, алевритистых, сеноман-турон. 5. Крупные включения кристаллических светло-серых и серых известняков, крупнослоистых и массивных, с остатками кораллов поздней юры-неокома. Они же в виде олистолитов. 6. Крупные включения радиоляритов красных и коричневато-красных, тонкослоистых, изредка марганцевистых. Содержат остатки радиолярий поздней юры-раннего мела. 7. Крупные включения песчаников, алевролитов, реже гравелитов темно-серых, крепких, кварцит-вулканомиктового состава. Поздний триас (?). 8. Крупные включения мраморизованных массивных известняков. Средний-верхний палеозой (?). 9. Прорывающие меланж экструзивные: а – витрофировые андезиты, б – трахиты ($K_{1(?)-2}$). Пунктиром показаны крупные разрывные нарушения в зоне меланжа.

синхронных осадочным отложениям этого бассейна, были выявлены редкие блоки базальтов с ранне-среднеюрскими радиологическими (K/Ar) датировками, обозначая возможности корреляции части вулканитов с щелочно-базальтовой серией ранней юры бассейна Аракса (полосы Неграм-Азнаберд).

Субщелочные и толеитовые базальты среди блоков в меланже встречаются весьма редко, вместе с тем, в составе матрикса меланжа обычны гиалокластиты, близкие по составу и структуре к субщелочным базальтам, представляя, вероятно, продукты дезинтеграции шаровых лав и перемещения подводными течениями.

*Кремнистые породы.* Радиоляриты слагают пачки среди базальтов, а также отдельные крупные блоки (до 0,7 *тыс. м*$^3$). Кирпично-красного цвета, тонко-среднеслоистые, изредка марганцевистые радиоляриты интенсивно перемяты, трещиноваты, с признаками конседиментационных деформаций, края их обрывисты. Встречены блоки табачно-желтых кремней, мелкозернистых, либо с отчетливо выраженной глобулярной структурой. Нередки в них прожилки и выполнения пустот окислами марганца.

*Известняки.* Микрозернистые разности известняков ассоциируют с базальтами и радиоляритами. Они красного и розового цвета, тонкослоистые, реже среднеслоистые, так же как радиоляриты сильно перемяты. Структура местами мелкозернистая, с остатками радиолярий, а также с реликтами плохой сохранности фораминифер и сфер. Гематит

и лимонит выполняют межзерновые пространства, слагают тончайшие прожилки в породе, чем и определяется пигментация известняков. Возраст радиоляритов и известняков, по палеонтологическим определениям, позднеюрский-раннемеловой. Выявлены также блоки известняков позднего триаса (восточная часть выхода). Они содержат *Gondolella naircoula Huckried* – поздний триас (определение А.Григоряна) и сопоставимы с известняками южной фациальной зоны триасового бассейна региона [8]; известняки светло-серые, розоватые, тонкослоистые, микро-мелкозернистые.

*Известняки кристаллические*, отчасти мраморизованные, серые, светло-серые, нередко с алевритовой примесью; слагают крупные блоки (до нескольких сотен $м^3$), литологически сходны с известняками среднего палеозоя. Встречены единичные обломки битуминозных известняков, сходных с пермскими.

*Известняки кристаллические*, серые, с остатками кораллов титона-неокома, вписаны в матрикс меланжа на юго-восточном крае. Скорее, они переработаны в меланж из олистолитов.

*Известняки* светло-серые, песчанистые, средне-тонкослоистые, с остатками фораминифер позднего мела, слагают крупный блок в середине выхода меланжа, развернутый на 90 градусов относительно простирания меланжа вдоль разлома север-северо-восточного направления. Коррелируются они с известняками сеномана-турона верховья р. Веди.

*Обломочные породы*. Песчаники, алевролиты, реже гравелиты темно-серые, очень крепкие, трещиноватые, состоят из кварцитовых обломков (и кварца) и вулканических обломков – афировых базальтов (?), трахитов. Цемент (10-15%)-кварцевый, пленочно-поровый, типа прорастания. Аналоги таких пород выявлены в угленосном позднем триасе Джерманиса, в верховье р.Веди [7]. Эти породы меланжа находятся на более высокой ступени эпигенеза (глубинный эпигенез), чем в джерманисских выходах. Возможная причина тому – в большем уровне их погребения на позднеюрском этапе. K/Ar определения по валовому составу разностей, обогащенных вулканомиктовым материалом, дают цифры в 235-258 *млн.лет*.

*Серпентинитокластические отложения*. Продукты обвалов тектонизированных серпентинитовых выжимок ко дну позднеюрского бассейна слагают пачки мощностью до 10-15 метров среди позднеюрских щелочных базальтов и микритовых известняков. Характерна крайне низкая отсортированность, скрытая слоистость, признаки конседиментационного смятия. Структура литокластическая, в минеральном составе обломков доминирует хризотил, из второстепенных – антигорит, диопсид, авгит, гиперстен, из акцессориев, помимо хромшпинели, определены желтоватый и бесцветный андрадит (с высоким показат. пр., около 1,9) и циркон. Нередки также серпентинитокластово-гиалокластитовые микститы.

*Тефроиды*. Продукты перемыва туфов щелочных лампрофиров выявлены в одном блоке. Характерны отчетливо слоистая текстура, признаки гравитационной сортировки. Состав сходен с составом туфов – преобладает витрический компонент. Химический состав показан в таблице.

*Зеленые сланцы* (Кв. Аб. Хл., Карб.). Редкие глыбы выявлены на востоке и северо-востоке зоны меланжа. K/Ar возраст определен в 138-162 *млн.лет*.

*Субвулканические секущие тела в зоне меланжа*. Выявлены табачно-желтые трахиты, овальные, до 20 метров в поперечнике тела

среди различных пород меланжа. Развиты преимущественно вдоль южного его края. Другой тип субвулканических тел имеет андезитовый состав (табл.), витрофировую структуру, признаки брекчирования. Аналоги тех и других встречены в верховье р.Веди и в центральной части антиклинали. Возраст трахитов позднемеловой, но выявлены также трахиты с K/Ar позднеюрскими-раннемеловыми датировками. Возраст андезитов датируется (K/Ar) от конца раннего мела до позднего мела.

### О структуре зоны меланжа

Асимметрия строения комплекса чехла ядра антиклинали сохраняется и для зоны меланжа: наиболее крутые падения имеет южное крыло, местами до опрокидывания слоев сенонских отложений. Во внутренней структуре меланжа обозначается прерывистая полоса выходов блоков позднетриасовых песчаников и алевролитов, ограниченная разломами. К ним также тяготеют блоки базальтовых порфиритов, возможно древнее позднеюрских, с мощной гематит-глинистой корой выветривания. На юго-востоке картируется полоса олистолитов светло-серых кристаллических известняков, содержащих остатки титон-неокомских кораллов [10]. Олистолиты размером до 0,8 *тыс. м*$^3$ вписаны в матрикс меланжа, слагая до трех выдержанных гипсометрических, возможно, и стратиграфических уровней, обозначая последовательность активизации рельефа, очевидно, при компрессии бассейна. Следовательно, под молассами неогена Араратской впадины погребены области сноса олистолитов. Расположение субвулканических трахитов и андезитов вдоль южного края зон меланжа обозначает зону магматической проницаемости мелового времени.

### К типизации меланжа

География меланжа в офиолитах Альпийской складчатой области весьма показательна. Офиолитовый меланж отсутствует в областях развития классических офиолитовых покровов Лигурии и Западных Альп [15,16], серпентинитовый меланж скудно проявлен в Восточно-Средиземноморских-Загрос-Оманских офиолитовых покровах, и, напротив, – наиболее разнообразно представлен во внутренних офиолитовых зонах Передней Азии (анкарский меланж и др.). Поэтому покрообразование и меланжирование офиолитовых масс не могут рассматриваться как процессы, последовательно взаимосвязанные. Между тем, нередко предполагается, что меланж возникает при перемещении офиолитового аллохтона, при разрушении его фронтальной части [14]. Такой механизм формирования меланжа если и возможен, то далеко не для всех типов офиолитовых покровов [1]. Показательно также, что меланж отсутствует и в Лигурийских покровах, и в высокометаморфизованных разностях офиолитов, например, зоны Вольтри.

Условия появления меланжа, надо полагать, закладываются уже на этапе растяжения континентальной коры, когда образуются рифтогенные впадины Красноморского типа, ультракотловинной морфологии, с проявлением в осевой части офиолитового (атипичного) магматизма и седиментации выше или на уровне УКК. С компрессией таких впадин и деформацией их выполнения возникают сложно построенные чешуйчато-надвиговые структуры в комбинации с меланжем, особенно в местах сочленения с поперечными рифту разломами и участками высокой насыщенности серпентинитовыми массами – пластификаторами.

Эти условия способствуют продвинутому дроблению чешуйчато-надвиговой структуры офиолитового параавтохтона на блоки, вращению блоков в обстановке сочетания сжатия (и развития поперечных разломов) со сдвиговыми движениями. Фрагменты меланжа, располагаясь вблизи корневой зоны – зоны глубинного смятия, сохраняют связи с корнями и проницаемы для постофиолитового магматизма (трахиты, щелочно-лампрофировие диатремы и др.). Показано [11], что офиолитогенез в подобных рифтогенных структурах проявлен на одном – главном из этапов растяжения ($J_3 - K_1^v$). Однако офиолитогенез, вызванный разрывом сплошности коры и ее растяжением до кратковременной спрединговой фазы, прекращается со сменой режима растяжения на сжатие. В связи с этим объемы толеитового вулканизма незначительны, получают развитие субщелочные, щелочные базальты, трахиты, тефриты, диатремы щелочно-лампрофировых туфов, а также карбонатиты.

Чередование этапов растяжения ($T_3 - J_1$, $J_3 - K_1^v$, $K_1^{al} - K_2^{cnl}$) и сжатия ($J_1$, $J_2$, $K_1^{br-ap}$, $K_2^{cn_2}$) при пространственном совпадении простираний рифтов разных этапов обусловливает близкое размещение разновозрастных параавтохтонов и автохтонов, а на участках наибольшего сближения – их совмещение и смешение (олистомеланж и др.)

Итак, Ерахский меланж относится по матриксу к серпентинитовогиалокластитовому, латерально он сменяется чешуйчато-надвиговой структурой, формируется полистадийно, с главной стадией к концу раннего мела. По структурной позиции серпентинитовый меланж является принадвиговым, в пределах офиолитового параавтохтона (атипичной офиолитовой серии) Вединской зоны полициклического рифтогенеза, развитой в мезозое вдоль северного края Иранской плиты [11].

## ԵՐԱԽԻ ՄՆՏԻԿԼԻՆԱԼԻ ՍԵՐՊԵՆՏԻՆԻՏԱՅԻՆ ՄԵԼԱՆԺԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵԴՈՒ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻ)

**Մ. Ա. Սաթիան, Ա. Վ. Վարդանյան, Վ. Ա. Վարդանյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Քննարկված է Երախի սերպենտինիտային մելանժի ներքին կառուցվածքը, առկա ապարների կազմն ու հասակը, նրանց փոխհարաբերությունները միմյանց հետ: Բացահայտված է, որ դեպի անտիկլինալի միջուկը մելանժը վերափոխվում է թեփուկային վրաշարժի: Ուսումնասիրված է մելանժի ծագումնաբանությունը որից եզրակացնում ենք, որ այն ձևավորված է որպես օֆիոլիտային պարաավտոխտոն մայցամաքային կեղևի բազմափուլ ռիֆտառաջացման գոնայում, Իրանի պլիտայի հյուսիսային եզրում: Մելանժը ձևավորվել է բազմափուլային, հիմնականում վաղ կավճի ժամանակահատվածում:*

## SERPENTINITE MELANGE OF THE YERASKH ANTICLINE (THE VEDY OPHIOLITE ZONE OF THE ARMENIA)

**M. A. Satian, A. V. Vardanyan, and V. A. Vardanyan**

A b s t r a c t

The structure and composition of inclusions in the serpentinite melange of the Yeraskh anticline, the melange lateral transitions in a thrust slice structure of the central and eastern parts of the anticline core are considered. The melange, which is located in a near-fault zone of the ophiolite para-autoctonous structure formed within a zone of polycyclic riftogenesis of the continental crust of the Iranian plate.

## ЛИТЕРАТУРА


1. **Асланян А.Т., Сатиан М.А**. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН Арм. ССР. 1987, 159 с.
2. **Белов А.А., Брагин Н.Ю., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Л**. Новые данные о возрасте офиолитов Веды (Армения). ДАН СССР. т.321, №4, 1991. с.784-787.
3. **Варданян В.А.** Киммерийский этап тектонического развития Ерахской антиклинали. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1997, №3, с.33-40.
4. **Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова М.Н**. Изучение глубинных разломов по материалам станции "Земля" на территории Армении. Разведочная геофизика, вып. 72. М. Недра. 1976. с.29-40.
5. **Книппер А.Л., Соколов С.Д**. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон.-Геотектоника. №4, 1970, С.
6. **Ломизе М.Г**. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья.-Геология и разведка, №11, 1970. с.
7. **Паффенгольц К.Н**. Геология Армении. М-Л. 1948. 895 с.
8. **Ростовцев К.О., Аладатов Г.М., Азарян Н.Р**. Триас Кавказа и Предкавказья.-Изв. АН СССР, сер. геол., №3, 1966, с.88-100.
9. **Сатиан М.А**. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1979. 168с.
10. **Сатиан М.А., Варданян А.В., Бойнагрян Б.В**. Об офиолитовой ассоциации Ерахского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа).-Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1989, с.3-11.
11. **Сатиан М.А**. Зоны полициклического рифтогенеза и офиолитогенез Центрального сектора Мезотетиса.-ДАН Армении, т.92, №2, 1991, с.81-85.
12. **Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О, Таян Р.Н, Мнацаканян А.Х, Арутюнян М.А, Нисанян Г.Б**. О геологическом строении и к минерагении лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1-2, 1997, с.14-24.
13. **Соколов С.Д.** Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука. 1977. 91 с.
14. **Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики. Изд. МГУ, 1995. 476 с.
15. **Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.** Olistostromes and olestoliths. Development of the Northern Appeninnes geosyncline. "Sedimentary Geology". v.4, №34, 1970, pp.521-577.
16. **Abbate E., Bortolotti V., Principi G**. Pre-orogenic tectonics and metamorphism in Western Tethys ophiolites. "Ophioliti". v.9, №3, 1984, pp.245-278.
17. **Knipper A.L., Khain E.V.** Structural position of ophiolites of the Caucasus. "Ophioliti". v.2. Tethyan ophiolites. sp. is., 1980, pp.297-314.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 22-30*

# РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

**© 1999 г. Р. Н. Таян, Ш. О. Амирян, А. С. Фарамазян, М. А. Арутюнян, С. П. Саркисян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 14.05.98.*

В статье рассматриваются основные факторы, обусловившие пространственное размещение эндогенных месторождений и рудопроявлений Зангезурского рудного района. Установлено, что месторождения и многочисленные рудопроявления Cu–Mo, Au – сульфидной (полиметаллической) и др. формаций руд обнаруживают тесную связь с продольно-ориентированными магмо–рудоконтролирующими зонами разломов глубокого заложения. Это – Хуступ–Гиратахская, Салвард–Ордубадская и Центральная. Выделяются блоки высокой продуктивной насыщенности в узлах пересечения отмеченных зон разломов с широтными зонами повышенной проницаемости.

В тесной пространственно-временной связи с палеоген-неогеновым магматизмом в Зангезурском рудном районе выделяются три разновозрастных рудных комплекса с характерными рудными формациями (табл.1). Из них миоценовый, определяющий основной металлогенический профиль рудного района, представлен промышленными медно-молибденовой и золоторудной (полиметаллической) формациями руд.

Гистеромагматическая (титано-магнетитовая), скарновая (медно-молибденовая, железорудная), пегматитовая (медно-молибденовая) рудные формации проявляются в тесной генетической связи с конкретными интрузивами и отнесены к эоцен-олигоценовому рудному комплексу [8]. Развитие сульфидного оруденения в скарнах, в частности медно-молибденовой и полиметаллической формаций, согласно последним данным [2] связываются с нижнемиоценовым порфировым магматизмом.

Гидротермальные, среднетемпературные медно-молибденовые, золоторудные (полиметаллические), наряду со слабо развитой гематит-магнетитовой [6], формации руд миоценового рудного комплекса проявляются после полного завершения многократного полиформационного верх. эоцен-ниж. миоценового интрузивного магматизма (четыре интрузивных комплекса, объединяющих одиннадцать интрузивных фаз), а также отличающихся по возрасту и составу дайковых пород II этапа [7]. Отмеченные эндогенные процессы обнаруживают парагенетическую связь и совмещены как в пространстве, так и во времени.

Низкотемпературные – реальгар-аурипигментовая и ртутная – формации приурочены к плиоценовым экструзивам среднего и кислого составов и отмечены в пределах наиболее опущенного блока Аревисского рудного поля.

В пространственном распределении и контроле эндогенных процессов рудного района главенствующая роль может быть отведена структурному фактору. Крупные разрывные структуры контролируют интрузивный магматизм региона на всех этапах его проявления, а также процессы гидротермального рудообразования. В региональном плане к числу таких структур относятся граничные для рудного района (Мегринского антиклинория) зоны разломов, а также выделенная на основе исследований последних лет меридионально ориентированная Цент-

*Таблица 1*

Магматизм и связанные с ним рудные формации Зангезурского района

| Интрузивные комплексы | Серии* | Абсолютн. возраст**) (млн лет) | Рудные формации и формационные типы | Рудные узлы (блоки II порядка) | Рудоконтролирующие зоны***) | Рудные поля (блоки III порядка) | Месторождения |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Габбро-оливинитовый | $T_{Na-K}$ | 43–45 | 1. Гистеромагматическая<br>2. Титано-магнетитовая | Мегри-Ордубад.<br>Баргушатский | Х–Г<br>Х–Г | Шванидзорское<br>Сваранцское | Калакар<br>Сваранц |
| Габбро-монцонит-сиенитовый | $C_{K-Na}$ | 39-42 | 1. Скарново-железорудная<br>2. Пегматитовая (Cu-Mo) | Мегри-Ордубад.<br>Мегри-Ордубад. | ЦЗ<br>Х–Г | Агаракское<br>Калерское | Тирани-дзор<br>Калер |
| Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый | $И_{K-Na}$ | 37–39 | 1. Скарново-железорудная<br>2. Скарновая (Cu-Mo)<br>3. Скарновая (Cu-Mo) | Баргушатский<br>Баргушатский<br>Мегри-Ордубад. | ЦЗ<br>ЦЗ<br>Х–Г | Дастакертское<br>Гехинское<br>Шванидзорское | Еркатасар и др.<br>Кефашен, Анкасар<br>Нрнадзор |
| Порфировидных гранитов и гранодиоритов | $И_{K-Na}$ | 20–22 | Гидротермальные:<br>1. Гематит-магнетитовая | Мегри-Ордубад. | ЦЗ | Вохчинский блок | Арцваберд, Хачакар |
| | | | 2. Медно-молибденовая<br>а. существенно медный тип | Мегри-Ордубад. | ЦЗ | Личкское | Личк |
| | | | б. медно-молибденовый тип | Мегри-Ордубад. | ЦЗ | Каджаранское<br>Агаракое | Каджаран<br>Агарак |
| | | | в. существенно-молибденовый тип | Мегри-Ордубад.<br>Баргушатский | ЦЗ | Парагачайское<br>Айгедзорское | Парагачай<br>Айгедзор |
| | | | | | ЦЗ | Дастакертское | Дастакерт |
| | | | 3. Золото-сульфидная | Мегри-Ордубад. | ЦЗ | Айгедзорское | Тей, Тертерасар |
| | | | 4. Золото-свинцово-сурьмяная | Баргушатский | О–С | Аревисское | Марджан |
| Экструзивы андезито-дацитов, андезитов | $И_{K-Na}$ | 7–8 | 1. Реальгар-аурипигментовая<br>2. Ртутная | Баргушатский<br>Баргушатский | О–С<br>О–С | Аревисское<br>Аревисское | Аревис, Салварт<br>Вартанское |

*)По Б.М.Меликсетяну [9]: Т – толеитовая, С – субщелочная, И – известковая, **)По Р.Х.Гукасяну, Б.М.Меликсетяну [5]: ***)Магмо-рудоконтролирующие зоны: Х–Г – Хуступ-Гиратахская; ЦЗ – Центральная зона Зангезурского рудного района; О–С – Ордубад-Салвардская.

ральная магмо-рудоконтролирующая зона Зангезурского рудного района [12]. Установлено, что месторождения и рудопроявления основных рудных формаций Зангезура образуют линейные и чаще узловые скопления. Трассируют они преимущественно субмеридиональные региональноо проявленные зоны. Наиболее значительные по масштабам эндогенные процессы наблюдаются на участках пространственного сочленения или пересечения субмеридиональных зон разрывов с широтными зонами повышенной трещиноватости. Рудовмещающими при этом оказываются и системы трещин более высокого порядка, оперяющие крупные разрывы или подновленные в процессе перемещений ограничиваемые ими блоки.

Влияние магматического фактора на формирование эндогенных гидротермальных месторождений рудного района наиболее наглядно проявляется на участках пересечения рудоконтролирующих разломов с активными (присутствие ортогонально проявленных разрывов) зонами экзоконтактов нижнемиоценовых позднеколлизионных [9] порфировидных интрузивов. Существенная роль отводится дайковым образованиям и, в особенности, гранодиорит-порфировым (невадитовым) дайкам наиболее поздней генерации.

В распределении рудоносных площадей Зангезурского рудного района, наряду с отмеченными факторами, существенная роль отводится и глубине эрозионного среза. С учетом этого фактора в регионе могут быть выделены несколько отличающихся геологическим строением и рудоносностью два рудных узла – Мегри-Ордубадский и Баргушатский, соответствующих блокам II порядка. Рудные поля в пределах отмеченных блоков также обнаруживают определенные отличия геологического строения. Ограничены они обычно зонами разрывов и рассматриваются как блоки III порядка.

Уже отмечалось, что в пространственном размещении месторождений и рудопроявлений устанавливается тесная связь их с протяженными, продольно ориентированными магмо-рудоконтролирующими зонами разрывов, являющимися возможными каналами циркуляции гидротермальных растворов. Это: 1) Хуступ-Гиратахская, 2) Ордубад-Салвардская и 3) Центральная зоны Зангезурского рудного района.

Выделенные зоны отличаются как по масштабам проявления рудной минерализации, так и ее формационной принадлежностью. Для Хуступ-Гиратахской зоны наиболее характерна золото-сульфидная (полиметаллическая) минерализация, причем все известные рудопроявления и Вежналинское месторождение приурочены к отрезку, расположенному южнее Мегригет-Цавской широтной зоны разломов. Северней этой структуры зона Хуступ-Гиратахского разлома в гидротермальный этап развития (миоплиоцен) отличалась крайне слабой мобильностью. Лишь на северном ее отрезке (Сваранцское рудное поле) наряду с титано-магнетитовым гистеромагматическим оруденением разведано перспективное рудопроявление меди [10]. Рудная минерализация Ордубад-Салвардской зоны представлена также преимущественно золотоносной формацией. К Салвардскому отрезку разлома (Аревисское рудное поле) приурочено Марджанское золото-свинцово-сурьмяное месторождение.

Центральной зоной Зангезурского рудного района [12] контролируются практически все промышленные месторождения региона, как в пределах Мегри-Ордубадского, так и Баргушатского рудных узлов. В первом из отмеченных рудных узлов со швами, ограничивающими тектоническую зону с востока (в том числе формирующими Мегри-Тейскую грабен-синклиналь и Дебаклинский разлом [12]), в сочетании

с поперечными зонами разрывов связано становление Каджаранского, Агаракского, Личкского, Тейского, Тертерасарского месторождений.

К западному же борту (экзо-эндоконтактовая зона Вохчинского массива порфировидных гранитоидов) приурочены медно-молибденовые рудопроявления Ордубадского района [3]. Промышленным здесь является Парагачайское молибденовое месторождение. К перспективным относится Диахчайское. Ряд других рудопроявлений (Алчалыкское рудное поле) – Агюртское, Пизмаринское, Шиляридзорское, Мисдагское, Ванандчайское и др. тяготеют к зоне рудоконтролирующего, субмеридионального Мисдаг-Капутджухского разлома. При многостадийном развитии гидротермального оруденения отмеченных рудных объектов обнаруживаются общность парагенезисов рудообразующих и сопутствующих минералов с известными медно-молибденовыми месторождениями Зангезурского рудного района.

Особенностью рассматриваемой Центральной зоны является высокая продуктивная насыщенность ее рудами медно-молибденовой и золото-сульфидной (полиметаллической) формаций. Выделяются блоки, где отмеченные рудные формации пространственно совмещены. Более всего это проявлено в пределах Айгедзорского рудного поля, на примере Айгедзорского медно-молибденового и Тейского, Тертерасарского золото-сульфидных месторождений. Ниже остановимся на краткой характеристике отмеченных выше главных магмо-рудоконтролирующих зон.

*Хуступ-Гиратахская зона.* Как уже отмечалось, проявления рудной минерализации на юго-востоке региона приурочены к южному отрезку зоны Хуступ-Гиратахского разлома и представлены преимущественно золото-полиметаллической формацией. К числу их относятся Вежналинское месторождение, а также группа Мазринских рудопроявлений (Мазра, Молодежное, Арчидзор). На удалении от разлома с оперяющими его разрывами висячего бока связаны Хдебанцское, Болишенское, Приараксинское, Богдадузское и др. рудопроявления.

Структура рудного поля Вежналинского золоторудного месторождения на крайнем юго-востоке региона обусловлена многочисленными разрывными нарушениями в зоне меридионально ориентированного Хуступ-Гиратахского разлома и оперяющих его крупных разрывов, в сочетании с Сыгырт-Эрнадзорской антиклиналью, простиранием оси 300-320° (Ф.Г.Шамцян и др., 1980). Кварцеворудные жилы и зоны рудного поля имеют повсеместно северо-восточное 40-60° простирание с падением на юго-восток и северо-запад под углами 55-80°. Наблюдается общий план размещения дайковых образований, рудных жил и зон метасоматитов.

Формирование структуры Мазринской группы золото-сульфидных рудопроявлений и участка в целом обусловлено приуроченностью его к западному борту Гиратахского разлома. Отдельные крупные и протяженные разрывные структуры участка прослеживаются в северо-западном направлении. Северней прослеживается Мегри-Цавская широтная зона разрывов, отдельные разрозненные швы которой отмечаются и на участке.

Рудоносные кварц-сульфидные жилы Мазринского рудопроявления ориентированы преимущественно в близмеридиональном направлении и имеют крутые (65-80°) падения преимущественно в восточные румбы. Мощность жил 10-15 *см*, реже 2 *м*. В целом, на участке относительно мощные минерализованные жилы, в том числе вскрытые горными выработками, ориентированы близмеридионально, тогда как системы мелких минерализованных разрывов имеют преимущественно

северо-восточные простирания (30-40°).

Среди крупных разрывных нарушений, формирующих Хуступ-Гиратахскую зону и контролирующих минерализацию в ее западном борту, выделяется Хдебанцский разлом. Прослеживается он в север-северо-западном направлении от района с.Нювади к развалинам с.Хдебанц и далее к восточному экзоконтакту Мегринского плутона. Зоны гидротермального изменения с проявлением сульфидной минерализации отмечены и в южном экзо- и эндоконтакте плутона (Богдадузское, Шванидзорское и Приараксинское), тяготеющем к четко выраженной субширотной тектонической структуре, ограничивающей с севера Шванидзорскую грабен-структуру. На Приараксинском участке многочисленные кварц-сульфидные и кварц-карбонатные жилы и зоны, мощностью 10-45 *см* и более, ориентированы в северо-восточном 50-65° направлении, вкрест общему простиранию вмещающих пород. Вместе с тем системы минерализованных трещин и маломощных жил имеют падение 225-230° и угол 70-75°, что, в целом, совпадает с ориентировкой осевых плоскостей складок терригенно-осадочных пород Шванидзорского грабена.

Ванк-Калерский участок в восточном эндо- и экзоконтакте плутона известен рудопроявлениями золото-сульфидной и пегматитовой (медно-молибденовой) формаций. Общая структурная обстановка этого участка обусловлена приуроченностью его к Мегри-Цавской широтной зоне разрывов в сочетании с относительно крупными субмеридиональными разрывами. Из них можно отметить протяженные кварц-карбонатные зоны западнее с.Ванк и системы близпараллельных мощных (до 7-9 *м*) зон метасоматических пород, нередко с прожилками кварца (район с.Калер). Наиболее благоприятными для развития рудной минерализации на рассматриваемом участке являлись северо-восточно-ориентированные разрывы с крутым (70-80°) падением на северо-запад (рудопроявления Арчидзор, Чамское, Калер II и др.).

*Ордубад-Салвардская зона.* Аревисское рудное поле на северо-западе региона, включающее промышленное Марджанское золото-свинцово-сурьмяное месторождение и ряд рудопроявлений [4], сложено, в основном, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего-верхнего эоцена. В структурном отношении оно приурочено к восточному борту рассматриваемой тектонической зоны и осложнено разрывами и зонами повышенной трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираний.

Рудные тела на месторождении выполняют системы северо-западного простирания с крутым (70-80°) падением на северо-восток (Кукулян, 1985, Амирян и др. 1996). Жилы мощностью до 60 *см* часто приурочены к контактам даек и осложнены сдвигами северо-восточного простирания, амплитудой до 10-12 *м*.

В рудном поле отмечается и слабо проявленная медно-молибденовая минерализация, связанная с небольшими выходами грейзенизированных пород (рудопроявление Аревис).

Характерными для этого же участка зоны являются проявления реальгар-аурипигментовой (Салвард, Мазмазак) и ртутной (Вартанское) минерализаций, связанных с плиоценовым этапом магматизма [8].

*Центральная зона.* Как уже отмечалось, рассматриваемой тектонической зоной контролируются наиболее значительные по масштабам оруденения медно-молибденовые и золото-сульфидные месторождения. Приуроченные к ней рудные поля, наряду со сходством структурных позиций, обнаруживают определенные отличия в геологическом строении и рудной минерализации, обусловленные составом вмещающих по-

род, эрозионным срезом блоков, морфологией и пространственной ориентировкой локализирующих оруденение разрывов.

Геология и условия формирования оруденения таких месторождений, как Каджаран, Агарак, Дастакерт и др. детально рассмотрены в работах С.А.Мовсесяна (1941, 1974), С.С.Мкртчяна и др. (1969), К.А.Карамяна (1962, 1978), Г.О.Пиджяна (1980), К.А.Карамяна, А.С.Фарамазяна (1960) и др. Здесь же отметим некоторые аспекты размещения промышленных месторождений и перспективных рудопроявлений, контролируемых рассматриваемой тектонической зоной.

Агаракское месторождение на крайнем юге приурочено к наиболее опущенному блоку Мегри-Тейской грабен-синклинали. Вмещающие оруденение породы представлены апикальными фациями граносиенитов и прорывающим их штоковидным телом (мощностью до 150 *м*) лейкократовых порфировидных гранодиоритов.

Штокверковые медно-молибденовые руды и тела шток-порфиров локализованы в висячем боку Спетринского близмеридионального (360-20°) разлома, в осевой части грабена.

Рудовмещающие системы мелкой трещиноватости месторождения имеют преимущественно северо-восточное простирание со средними (45-50°) углами падения на северо-запад. Кварц-молибденитовые прожилки, в отличие от других стадий, приурочены также к широтным и близмеридиональным системам мелких разрывов [11]. Характерным для Агаракского месторождения является крайне слабое развитие дайковых образований, представленных лишь двумя меридионально ориентированными маломощными (1,5-2 *м*) диабазами в лежачем боку Спетринского разлома.

Геолого-структурные особенности Айгедзорского рудного поля, занимающего наряду с Личкским центральное положение в пределах Мегри-Ордубадского рудного узла, во многом сходны с Агаракским. Здесь месторождения и рудопроявления золото-сульфидной (Тей, Личкваз, Тертерасар, Аревик) и медно-молибденовой (Айгедзор, Ехникасар) формаций, а также отдельные зоны гидротермально-измененных пород с сульфидной минерализацией (Пушкак и др.) приурочены к отдельным швам, формирующим Мегри-Тейскую грабен- структуру.

В непосредственной близости от плоскости Дебаклинского разлома локализовано лишь оруденение Личкваза. Наиболее же значительные концентрации оруденения в рудном поле (Тейское и Айгедзорское месторождения) расположены несколько восточнее и контролируются Тейским разломом. Важно отметить, что рудолокализирующими при этом являются в основном северо-восточные разрывы.

На востоке Айгедзорского рудного поля месторождения и рудопроявления (Тертерасарское, Ехникасарский участок Айгедзорского месторождения, Вартанидзорское) обнаруживают связь с сумберидиональными системами разрывов восточного борта Мегри-Тейской грабен-синклинальной структуры. Здесь, как и в вышеотмеченных участках рассматриваемой структуры, преобладающая роль в локализации оруденения принадлежит северо-восточным разрывам. Так ориентированы крупные кварц-сульфидные жилы и зоны Тертерасарского месторождения. Вместе с тем на всех горизонтах горных выработок устанавливаются многочисленные системы минерализованных мелких и крупных разрывов субмеридионального простирания.

Широтные и близширотные разрывные нарушения в пределах Айгедзорского рудного поля проявлены относительно слабо. Отмечаются отдельные разрывы этого направления, представленные зонами гидротермально измененных пород, непротяженными дайковыми образова-

ниями и редкими системами маломощных минерализованных трещин. Последние отмечены на Тейском месторождении.

Рассматриваемый блок в целом ограничивается с севера Мегри-Цавской зоной широтных разрывов. Южная его граница представлена широкой полосой разрывов и зон гидротермально-измененных пород также широтного простирания, прослеживающихся в бортах р.Бугакяр. В отличие от Агаракского блока на юге и Каджаранского на севере, рассматриваемый центральный блок в пределах Мегри-Тейской грабен-синклинальной структуры выделяется наличием крупных (Тейский и Тертерасарский) останцев среднеэоценовых вулканогенных пород, более масштабным пространственным совмещением руд медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций и проявлением миоплиоценового вулканизма (дациты, риодациты).

Далее на север, в пределах Личкского и Каджаранского рудных полей, в восточном борту Мегри-Тейской тектонической структуры, в узкой полосе кулисообразно проявленных швов сосредоточена большая группа рудопроявлений. Это – Пирзами, Тагамир, Таштун, Шанатех, Сивадара, Кармиркар, Меграсар, Пхрут и др. Для всех этих рудопроявлений, отличающихся масштабом проявления золото-сульфидной минерализации, характерно преимущественное развитие северо-восточных и субмеридиональных систем разрывов с преобладающим падением их в западные румбы. Наличие северо-западных и субширотных рудолокализирующих разрывных структур, наряду с вышеотмеченными, наблюдается на Тагамирском и Таштунском рудопроявлениях, расположенных в зоне влияния Мегри-Цавской широтной тектонической структуры.

В Баргушатском рудном узле, на северном продолжении рассматриваемой Центральной зоны гидротермальные месторождения и рудопроявления медно-молибденовой (Дастакерт, Анкасар, Казанлич) и золото-сульфидной (Сари-дара, Воскедзор) формаций контролируются субмеридиональными разрывами, ограничивающими эту структуру с запада [12].

Большинство же скарновых проявлений Баргушата, вне зависимости от формационной принадлежности, тяготеют к центру и восточному борту зоны, к участкам развития карбонатных и терригенно-осадочных отложений перми, верхнего сенона и среднего эоцена.

Обобщая вышесказанное, можно отметить следующее:

1. В пределах Зангезурского рудного района выделяются три крупные, продольно ориентированные, рудоконтролирующие тектонические зоны: Хуступ-Гиратахская, Салвард-Ордубадская и Центральная, различающиеся как интенсивностью и масштабами развития оруденения, так и их формационной принадлежностью. Проявление золото-сульфидного полиметаллического оруденения характерно для первых из выделенных зон и связано с активизацией в позднеколлизионное время граничных для Зангезурского блока тектонических структур глубокого заложения.

Для Центральной тектонической зоны характерна высокая насыщенность и конфокальность в размещении медно-молибденового и золото-сульфидного полиметаллического оруденения.

2. Наиболее значительные промышленные концентрации эндогенного оруденения формируются на участках сочленения или пересечения выделенных крупных субмеридиональных разрывов с широтно ориентированными зонами повышенной проницаемости. Выделяются блоки, отличающиеся наибольшей активностью как при развитии эндогенных процессов, предшествующих оруденению, так и всего периода рудоотложения. Рудолокализирующими при этом являются оперяющие

и подновленные системы мелкой трещиноватости преимущественно широтного, северо-восточного (30-55°) и реже субмеридионального (до 15°) простираний.

Работа выполнена в рамках темы 96-122, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

## ՁԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

**Ռ. Ն. Տայան, Շ. Հ. Ամիրյան, Ա.Ս. Ֆարամազյան, Մ. Ա. Հարությունյան, Ս. Պ. Սարգսյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Զանգեզուրի հանքային շրջանում առանձնացվում են երեք խոշոր հանքահսկիչ գոտիներ՝ Խուստուփ-Գիրաթաղի, Սալվարդ-Օրդուբադի և Կենտրոնական, որոնք տարբերվում են իրենց երկրաբանական կառուցվածքով, հանքայնացման բնույթով, մասշտաբներով և ֆորմացիոն պատկանելիությամբ:*

*Ոսկի-բազմամետաղ հանքայնացումը բնորոշ է առաջին և երկրորդ գոտիներին և կապված է Զանգեզուրի զանգվածի սահմանային տեկտոնական խորքային կառուցվածքների ուշ կոլիզիոն ակտիվացման հետ:*

*Կենտրոնական տեկտոնական գոտուն բնորոշ է հանքային հագեցվածության բարձր աստիճան և պղինձ-մոլիբդենային ու ոսկի-բազմամետաղ հանքայնացման համատեղում:*

*Հանքայնացման արդյունաբերական կուտակումներն առավել նշանակալի են այն տեղամասերի համար, որոնք համընկնում են խոշոր ենթա-միջօրեական և լայնակի ուղղության խզումների հատման հանգույցներին:*

*Առանձնացվում են բեկորներ (զանգվածներ), որոնք ակնառու են իրենց բարձր ակտիվությամբ, ինչպես մինչհանքային, այնպես էլ հանքայնացման ամբողջ ընթացքում:*

## ORE FORMATIONS OF THE ZANGEZOUR ORE REGION AND GENERAL REGULARITIES IN MINERALIZATION LICATION

**R. N. Tayan, Sh. H. Amiryan, A. S. Faramazyan, M. A. Haroutyunyan, S. P. Sargsyan**

A b s t r a c t

The paper discusses the basic factors impacting a spatial distribution of endogenic deposits and ore manifestations in the Zangezour ore region. It was found that deposits and numerous manifestations of sulphide (polymetallic) and other type ore manifestations revealed a close relation to longitudinally oriented and magma-and-ore-controlled deep fault zones. They are Khoustoup-Giratagh, Salvard-Ordoubad and Central zones. Blocks of high productive saturation were distinguished at the intersection nodes between the above mentioned zones and latitudinal high-permeability ones.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Амирян Ш.О., Азизбекян М.С., Аттунян А.З.** Формационная принадлежность Марджанского золото-свинцово-сурьмяного месторождения и перспективы его рудного поля. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, т.XLIX, №1-3, с.39-46.

2. **Арутюнян М.А**. Особенности геологического строения, минерализация и генезис скарнов Зангезурского рудного района: Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. – мин. наук. Ереван: ЕГУ. 20 с.
3. Геология СССР. Том XLVII. Азербайджанская ССР. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1976, 407 с.
4. **Григорян С.В., Симонян Р.С., Фарамазян А.С., Хачанов Х.В., Асланян М.П.** Характеристика гетерогенных геохимических полей Сисианского рудного района Армении. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, т.L, №3, с.40-45.
5. **Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М**. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1995, т.XLXVIII, №3-4, с.9-25.
6. **Карамян К.А., Таян Р.Н**. Генетические типы и особенности рудопроявлений интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов Мегринского плутона. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, т.XXV, №1, с.68-77.
7. **Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П.** Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, т.XXVII, №1, с.54-65.
8. **Карамян К.А.** Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, №1, 179 с.
9. **Меликсетян Б.М**. Петрология, геохимия и рудоносность палеогеновых вулкано-интрузивных формаций Малого Кавказа (магматизм зон коллизии). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол. – мин. наук. Тбилиси. 1989. 50 с.
10. **Мовсесян С.А**. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М.: Недра, 1979. 215 с.
11. **Таян Р.Н., Саркисян С.П**. Морфология рудного штокверка и особенности распределения медно-молибденового оруденения Агаракского месторождения. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т.XLI, №3, с.15-22.
12. **Таян Р.Н**. О Центральной магмо-рудоконтролирующей зоне Зангезурского рудного района. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, т.LI, №3, с.20-26.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 31-40*

# РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛАВЕРДИ-КАПАНСКОЙ ЗОНЫ
## (Малый Кавказ)

**© 1999 г. С. А. Зограбян, Р. Л. Мелконян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 05.03.99.*

Приведены результаты сравнительного изучения геолого-структурных условий формирования колчеданных месторождений Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоны. Выявлены наиболее общие закономерности пространственной локализации оруденения на месторождениях Алавердского и Капанского рудных районов (пространственная приуроченность к вулкано-купольным сооружениям центрального типа, рудоконтролирующая роль дизъюнктивных нарушений близмеридионального направления, тесная пространственная связь рудных тел и диабазовых даек и т.п.), а также их отличительные особенности, обусловленные специфическими для каждого месторождения условиями рудоотложения.

Вопросы структурного контроля оруденения на колчеданных месторождениях Армении с той или иной детальностью освещены в работах нескольких поколений геологов. Специальные, систематические геолого-структурные исследования были проведены в 60-70-х гг. С.А.Зограбяном, Р.А.Саркисяном, А.З.Алтуняном, М.С.Азизбекяном.

Однако, до настоящего времени результаты этих работ не обобщены, не проведен и сравнительный анализ структурных особенностей локализации оруденения на различных месторождениях. Рассмотрению этих вопросов и посвящена предлагаемая статья. При описании Алавердского и Шамлугского месторождений использованы, в основном, материалы М.С.Азизбекяна и А.З.Алтуняна. Вопросы морфологии рудных тел в связи со структурно-геологическими условиями рудоотложения здесь не рассматриваются, поскольку эти вопросы являются предметом специального обсуждения.

Колчеданные месторождения Армении расположены в пределах Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоны, представляющей собой палеоостроводужную структуру мезозойского возраста. В ее разрезе принимают участие породы комплекса основания герцинской консолидации, мощные вулканогенные, вулканогенно-осадочные толщи юрского и мелового возраста, прорванные многочисленными дайковыми и субвулканическими образованиями различного состава, а также плагиогранитными ($J_2^{bt}$) и кварцдиорит-тоналитовыми ($J_3$–$K_1$) полифазными интрузивами.

Колчеданные месторождения размещены в вулканитах среднеюрского возраста, однако дорудные дайковые и субвулканические образования, являющиеся, в частности, на Шамлугском месторождении экраном для промышленного оруденения, секут фаунистически охарактеризованные верхнеюрские (келловей) отложения.

Все колчеданные месторождения приурочены к геологическим структурам, которые раньше принимались за тектонические образования – брахиантиклинальные складки. Исследованиями последних лет доказана принадлежность их к вулканотектоническим сооружениям

центрального типа [2,7].

### Структурные факторы локализации оруденения

*Алавердское месторождение.* В геолого-структурном отношении месторождение расположено на северо-западном склоне одноименного крупного вулканического сооружения центрального типа. Площадь его дислоцирована многочисленными разнонаправленными и разнохарактерными разрывными нарушениями, из которых наиболее крупным является Меридиональный разлом, прослеживаемый на поверхности от ущелья р.Дебед до восточных склонов г.Шахтахт на протяжении более чем 6 *км*.

Мощность зоны разлома по простиранию и по падению колеблется от нескольких метров до 250-300 *м* с образованием больших раздувов ("расширений") и пережимов. Простирание разлома северо-восточное, близмеридиональное (10-15°) с крутым падением на северо-запад (50-70°).

По М.С.Азизбекяну [1], это сложно построенный шарнирный сброс, по которому происходили многократные и разнонаправленные подвижки. Этим разломом Алавердское рудное поле разделено на два отличных друг от друга структурных блока: западный (опущенный) и восточный (приподнятый). Разлом сопровождается мощной зоной гидротермально измененных пород.

В локализации рудных тел на месторождении исключительно важную роль играл Меридиональный разлом – к его висячему боку приурочены все известные рудные тела. Большинство крупных и богатых залежей медных руд центральной части месторождения залегают в сильно измененных породах, развитых вдоль Меридионального разлома.

Велика рудоконтролирующая роль межформационной зоны дробления и рассланцевания между пепловыми туфами дацитов кошабердской свиты и лавобрекчиями андезитов (агломератами). К этому контакту были приурочены все крупные, ныне отработанные рудные тела центральной и западной частей месторождения. Наиболее благоприятна полоса сочленения Меридионального нарушения с указанной контактовой зоной, где было сосредоточено наиболее богатое медное оруденение. Особенно же благоприятны куполовидные поднятия контактовой полосы, к западным склонам которых приурочено большинство штоков, линз и жил.

*Шамлугское месторождение* приурочено к северному склону Алавердского вулканического сооружения. Важным структурным элементом месторождения является крупный сбросо-сдвигового характера разлом широтного простирания. На поверхности он прослеживается с запада на восток от род. Тту-джур до р.Ортнац-ахпюр на расстояние около 3 *км*. По всему простиранию Шамлугский разлом представлен падающей на север под крутыми углами (60-80°) зоной раздробленных, рассланцованных, местами мощностью от 20 до 150 *м* перемятых, гидротермально сильно измененных пород, иногда с рудной минерализацией. Анализ и сопоставление стратиграфического разреза и мощностей пород по обоим крыльям разлома позволили А.З.Алтуняну [3] установить, что северное висячее крыло сброшено в среднем на 180-200 *м*.

Помимо Шамлугского широтного разлома отмечается система северо-восточных близмеридиональных разрывов второго порядка, зачастую залеченных дайками различного состава и возраста, обуславливающими блоковое строение рудного поля.

Основными рудовмещающими структурами для рудных тел жильного типа является широтная система трещин отрыва и скола центральной и южной частей месторождения. Для штоков же и линз таковыми являются зоны дробления и рассланцевания на контакте кварцевых кератофиров с экранирующими плагиориолитовыми порфирами.

Главнейшей рудоконтролирующей структурой месторождения, по мнению А.З.Алтуняна, является Шамлугский широтный разлом, к висячему крылу которого приурочено само месторождение. В доказательство рудоконтролирующей его роли приводятся следующие аргументы. Породы висячего крыла разлома в результате многократных тектонических подвижек интенсивно раздроблены, рассланцованы и гидротермально изменены. В лежачем боку эти явления выражены слабее, а оруденение промышленного характера отсутствует. Все это, а также тяготение к приразломной зоне рудных жил (№№1,2,14 и др.), по мнению А.З.Алтуняна, свидетельствуют о циркуляции вдоль разлома рудоносных растворов.

Однако, как нам представляется, приводимых фактов крайне недостаточно для обоснования рудоконтролирующей, рудоподводящей роли Широтного разлома. То обстоятельство, что породы висячего бока разлома по сравнению с породами лежачего бока более интенсивно раздроблены и вследствие этого гидротермально более изменены и слабо минерализованы, вообще присуще дизъюнктивным нарушениям. К тому же в лежачем крыле Широтного разлома (на значительном его протяжении) залегают вязкие, трудно поддающиеся крупным деформациям и воздействию гидротермальных растворов андезиты и андезитобазальты дебедской свиты, в то время как в висячем его крыле залегают резко отличающиеся от них по своим физико-механическим свойствам хрупкие, средне-кислого состава вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы – рудовмещающие кварцевые кератофиры и пирокластические дацитовые туфы кошабердской свиты.

К сказанному следует добавить, что основное промышленное оруденение месторождения сконцентрировано в центральной его части на значительном удалении от Широтного разлома, а южнее, с приближением к зоне разлома, оно постепенно затухает, и в непосредственной близости от него рудные тела и вовсе отсутствуют. Добавим также, что на всем протяжении Широтного разлома вообще не отмечено никаких рудных объектов.

В то же время разрывами северо-восточного близмеридионального простирания и приуроченными к ним дайками рудное поле разделено на вытянутые в меридиональном направлении блоки, в пределах которых и расположены все известные рудные тела месторождения. Эти тела в указанных блоках распределены неравномерно и приурочены к западным частям блоков, т.е. к лежачим бокам крутопадающих даек диабазовых порфиритов и плагиориолитовых порфиров (штоки "С", "КЛ", "1-го мая", группа штоков "Семенов" и др.), что свидетельствует о том, что наиболее благоприятными для локализации оруденения являлись места сочленения крутопадающих даек с пологими силлообразными телами [3]. Так, самый крупный из рудных тел шток "С" с запада ограничивается дайкой диабазового порфирита, а сверху – пологопадающим силлом плагиориолитовых порфиров. Другое крупное тело – шток "КЛ" с запада ограничивается крутопадающей дайкой, а сверху – пологопадающим силлом плагиориолитовых порфиров. С удалением в восточном направлении размеры рудных тел постепенно уменьшаются (штоки "Иванов", "Поль", "Луи", "Бебе" и др.).

Та же закономерность наблюдается и на нижних горизонтах место-

рождения уже на примере жильных рудных тел.

Так, с приближением к западной части блока мощность жил ("Линза" №9,15,16,20 и др.) увеличивается, а с приближением к восточным частям мощность жил уменьшается, а в других же случаях они и вовсе выклиниваются.

Все это свидетельствует о том, что северо-восточные близмеридиональные разрывы и дайки оказывают непосредственное влияние на параметры рудных тел – с приближением к ним увеличиваются в мощности, а с удалением от них они, уменьшаясь в мощности, постепенно выклиниваются.

Исходя из вышеизложенного, нетрудно прийти к выводу, что главной рудоконтролирующей структурой месторождения является не Шамлугский Широтный разлом, а система дизъюнктивных нарушений и даек близмеридионального направления. Кстати, и сам А.З.Алтунян отмечает значительную роль разрывов северо-восточного направления в циркуляции гидротермальных растворов [3].

*Ахтальское месторождение*. Геолого-структурная позиция месторождения определяется его пространственной приуроченностью к северо-восточному склону крупного Алавердского вулканического сооружения.

Весьма значительна роль в структуре месторождения и в локализации оруденения куполовидного тела субвулканических кварцевых плагиопорфиров, прорывающих пологопадающие андезиты и андезито-базальты дебедской свиты [4]. Морфология контакта этих пород своеобразна и характеризуется наличием многочисленных мелких куполовидных поднятий II и III порядка. По всему контакту в результате интенсивных тектонических подвижек образовалась межформационная зона дробления и рассланцевания мощностью до 3 *м* с большим количеством окатанных валунов кварцевых плагиопорфиров различной величины. Тектонические подвижки вдоль контакта кварцевых плагиопорфиров и вмещающих вулканитов проявились в дорудное время и играли значительную роль в локализации оруденения.

Из элементов дизъюнктивной тектоники на месторождении особенно широко распространены крутопадающие разрывные нарушения близмеридионального (северо-западного и северо-восточного), менее близширотного направлений, разбивающие площадь месторождения на ряд ступенчато расположенных блоков, вытянутых в СВ-ЮЗ направлении. Крупнейшим является Меридиональный разлом, проходящий в центральной части месторождения. По простиранию он прослежен выработками на протяжении более 1 *км* и на 500 *м* по падению. Простирание разлома – СВ 10-15°, падение на СЗ 75-70° сохраняется на всем его протяжении. Разлом сопровождается рассланцованными породами, переходящими постепенно, по мере удаления от него, в слабо нарушенные и ненарушенные разности.

Меридиональный разлом имеет характер шарнирного сбросо-сдвига. По отношению к оруденению он является дорудным.

Главной рудовмещающей структурой на месторождении является межформационная зона дробления, рассланцевания и отслоения, проходящая по контакту между кварцевыми плагиопорфирами и андезитовыми порфиритами. Полости приоткрывания дробления и расслоения пород, возникшие в результате неоднократных тектонических подвижек по этому контакту, равно как и вышележащие экранирующие вулканиты дебедской свиты, определили благоприятные условия для развития процессов рудоотложения. Однако контактовая полоса не на всем протяжении является рудоносной, а рудные тела локализуются

на определенных его участках, где имеются рудоподводящие дизъюнктивные нарушения. Роль рудоподводящих каналов выполняла оперяющая Меридиональный разлом диагональная система трещин второго порядка, вмещающая дайки габбро-диабазов. Она имеет восток-северо-восточное (до близширотного) простирание (азимут простирания 50-60°, падение на юго-восток 70-75°).

Наиболее благоприятные условия для рудоотложения создавались в местах сопряжения диагональных, северо-восточных трещин (даек) с главным Меридиональным нарушением при наличии экранирующих андезитовых порфиритов. К таким участкам приурочены наиболее крупные рудные тела №№10,11.

*Капанское месторождение*. Приурочено к прижерловой и склоновым частям Кавартской вулканической постройки [2].

В структурном отношении Кавартский стратовулкан представляет собой сооружение вулканокупольного типа, осложненное разноориентированными линейными и секториально-кольцевыми дизъюнктивными нарушениями, дислоцирующими породы как среднеюрского, так и верхнеюрско-нижнемелового комплексов.

Близширотные системы рудолокализующих близвертикальных трещин отрыва неглубокого заложения распространены в тектонических блоках месторождения, отграниченных друг от друга более крупными близмеридиональными разрывами северо-восточного и северо-западного простираний: некоторые из них, согласно геофизическим данным, смещают и породы кристаллического фундамента, проникая до глубин 3-4 *км*.

С запада на восток территория Капанского месторождения расчленена на три крупных блока, благодаря движениям по Башкендскому (азимут простирания СВ 25-35°, падение на СЗ под углами 45-75°) и Мец-Магаринскому (азимут простирания 330-350°, падение на ЮЗ и СВ под углами 60-90°) сколовым нарушениям, причем в восточном направлении тектонические блоки ступенчато погружаются. С востока Капанское медное месторождение отграничивается от Шаумянского золото-полиметаллического Барабатум-Халаджским разломом; Шаумянский блок в целом приподнят по сравнению с восточным блоком Капанского месторождения.

Внутри каждого тектонического блока развиты более мелкие нарушения сколового характера (Дагдаганский, Западно- и Восточно-Саядкарское, Саралыхский, Каварт-джурский), которые, вероятно, являются оперяющими структурами, разграничивающими блоки разрывов.

Вертикальные амплитуды движений блоков по крупным нарушениям оцениваются в пределах 100-300 *м*, а по мелким – до первых десятков метров.

Роль структурного контроля оруденения наиболее четко выражена в приуроченности большинства рудоносных участков и отдельных рудных тел жильного и штокверкового типов к зонам крупных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера. К числу важнейших рудоконтролирующих нарушений относятся разломы – Мец-Магаринский, Каварт-Джурский, Восточно- и Западно-Саядкарские, Башкендский, Барабатум-Халаджский и др., которыми площадь рудного поля разбита на отдельные тектонические блоки [5].

Наибольшая концентрация рудных тел отмечается вдоль зоны Мец-Магаринского разлома.

Рудоносные участки (как с жильным, так и со штокверковым оруденением), будучи размещенными в пределах отдельных тектонических блоков, ограниченных крутыми разрывными нарушениями, в то же

время проявляют тесную пространственную ассоциированность с дайками основного соетава – диабазами и габбро-диабазами (кварцевыми габбро). При этом отдельные жилы и системы параллельных жил закономерно ориентируются в пространстве симметрично по обе стороны от даек и вкрест (или под некоторым углом) их простиранию, а с удалением от них убывают в мощности и постепенно выклиниваются. Подобные соотношения рудных жил и диабазовых даек наблюдаются на многочисленных горизонтах рудников 1-2, 7-10, им.Комсомола, Барабатум и др.

В ряде случаев отмечается концентрация рудных жил лишь по одну сторону от даек – в лежачем, либо висячем их боку. Реже отмечаются случаи сосредоточения колчеданных жил в блоках пород, ограниченных двумя параллельными диабазовыми дайками. Интересно отметить, что вкрест дайкам часто ориентированы и более мелкие, непротяженные (десятки *см*) кварц-сульфидные прожилки. Иногда наблюдается локализация рудных тел непосредственно вдоль зальбандов даек.

Рудные тела, тяготеющие к диабазовым дайкам, развиты не на всем их протяжении, а на тех участках, где имеются и другие благоприятные факторы и прежде всего – сочетание даек с крупными дизъюнктивными нарушениями [5].

*Шаумянское месторождение*. В геолого-структурном отношении оно приурочено к выходу субвулканических кварцевых андезитов (барабатумских), имеющих в плане изометрическую, несколько вытянутую в близмеридиональном направлении форму. В юго-западной части месторождения кварцевые андезиты контактируют с вулканогенно-осадочными породами чинарской толщи [6].

Контакты кварцевых андезитов имеют крутой, близкий к вертикальному, секущий характер относительно слоистости пород чинарской толщи и сопровождаются внедрением крупных апофиз кварцевых андезитов во вмещающие породы.

В центральной части месторождения залегает крупное воронкообразное тело инъекционных вулканических брекчий, играющих существенную роль в структуре месторождения. Крутопадающие тела трубообразной, дайкообразной, штокообразной формы аналогичного состава зафиксированы в северо-восточной части месторождения.

Из структурных элементов на месторождении наиболее четко выражены элементы дизъюнктивной тектоника. Площадь месторождения разбита разрывными нарушениями на ряд узких блоков, вытянутых в северо-западном близмеридиональном направлении.

Наиболее крупным является Барабатум-Халаджский разлом, четко прослеживающийся на поверхности и в горных выработках в северо-восточном, близмеридиональном направлении более чем на 7 *км* с падением на запад под углом 65-75°. Это – крупный сброс с опущенным западным и приподнятым восточным крыльями, по которому приведены в контакт породы верхней и средней юры с амплитудой смещения 150-300 *м*. В горных выработках он выражен мощной (до 20 *м*) зоной сильно раздробленных, рассланцованных и перемятых пород, несущих местами сфалерит-халькопиритовую минерализацию в виде гнездообразных и жилообразных скоплений руды.

Из других дизъюнктивных нарушений месторождения следует отметить Центральный, Восточно-Шаумянский, Западно-Шаумянский, Тежадинский разломы, представляющие собой довольно выдержанные крупные тектонические нарушения сколового характера, сопровождающиеся мощными зонами перемятых рассланцованных пород, глинкой трения и зеркалами скольжения. О направлении движений и амп-

литудах смещений по этим разломам достоверных данных не имеется из-за однородности пород и отсутствия маркирующих элементов в смещенных крыльях разломов.

По отношению к полиметаллическому оруденению перечисленные выше разломы являются дорудными образованиями.

Послерудные подвижки на месторождении имеют весьма ограниченный характер. Они развиты почти повсеместно, будучи проявлены лишь в виде незначительных смещений и небольшого дробления руд в жилах.

Рудовмещающими структурами являются многочисленные трещины отрыва близширотного простирания с крутыми (70°), иногда до вертикального, падениями в основном на юг. В большинстве случаев эти нарушения не выдержаны по простиранию, имеют неровные зальбанды и извилистые змеевидные контуры, свидетельствующие о том, что указанные нарушения являются трещинами отрыва.

В структуре месторождения определенную роль играют жильно-магматические образования. Они представлены главным образом дайками основного состава – диабазами, габбро-диабазами.

Диабазовые дайки имеют в основном северо-восточное простирание, маломощны (до 1-1,5 *м*) и развиты в южной части месторождения. Большое количество диабазовых даек северо-восточного простирания с падением на северо-запад обнажается на участке севернее аэропорта г.Капан, сложенном преимущественно верхнеюрскими породами, а также по обоим склонам р.Чинар.

В северной же части месторождения залегают две крупные, параллельно простирающиеся в северо-западном (300-310°) направлении дайки габбро-диабазов с крутым (70-80°) падением на юго-запад. Мощность этих даек доходит до 15-20 *м*. Сопровождаются быстро выклинивающимися апофизами во вмещающие породы мощностью от нескольких до 30-40 *см*.

По отношению к оруденению все дайковые тела являются дорудными образованиями.

В пространственном распределении полиметаллических рудных тел устанавливаются определенные закономерности. Рудные жилы сосредоточены главным образом на двух участках – в северной и южной частях месторождения. Центральная же часть его менее интенсивно минерализована.

Отдельные блоки пород, заключенные между крупными тектоническими нарушениями, также весьма неравномерно оруденелы. Наиболее интенсивно минерализованы тектонические блоки, заключенные между Центральным и Восточно-Шаумянским разломами, где сосредоточено подавляющее большинство разведанных рудных тел и отработанных жил Халаджского участка, и отчасти в блоке между Центральным и Западно-Шаумянским разломами (большинство отработанных рудных жил старого рудника им. С.Шаумяна).

В целом же какой-либо отчетливо выраженной зависимости распределения рудных тел относительно дизъюнктивных нарушений не установлено.

В то же время на Шаумянском месторождении, как и на собственно Капанском, отчетливо наблюдается рудоконтролирующая роль диабазовых и габбро-диабазовых даек, выражающаяся в пространственном тяготении отдельных жил или групп жил в большинстве случаев к участкам развития даек и определенном ориентировании жил по отношению к дайкам. Так, северная группа жил контролируется двумя мощными габбро-диабазовыми дайками северо-западного простирания, причем жилы косо ориентированы по отношению к дайкам, южная же

группа жил пространственно тяготеет к серии сравнительно маломощных диабазовых даек северо-восточного направления [6].

**Выводы**

1. В Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоне в размещении колчеданоносных рудных районов, полей месторождений, а также в пространственном распределении рудных участков и отдельных рудных тел в пределах месторождений важнейшую роль играли структурно-геологические факторы.

2. Четко установлена пространственная приуроченность всех известных рудных районов и месторождений к крупным положительным вулканогенным структурам – сложнопостроенным вулкано-купольным сооружениям центрального типа – составным элементам юрско-меловой островной дуги.

Колчеданные месторождения, как правило, приурочены к жерловым, околожерловым, склоновым частям крупных вулканических построек или к осложняющим эти сооружения более мелким вулканическим центрам.

3. Роль рудоконтролирующих структур на всех известных месторождениях играли дизъюнктивные нарушения близмеридионального направления, залегающие, как правило, в центральных частях месторождений (Алавердский Меридиональный разлом, система близмеридиональных разломов Шамлугского месторождения, Меридиональный разлом Ахтальского месторождения, Мец-Магаринский меридиональный разлом Капанского месторождения, Центральный и Барабатум-Халаджский близмеридиональные разломы Шаумянского месторождения). Рудоконтролирующая роль указанных разломов проявляется в пространственном тяготении большинства рудоносных участков и отдельных рудных тел к зонам этих нарушений.

4. Роль рудовмещающих структур в отношении к рудным телам жильного типа на всех месторождениях играли трещины отрыва близширотного простирания с вполне сопоставимыми параметрами (масштабы – протяженность по падению и простиранию, элементы залегания, морфологические особенности и др.).

5. Ориентированность в меридиональном направлении рудоконтролирующих разрывных нарушений и в близширотном – рудовмещающих трещин отрыва на всех месторождениях Алаверди-Капанской зоны, независимо от приуроченности месторождений к различным частям вулканических построек, отстоящих друг от друга на сотни километров, свидетельствует о значительно более молодом, чем среднеюрский, возрасте и наложенном характере не только самих нарушений, но и контролируемого ими медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения.

6. В качестве рудовмещающих структур для рудных тел типа штоков, линз, гнезд и лент служили межформационные зоны дробления и рассланцевания, полости отслаивания и приоткрывания между контрастными в литологическом отношении толщами пород.

В подобных случаях важную роль играют литологические и структурные экраны – малопроницаемые породы кровли, тектоническая глинка и зоны рассланцевания, образующие рудные ловушки, которые при наличии рудоподводящих структур являются идеальными вместилищами для рудных тел.

Роль структурно-литологических экранов наиболее ярко выражена на Алавердской группе месторождений, в то время как в Капанском рудном районе они не играют какой-либо существенной роли.

7. На всех рассматриваемых месторождениях устанавливается тесная пространственная связь рудных тел с диабазовыми дайками. Особенно благоприятно для формирования рудных тел сочетание диабазовых даек с другими структурными факторами – разрывными нарушениями, литологическими и структурными экранами и др.

Рудоконтролирующая роль диабазовых даек нагляднее всего проявлена на Ахтальском, Капанском, Шаумянском и отчасти на Алавердском месторождениях.

Такая пространственная взаимосвязь медноколчаданного и колчаданно-полиметаллического оруденения с диабазовыми дайками позволяет выдвинуть последние в качестве одного из важнейших поисковых критериев.

Работа выполнена в рамках темы 96-127, финансируемой из Госбюджета Республики Армения.

## ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐԻ ԴԵՐԸ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱՅՆԱՑՄԱՆ ՄԵՋ ԱԼԱՎԵՐԴԻ-ԿԱՊԱՆԻ ԳՈՏՈՒ ԿՈԼՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ

**Ս. Ա. Զոհրաբյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Ալավերդի-Կապանի գոտում բացահայտված է բոլոր Հայտնի կոլչեդանային հանքային շրջանների և հանքավայրերի տարածական կապը խոշոր, դիսլոկացված հրաբխա-գմբեթային կենտրոնական տիպի կառուցվածքների՝ յուրա-կավճի հասակի կղզային աղեղի բաղադրիչ մասերի հետ:*

*Բոլոր Հայտնի հանքավայրերում հանքավերահսկիչ ստրուկտուրաների դեր են կատարել մերձմիջօրեական ուղղության դիզյունկտիվ խզումները:*

*Երակային տիպի հանքային մարմինները տեղադրված են լայնակի տարածման պոկման ճեղքերում: Հանքային շտոկների, ոսպնյակների, բների և ժապավենների համար հանքներփակող ստրուկտուրաներ են հանդիսացել ջարդման (կոտրատման) և տարաշերտման գոնաները, լիթոլոգիապես կոնտրաստ ապարների հաստվածքների միջև առաջացած բացվածքային և անջատման խոռոչները:*

*Ալավերդու, Շամլուղի, Ախթալայի, Կապանի, Շահումյանի հանքավայրերում բացահայտված է սերտ տարածական կապ հանքային մարմինների և դիաբազային դայկաների միջև, որը հանդիսանում է կարևոր որոնողական չափանիշ:*

*Ալավերդի-Կապանի գոտու բոլոր հանքավայրերում (անկախ նրանց հարյուրավոր կիլոմետրերի հեռավորության վրա գտնվող հրաբխային կառույցների տարբեր մասերում տեղայնացումից) հանքավերահսկող դիզյունկտիվ խզվածքների մերձմիջօրեական և հանքպարունակող պոկման ճեղքերի լայնակի կողմնորոշումը վկայում է ոչ միայն խզումների, այլև իրենց կողմից վերահսկվող պղինձ-կոլչեդանային և կոլչեդան-բազմամետաղային հանքայնացման ավելի երիտասարդ հասակի և նրանց վրադիր բնույթի մասին:*

## A ROLE OF STRUCTURAL FACTORS IN LOCALIZATION OF MINERALIZATION IN IRON PYRITE DEPOSITS OF THE ALAVERDI-KAPAN ZONE

**S. A. Zohrabyan, R. L. Melkonyan**

A b s t r a c t

The results of the comparative study of geological-and-structural conditions of

formation of iron pyrite deposits of the Alaverdi-Kapan structural-metallogenic zone are presented. There are revealed general regularities of spatial localization of mineralization in the deposits of the Alaverdi and Kapan ore regions (spatial confining to volcanic-dome structures of central type, ore controlling role of disjunctive ruptures of near-meridional directions, close spatial connection of ore bodies and diabasic dykes, etc.), as well as distinctive peculiarities caused by conditions of ore emplacement, which are specific for each deposit.

## ЛИТЕРАТУРА


1. **Азизбекян М.С.** Геологическое строение и условия локализации медного оруденения Алавердского месторождения Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. – мин. наук. Тбилиси: ГИН АН Груз. ССР, 1975, 25 с.
2. **Ачикгезян С.О., Зограбян С.А. и др.** Мезокайнозойский вулканизм и колчеданное оруденение Кафанского рудного района Армянской ССР, – Тезисы докл. V Всес. палеовулканолог. симп. ч.II, Черкассы: Наукова думка, 1981, с.119-121.
3. **Алтунян А.З.** Геологическое строение и условия локализации оруденения Шамлугского рудного поля. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. – мин. наук. Ереван: ЕГУ. 1973, 25 с.
4. **Зограбян С.А.** О структурных факторах в локализации оруденения на Ахтальском полиметаллическом месторождении. – Докл. АН АрмССР, том.XL, №1, 1965, с.49-52.
5. **Зограбян С.А.** Новые данные о структурном и магматическом контроле оруденения на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении. – Докл. АН АрмССР, том.LIII, №4, 1971, с.236-242.
6. **Зограбян С.А.** Положение Шаумянского месторождения в юрском вулканогенном комплексе Южной Армении. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.XXXII, №3, 1979, с.38-46.
7. **Остроумова А.С., Голынко И.Н.** Комплексные исследования вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла). – В кн.: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций.: Л. Недра, 1983, с.236-248.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 41-49*

# КРИТЕРИИ СИСТЕМАТИЗАЦИИ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РА

**© 1999 г. И. Х. Петросов**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 20.05.98.*

Излагаются результаты геолого-промышленной систематизации глинистых пород Республики Армения (РА). Учитывались геологические, петрографические, минералогические, генетические и технологические критерии. Впервые в регионе выделены восемь геолого-промышленных типов глинистых пород, приводятся краткое их описание и особенности распространения.

До последнего времени глинистые породы РА рассматривались автором в основном как геологические объекты [12,13]. В цитированных книгах обсуждаются генезис глинистого вещества, его эволюция во времени и в разных структурно-формационных зонах, эпохи глинообразования, факторы, контролирующие формирование глинистых пород; делается попытка воссоздать модель глинообразования для складчатых областей средиземноморского типа. Вопросы прикладного характера в них почти не затрагиваются, в частности, нет геолого-промышленной типизации и систематизации глинистых пород, что необходимо для оценки их как полезных ископаемых. Эти вопросы не рассматриваются и другими авторами, проводившими в регионе поисково-разведочные и геолого-экономические работы с целью промышленного освоения бентонитовых и грубокерамических глин [1,2,3, а также рукописные работы Г.М.Андриасяна, Г.Д.Мартиросова и др.; Р.Е.Богданяна; К.А.Мкртчяна, Л.Г.Акопяна и др.; Г.А.Туманяна; Г.Г.Шехяна, С.Р.Паняна и др.]. Между тем, в регионе имеются и другие виды глинистого сырья, еще не оцененные с практической точки зрения, не говоря уже о том, что бентонитовые и грубокерамические глины также не систематизированы.

Геолого-промышленная типизация и систематизация глинистых пород крупных регионов является сегодня вопросом актуальным в связи с возросшим к ним интересом. В РА имеется около 200 месторождений глинистого сырья, локализованных в различных формациях, разного масштаба, возраста, генетического и промышленного типа, состава руд. При систематизации материала такого объема и разнообразия нередко возникают трудности методического порядка. Речь идет именно о систематизации глинистых пород, не о классификации. Последняя, как известно, предполагает иерархию объектов или явлений, их вертикальную соподчиненность [4,5,7,8,9,11,12]. В данном же случае преследуется цель сгруппировать глинистые породы на основе наиболее важных признаков, их объединяющих. Автору неизвестны примеры систематизации глинистых пород складчатых областей, и такой опыт может оказаться полезным.

При типизации и систематизации глинистых пород РА учитывались петрографические, минералогические, генетические, технологические и регионально-геологические критерии. Типизация в данном случае является частью систематизации и касается признаков, непосредственно характеризующих глинистые породы – возраст, генезис, вещественный состав, технологические свойства; кроме перечисленных,

систематизация включает также признаки, характеризующие особенности их локализации и распространения (тектоническая позиция, формационная принадлежность). Как оказалось, универсальных критериев не существует. В каждом конкретном случае целесообразно руководствоваться теми признаками, которые более прочих подчеркивают своеобразие данного объекта. Собственно, в выборе критериев и заключается основная трудность систематизации глинистых пород. Об этом несколько подробнее.

При типизации морских осадочных и вулканогенно-осадочных глинистых пород региона главным был петрографический критерий. Петрографические типы этих пород определяются степенью постседиментационного их изменения. Это метаморфизм погружения, региональный метаморфизм (связанный со складкообразованием) и термометаморфизм, возникающий при внедрении в глинистую толщу магматических масс (даек и т.п.). Нередко имеет место совокупное воздействие указанных факторов. Сочетание различных типов метаморфизма и интенсивность их проявления обусловливают петрографическое многообразие рассматриваемых глинистых пород, но в целом они образуют три основные группы – глины, аргиллиты, глинистые сланцы. Термин "глина" применяется здесь лишь к тем глинистым породам, которые характеризуются высокой пластичностью и способностью сохранять приданную им форму. Для них характерны также: беспорядочные текстуры, повышенное содержание мелкозернистого карбонатного вещества, наличие диагенетических неглинистых и глинистых минералов, псевдоморфоз (пирита, кремнистых минералов) по раковинам микрофауны, полиминеральный состав глинистой основы. В повышенных термобарических условиях, соответствующих в регионе примерно 200°С и 2 *кбар*, глины превращаются в аргиллиты. Они не размокают в воде, теряют пластичность и способность к формованию, имеют слабо ориентированные текстуры и ограниченный (по сравнению с глинами) состав глинистых минералов. Более жесткие термобарические условия, соответствующие в регионе примерно 400°С и 4 *кбар*, обусловливают образование нового петрографического типа – глинистых сланцев. Для них характерны ориентированные текстуры, развитие субпараллельно сланцеватости новообразований (представленных обычно гидрослюдами мусковитового типа, парагонитом, пирофиллитом и эпидотом), мономинеральный или двухкомпонентный состав глинистой основы, наличие тонкодисперсного углефицированного вещества. Как правило, глины в регионе находятся на уровне диагенеза-раннего катагенеза, аргиллиты – позднего катагенеза, глинистые сланцы – метагенеза.

Дополнительными критериями типизации этих глинистых пород являются возраст и минеральный состав. Дело в том, что внутри каждого петрографического типа они также неоднородны, что относится прежде всего к их возрасту, а также составу глинистых минералов. Глины включают три разновидности: 1) вулканогенно-осадочные морские верхнего мела-эоцена; 2) осадочные и вулканогенно-осадочные морские и лагунные олигоцена-миоцена и 3) осадочные (озерные), аллювиально-пролювиальные и элювиальные плиоцена-антропогена. Аргиллиты также включают три разновидности: 1) осадочные морские палеозоя, 2) осадочные морские триаса-келловея и 3) осадочные и вулканогенно-осадочные морские верхнего мела-эоцена. Глинистые сланцы представлены двумя разновидностями: 1) осадочными морскими палеозойскими и 2) осадочными морскими нижнеюрскими. Мономинеральные глинистые породы встречаются в регионе чрезвычайно редко, поэтому учитывался и второй по значению глинистый минерал. Глины в

основном имеют монтмориллонитовый состав (с хлоритом и иллитом), аргиллиты – иллитовый (с хлоритом и монтмориллонитом), глинистые сланцы – каолинитовый (с иллитом, парагонитом, пирофиллитом). В палеозойских глинистых породах доминирует каолинит, в триасовых и юрских (включая келловейские) – иллит, реже хлорит, а начиная с оксфорда-кимериджа наступает эпоха монтмориллонита. Таким образом, породообразующие глинистые минералы в целом соответствуют определенным петрографическим типам и возрастным интервалам, что упрощает систематизацию морских осадочных и вулканогенно-осадочных глинистых пород региона.

При типизации аргиллизитов и латеритных глин основным был генетический критерий. В регионе имеются следующие генетические типы глинистых пород промышленного значения: осадочный, вулканогенно-осадочный, гидротермальный, латеритный, озерный, аллювиально-пролювиальный, элювиальный. Генетические типы объединяют глинистые породы по наиболее представительному признаку, отражающему максимально общие связи между ними. Обычно генетические типы включают группы, характеризующиеся более узким кругом связей, их объединяющих. Например, осадочный тип включает климатогенно-терригенную, климатогенно-седиментационную и другие группы, вулканогенно-осадочный – вулканотерригенную, пирокласто-осадочную, гидротермальный – осадочно-эксгаляционную, вулканогенно-гидротермальную (метасоматическую), плутоногенно- гидротермальную и т.д. Эти групповые признаки в ряде случаев являются определяющими при типизации глинистых пород региона. Приведем пример. Глинистые породы гидротермального происхождения представлены в регионе бентонитами и аргиллизитами (каолиновыми породами фаций вторичных кварцитов). Объединение их в один тип по общему генетическому признаку (гидротермальному) было бы искусственным: они столь различны по всем прочим параметрам, что в известном смысле являются антиподами. В частности, аргиллизиты образуются в результате деятельности кислых сульфатных растворов, а бентониты – слабо щелочных гидрокарбонатных, что приводит к формированию глинистых пород, предельно различающихся по составу и технологическим свойствам. С другой стороны, имея в виду общие для бентонитов свойства (как природных сорбентов), целесообразно объединить в один тип все генетические их разновидности. Тем более, что они характеризуются практически одинаковым мономинеральным составом глинистой основы. В регионе промышленное значение имеют бентониты гидротермального и вулканогенно-осадочного (диагенетического) происхождения, которые и объединены в один тип, несмотря на имеющиеся между ними различия (в частности, первые относятся в основном к натриевому типу, в отличие от натриево-калиево-кальциевых диагенетических). В данном случае определяющим является технологический критерий. Что касается серицит-каолинитовых, то при всем их разнообразии они также выделены в самостоятельный тип, имея в виду не только ряд общих технологических и петрографо-минералогических особенностей, но прежде всего – их групповой генетический признак, т.е. принадлежность к фациям вторичных кварцитов. Этот признак был основным и при типизации глинистых латеритов.

Следуя изложенному, т.е. руководствуясь в каждом конкретном случае наиболее важными для данного объекта критериями, автор выделяет среди глинистых пород Армении восемь геолого-промышленных типов, краткая характеристика которых приводится ниже.

*Тип I. Каолинитовые (с иллитом, парагонитом, пирофилли-*

*том) аргиллиты и глинистые сланцы осадочного морского происхождения палеозойского возраста.* Сюда относятся самые древние глинистые породы региона. Они отличаются также наиболее высоким уровнем постседиментационного изменения. Только в них пирофиллит и парагонит содержатся в ощутимых количествах, что придает им специфические технологические свойства, в частности, – повышенную огнеупорность. Это единственные в регионе морские глинистые породы, в которых каолинит является доминирующим минералом. Характерно также наличие аутигенных глинистых минералов, ориентированных (вдоль сланцеватости) субпараллельно удлинению кристаллов. Все эти признаки позволяют выделить их в самостоятельный тип. Они распространены в центральной и южной частях региона, локализованы в карбонатно-терригенной формации, образуют пласты мощностью 3-5 *м* (иногда до 50 *м*) и простиранием до 1-3 *км*. Глинистые породы этого типа могут служить сырьем для производства керамзита, цемента, огнеупорных изделий, наполнителей [14,15].

*Тип II. Иллитовые (с каолинитом) аргиллиты и глинистые сланцы осадочного морского происхождения триасово-келловейского возраста.* По ряду признаков они близки к глинистым породам предыдущего типа, однако в них породообразующий минерал представлен иллитом (гидрослюдой $2M_1$), а не каолинитом (последний является вторым по значению глинистым минералом). Хотя уровень постседиментационного изменения некоторых из них также очень высок, но это выражается в эпидотизации глинистой основы (нижне- и среднеюрские аргиллиты и глинистые сланцы), а не в пирофиллитизации или парагонитизации как у глинистых пород предыдущего типа. Кроме того, в отличие от последних, они ассоциируются с углями, образующими пласты мощностью до 4 *м*. Триасовые и юрские глинистые породы различаются между собой по условиям образования и другим признакам, однако они весьма близки по составу глинистых минералов и технологическим свойствам, почему и объединены в один тип. Кроме того, они существенно отличаются по составу от глинистых пород более молодого возраста (меловых, палеогеновых и т.д.). Глинистые породы этого типа распространены в северо-восточной и центральной частях региона, локализованы в терригенных формациях, образуют пласты мощностью до 20 *м* и простиранием до 1-4 *км*. Они могут служить сырьем для производства керамзита, цемента, наполнителей.

*Тип III. Иллит-монтмориллонитовые (с хлоритом) аргиллиты и глины осадочного и вулканогенно-осадочного морского происхождения мелового-эоценового возраста.* Глинистые породы этого типа отличаются от предыдущих тем, что в них важное значение приобретают смектиты. Последние широко распространены и в породах более молодого возраста (вплоть до антропогеновых), однако они относятся к другим петрографическим типам – глинам и суглинкам, тогда как рассматриваемые в подавляющем большинстве представлены аргиллитами. Весьма характерным также является наличие в них смешаннослойных минералов типа И-М или М-И (иллит-монтмориллонитовых или монтмориллонит-иллитовых в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев), которые в некоторых разрезах имеют породообразующее значение. Во всех других типах эти минералы являются второстепенными или не встречаются вовсе. Указанные признаки достаточны, по мнению автора, для выделения их в самостоятельный тип. Эти породы широко распространены в северной и центральной частях региона, локализованы в осадочных (нередко флишевых) и вулканогенно-осадочных формациях, образуют пласты мощностью до 30-40 *м* и про-

стиранием до 1-3 *км*. Они могут служить сырьем для получения формовочных смесей, буровых растворов, производства грубой керамики, для использования в строительстве гидротехнических сооружений [6,14,15].

*Тип IV. Монтмориллонитовые (с палыгорскитом, хлоритом, иллитом) глины осадочного и вулканогенно-осадочного морского и лагунного происхождения олигоцен-миоценового возраста.* Петрографические типы этих пород представлены в основном глинами, в отличие от предыдущих (аргиллитов, глинистых сланцев) и более молодых – слабо структурированных, обычно рыхлых образований плиоцен-антропогенового возраста. Для них характерны также весьма сложный состав глинистых минералов, наличие большого количества палыгорскита, парагенезис с гипсом и целестином. В средне- и верхнемиоценовых глинах палыгорскит является одним из основных минералов, а гипсы образуют пласты мощностью до 6 *м*. Наконец, глины этого типа локализованы в формациях регрессивного ряда, знаменующего собой начало орогенного этапа развития региона. Указанные признаки позволяют объединить их в самостоятельный тип. Они распространены в центральной, отчасти в северной частях региона, локализованы в карбонатно-терригенных, угленосных и гипсоносных формациях, образуют пласты мощностью до 100 *м* и простиранием до 1-3 *км*. Эти глины могут быть использованы как катализаторы, суспендирующие и стабилизирующие добавки, для производства грубой керамики, формовочных смесей, солестойких жидкостей, буровых растворов, в строительстве гидротехнических сооружений [11].

*Тип V. Каолинитовые (с иллитом) латеритные породы средне-верхнекарбонового возраста.* Эти глинистые породы являются для региона уникальными: они связаны с единственной здесь древней корой выветривания, образовавшейся во время перерыва в осадконакоплении в среднем-позднем карбоне. Другими характерными их признаками являются: обломочно-бобовые текстуры, наличие бокситов, значительного количества железа и почти мономинеральный (каолинитовый) состав глинистой основы. Среди осадочных (в широком понимании слова) отложений региона нет глинистых пород аналогичного происхождения, минерального и химического состава, что и позволило выделить их в отдельный тип. Они распространены в центральной части региона, образуют здесь линзы и карманы мощностью от 0,5 до 70 *м* и простиранием до 0,5-1 *км* на эродированной поверхности нижнекарбоновых отложений. Глинистые породы этого типа могут служить сырьем для производства глинозема, природных пигментов, грубой керамики, огнеупорных изделий [11].

*Тип VI. Монтмориллонитовые (с иллитом, хлоритом, вермикулитом) глины и суглинки озерного, аллювиально-пролювиального и элювиального происхождения плиоцен-антропогенового возраста.* Уже то обстоятельство, что глинистые породы этого типа связаны с отложениями верхнего плиоцена-антропогена, делает целесообразным выделение их в особый тип. В плиоцене на территории Армении морская седиментация полностью завершается, повсеместно образуется наземно-вулканогенная формация, частью которой и являются эти глины. В мелких озерах формируются диатомово-глинистые или глинистые осадки; в аллювиально-пролювиальных и элювиальных отложениях глинистый материал нередко преобладает. Для глин этого типа характерна слабая цементация, рыхлость; многие из них лишь условно можно назвать глинами, скорее их следует отнести к плохо отсортированным суглинкам. Наиболее молодой возраст, геологическое и генетическое своеобразие, характерное для отложений антропогена, слабая це-

ментация, парагенез с диатомитами, туфами и базальтами, пестрый минеральный состав с преобладанием смектитов – таковы главные признаки, позволившие выделить их в самостоятельный тип. Глинистые породы этого типа распространены на всей площади региона, во всех структурно-формационных зонах, где они образуют пласты и линзы мощностью 1-20 *м* и простиранием 0,3-1 *км*. Они могут служить сырьем для производства грубой керамики, формовочных смесей, буровых растворов, наполнителей, для строительства гидротехнических сооружений [14,15].

*Тип VII. Бентонитовые глины вулканогенно-осадочного (диагенетического) и гидротермального происхождения верхнемелового-миоценового возраста.* В данном случае в одном типе объединены различные по генезису глинистые породы. По мнению автора, свойства бентонитов как природных сорбентов должны быть решающими при систематизации этих глинистых пород. Тем более, что они обнаруживают ряд общих черт – имеют близкий минеральный и химический состав, образуются преимущественно за счет кислого стекла (витрокластов) алеврито-пелитовой размерности, обладают по существу одинаковыми технологическими свойствами. Бентонитовые глины распространены на всей площади региона, особенно в его северо-восточной части, где они образуют наиболее крупные месторождения, в том числе известное Саригюхское. В основном они локализованы в пирокласто-осадочных формациях, в которых образуют пласты и линзы мощностью до 100 *м* и простиранием 0,4-2 *км*. Как природные сорбенты и катализаторы они могут быть использованы во многих отраслях промышленности, сельского хозяйства, технологии, медицины и т.д. [6,13,14].

*Тип VIII. Каолинитовые (с серицитом) аргиллизиты гидротермального происхождения палеоген-миоценового возраста.* Важнейшим признаком этих пород является принадлежность их к формациям вторичных кварцитов. Они образуются за счет вулканитов (часто пирокластолитов) в результате воздействия кислых сернокислых растворов. Для них характерны парагенезы с монокварцевыми, кварц-серицитовыми и кварц-пирофиллитовыми породами, тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения, наличие рассеянной алунит-андалузитовой минерализации. Нередко они слагают крупные массивы и имеют важное промышленное значение. Несмотря на их различия (петрографические, минералогические, технологические), эти породы объединены в самостоятельный тип по наиболее важному (в данном случае) признаку – групповому генетическому. В основном породы этого типа распространены в северной, центральной, отчасти в южной частях региона, связаны с мощными вулканогенно-осадочными формациями, в которых они слагают пласты и линзы мощностью до 50 и более метров и простиранием 1-3 *км*. Они могут быть использованы для производства грубой керамики, метлахских плиток, керамических труб, огнеупорных изделий; некоторые их разновидности могут служить сырьем для производства глинозема [6,11].

Глинистые породы перечисленных геолого-промышленных типов порой могут иметь общие характеристики (петрографо-минералогические, технологические и другие), однако по совокупности признаков они достаточно индивидуальны и выделение их в качестве самостоятельных типов не вызывает сомнения. Окончательные результаты систематизации представлены в виде сводной таблицы 1*).

---

*) Структурно-формационные зоны в таблице приводятся по К.Н.Паффенгольцу [10].

*Таблица 1*

Сводная таблица геолого-промышленной систематизации глинистых пород Армении

| Генетический тип | Возраст | Структурно-формационная зона | Формация | Геолого-промышленный тип | Петрографический тип | Минеральный тип | Тип сырья и области его использования |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Осадочный | Верхний девон-нижний карбон | Приараксинская | Карбонатно-терригенная | I | Глинистый сланец Аргиллит | Па-К; Пи-К; И-К; Па-К; И-К | Сырье для производства керамзита, цемента, огнеупорных изделий, наполнителей. Керамическая и цементная промышленность |
| Осадочный | Верхний триас Нижняя юра келловей. Средняя юра | Приараксинская Сомхето-Карабахская, Складчатая | Терригенная<br>Терригенная<br>Терригенная | II<br>II<br>II | Аргиллит Глинистый сланец Аргиллит | К-И, Х-И<br>К-И; И-Х<br>И-К; К-И | Сырье для производства керамзита, цемента, наполнителей. Цементная промышленность. |
| Вулканогенно-осадочный | Средняя юра | Сомхето-Карабахская | Терригенно-вулканогенная | II | Аргиллит | И-К | Сырье для производства керамзита, цемента, наполнителей. Цементная промышленность |
| Вулканогенно-осадочный | Верхний мел | Сомхето-Карабахская | Пирокласто-известняковая | VII | Бентонит | М | Природный сорбент. Нефтехимическая, пищевая и другие области. |
| Осадочный | Верхний мел Эоцен | Складчатая Складчатая и Приараксинская | Карбонато-терригенная, Граувакковая Флишоидная | III<br>III<br>III | Аргиллит<br>Аргиллит, глина<br>Аргиллит, глина | И-М<br>[И-М] Х-М;<br>М-Х; [М-И] | Сырье для производства грубой керамики, формовочных смесей, использования в гидротехнических сооружениях. Керамическое производство, строительство |
| Осадочный и вулканогенно- осадочный | Олигоцен-миоцен | Складчатая и Приараксинская | Шлировая и молассовая | IV | Глина | И-М; М-Х; Пл-М; Х-М; [Х-М] | Сырье для производства грубой керамики, катализаторов, солестойких жидкостей. Бурение, химическая промышленность |
| Древнеэлювиальный | Средний-верхний карбон | Приараксинская | Латеритная | V | Латеритная глина | И-К | Сырье для производства глинозема, пигментов, грубой керамики. Металлургия, керамическая и лакокрасочная промышленность |
| Озерный, аллювиально-пролювиальный, элювиальный | Плиоцен-антропоген | Сомхето-Карабахская, Складчатая, Приараксинская | Наземно-вулканогенная | VI | Глина, суглинок | И-М; Х-М; М-И; В-М | Сырье для производства грубой керамики, формовочных смесей, буровых растворов, использования в гидротехнических сооружениях. Бурение, керамическое производство, строительство. |
| Гидротермальный | Верхний мел | Сомхето-Карабахская | Вулканогенно-осадочная | VII | Бентонит | М | Природный сорбент. Нефтехимическая, пищевая и другие области |
| | Средний эоцен-миоцен | Сомхето-Карабахская, Складчатая | Вулканогенно-осадочная | VIII | Аргиллизит | Кв-К; С-К; Пи-К | Сырье для производства глинозема, кремнезема, огнеупорных изделий, метлахских плиток. Металлургия, керамическая промышленность |

Па-К – парагонит-каолинитовый. Пи-К – пирофиллит-каолинитовый. И-К – иллит- каолинитовый. С-К – серицит- каолинитовый. Кв-К – кварц- каолинитовый. Х-И – хлорит-иллитовый. М-Х– монтмориллонит-хлоритовый. И-Х – иллит-хлоритовый. М – монтмориллонитовый. Х-М – хлорит-монтмориллонитовый. [Х-М] – смешаннослойный хлорит-монтмориллонитовый. И-М– иллит монтмориллонитовый. [И-М] – смешаннослойный иллит-монтмориллонитовый. М-И – монтмориллонит-иллитовый. Пл-М – палыгорскит–монтмориллонитовый. В-М – вермикулит-монтмориллонитовый. [М-И] – смешаннослойный монтмориллонит-иллитовый.

## Заключение

Изучение глинистых пород как полезных ископаемых в масштабе крупных регионов предполагает их геолого-промышленную систематизацию, связанную нередко с методическими трудностями. Опыт подобной систематизации глинистого сырья более 200 месторождений Армении – разного возраста, состава руд и генетического типа – может оказаться полезным в связи с промышленной оценкой глинистых пород складчатых областей.

При систематизации глинистых пород Армении учитывались геологические, петрографо-минералогические, генетические и технологические критерии. Систематизация осуществлялась в два этапа: вначале глинистые породы были типизированы на основе генетических, возрастных, петрографических и технологических признаков, затем выделенные типы привязывались к конкретным формациям и структурно-формационным зонам, т.е. учитывались условия локализации и особенности распространения каждого типа. Опыт показал, что ни один из указанных признаков не является универсальным: аналогичные критерии в одних случаях могут оказаться определяющими, в других – второстепенными. В каждом конкретном случае целесообразно руководствоваться теми критериями, которые более других подчеркивают своеобразие объекта исследования. В соответствии с этим, среди глинистых пород Армении выделены восемь геолого-промышленных типов, различающихся вещественным составом, структурно-текстурными признаками, технологическими свойствами, возрастом, условиями образования, особенностями локализации и распространения, масштабом.

Отражающая окончательные результаты систематизации сводная таблица может стать основой для поискового прогнозирования и составления карты месторождений различных типов глинистого сырья в регионе.

Работа выполнена в рамках темы 96-109, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

## ՀՀ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-ԱՐԴՅՈՒՆԱԲԵՐԱԿԱՆ ՏԻՊԵՐԻ ՀԱՄԱԿԱՐԳՄԱՆ ՉԱՓԱՆԻՇՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՄԱՌՈՏ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

**Ի. Խ. Պետրոսով**

Ամփոփում

*ՀՀ կավային ապարները Համակարգելիս հաշվի են առնվել երկրաբանական, պետրոգրաֆիական, միներալաբանական, ծագումնաբանական և տեխնոլոգիական չափանիշները: Նրանցից ոչ մեկը համապարփակ չէ: Միանման չափանիշները մի դեպքում կարող են հանդիսանալ որոշիչ, այլ դեպքում երկրորդական բնույթի: Առաջարկվում է յուրաքանչյուր կոնկրետ դեպքում առաջնորդվել այն չափանիշներով, որոնք մյուսներից առավել են ընդգծում ուսումնասիրվող օբյեկտի ինքնատիպությունը:*

*Համապատասխան այս սկզբունքին, տարածքում առաջին անգամ անջատվում են կավային ապարների ութ երկրաբանա-արդյունաբերական տիպեր, բերվում են նրանց համառոտ նկարագիրը և տարածման յուրահատկությունները:*

*Կավային ապարների համակարգումը ներկայացվում է ամփոփիչ աղյուսակի տեսքով, որը կարող է հիմք հանդիսանալ որոնողական կանխատեսման և տարածքում կավային հումքի տարբեր տիպերի հանքավայրերի քարտեզի կազմման համար:*

# CLASSIFICATION CRITERIA AND BRIEF DESCRIPTION OF GEOLOGICAL-AND-INDUSTRIAL TYPES OF CLAY ROCKS OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

**I. Kh. Petrosov**

Abstract

The results of geological-and-industrial classification of clay rocks of the Republic of Armenia are presented. Geological, petrographical, mineralogical, genetic and technological criteria were taken into account. Eight geological-and-industrial types of clay rocks were distinguished in the region for the first time. Their brief descriptions and spreading specific features are given.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Авакян Г.С.** Бентонитовые глины. Геология Армянской ССР, т.VII. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с.483-496.
2. **Антипов П.А., Пилоян Г.А.**. Глины строительные. Геология Армянской ССР, т.VII. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с.90-134.
3. **Вартапетян Б.С.** Туманянское (Дсехское) месторождение огнеупоров в Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1962, т.XV, №2, с.64-76.
4. **Викулова М.Ф.** Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.–Л.: Госгеолиздат, 1957. 381 с.
5. **Грим Р.** Минералогия глин. М.: ИЛ, 1956. 454 с.
6. **Грим Р.** Минералогия и практическое использование глин. М.: Мир, 1967. 511 с.
7. **Коссовская А.Г.** О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. – Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып.221, с.35-53.
8. **Кужварт М.** Неметаллические полезные ископаемые. М.: Мир. 1986. 470 с.
9. **Милло Ж.** Геология глин. М.: Недра. 1968. 360 с.
10. **Паффенгольц К.Н.** Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд АН АрмССР, 1959. 505 с.
11. **Петров В.П.** Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984. 405 с.
12. **Петросов И.Х.** Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983. 322 с.
13. **Петросов И.Х., Цамерян П.П.** Вещественный состав и условия образования бентонитных глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971. 133 с.
14. Сырье глинистое. Классификация. М.: Изд. Государственного комитета стандартов СССР, 1975, с.1-7.
15. Сырье глинистое. Технические требования. Методы испытаний. М.: Изд. Государственного комитета СССР по делам строительства, 1985, с.1-14.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999*, LII, *№2-3, 50-58*

# ХАРАКТЕР ОРУДЕНЕНИЯ, ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ГЕОХИМИИ РУД ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОТК И МЕГРАДЗОР

© 1999 г. Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 24.07.98.*

По условиям образования, минеральным парагенезисам и геохимическим особенностям руд месторождения Сотк и Меградзор принадлежат кварц-золото-сульфидно-теллуридовой формации. В их рудах установлены кварц-карбонатный, кварц-пирит-золото-арсенопиритовый, кварц-карбонат-золото-полисульфидный (полиметаллический), кварц-карбонат-золото-теллуридовый, кварц-карбонат-антимонитовый (золотосодержащий), кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовый парагенезисы (Сотк) и кварцевый, кварц-пирит-халькопиритовый (золотосодержащий), кварц-карбонат-полиметаллический (золотоносный), кварц-карбонат-золото-теллуридовый (Меградзор). Руды обоих месторождений характеризуются сложным минеральным составом и геохимией. Значительная часть элементов представлена собственными минералами, другая часть – в качестве изоморфной примеси в главных минералах руд и метасоматитов

Соткское и Меградзорское месторождения принадлежат золото-сульфидно-теллуридовой формации. В месторождениях этой формации рудообразование происходило в результате нескольких стадий минерализации [4,5]. Парагенезисы минералов, образованные в различных стадиях рудного процесса, в основном совмещаются друг с другом. Однако, с глубиной возрастает роль золото-сульфидных руд.

Отложение минерального вещества из коллоидных и нормальных ионнодисперсных растворов в открытых трещинах и зонах дробления пород обусловило разнообразное строение рудных тел и структурно-текстурные особенности руд. Весьма сложен также минеральный состав руд. В нем, кроме обычных сульфидов, участвуют многие теллуриды золота, серебра, свинца, никеля, ртути, висмута, меди, сульфосоли серебра, меди, висмута, свинца, сурьмы, арсениды, карбонаты, окислы и другие минералы [1-5].

Несмотря на телескопированность разновозрастных парагенезисов, на месторождениях наблюдается зональная последовательность рудоотложения.

Сульфидные ассоциации преимущественно развиты на нижних горизонтах, а золото-теллуридовые и сульфосолевые – на верхних. На Меградзорском месторождении на глубине проявляется скарновое оруденение гранат-магнетитовых руд. На скарны наложены золото-сульфидные ассоциации минералов. Кроме того, здесь редко проявлена медно-молибденовая минерализация, которая хорошо развита на Анкаванском месторождении. Видимо, здесь проявлены различные этапы оруденения [6]. Своеобразие и сложность вещественного состава Соткского месторождения обусловлены продолжительностью и многостадийностью рудного процесса, генетической связью рудообразующих растворов со средними-кислыми породами и пространственным расположением руд в породах основной и ультраосновной формаций, откуда заимствована часть рудных элементов [4].

Главнейшими формами рудных тел этой формации являются жилы,

линзы, столбы, гнезда, карманы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. В них рудная минерализация имеет весьма неравномерное распределение. По содержанию сульфидов руды описанных месторождений являются умеренно-сульфидными. Минеральный состав руд характеризуется большим разнообразием. В составе различных минеральных типов руд установлены самородные элементы, сульфиды, арсениды, теллуриды, сульфосоли, окислы и гидроокислы, сульфиты и сульфаты, теллуриты и теллураты, силикаты, карбонаты, которые составляют самые различные парагенезисы. Среди рудных минералов широким развитием пользуются пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, самородное золото, марказит, галенит, антимонит, теннантит, тетраэдрит, теллуровисмутит, алтаит, калаверит, сильванит, мелонит, гессит, петцит, буланжерит, бурнонит и другие. Из жильных минералов преобладают кварц и кальцит, значительную роль играют арагонит, анкерит, доломит, манганокальцит, родохрозит, магнезит, сидерит, более редки родонит и барит, а в измененных породах, вмещающих оруденение, обычны хлорит, серицит, тальк, каолинит, диккит, эпидот и другие.

Из вторичных минералов встречаются окислы и гидроокислы железа, карбонаты, сульфаты, окислы меди, мышьяка, сурьмы, висмута, теллура и других элементов [2,4,5].

Руды месторождений имеют сложную геохимическую характеристику. В зависимости от конкретных физико-химических условий рудообразования, в каждой отдельной стадии наблюдается определенный набор элементов. Главными элементами руд являются: Fe, Cu, Zn, As, Pb, Sb, Au, Ag, Bi, Te, Se, Cd, Ni, Co, Mn, Si, Mg, Ca, S, мало характерны Mo, Hg, Sn, Ga, Ge, In, Tl. Кроме главных рудообразующих элементов (Fe, Cu, Zn, As, Sb, Pb и др.), наибольшую ценность представляют золото, серебро, висмут, теллур, селен, кадмий.

Ниже вкратце остановимся на характере проявления в рудах наиболее ценных цветных, благородных и редких элементов.

*Медь* является одним из главных цветных элементов руд. Она проявляется во многих стадиях минерализации, однако, повышенные ее концентрации отмечаются в пирит-арсенопиритовых (0,20%), пирит-халькопиритовых (0,35%) и полиметаллических (0,61-1,74%) рудах. Основная форма нахождения меди в рудах минеральная. При этом во всех минеральных типах преобладает халькопирит. Кроме того, установлены теннантит, тетраэдрит, энаргит, ковеллин, халькозин, борнит, эмплектит, виттихенит и другие вторичные минералы. Кроме собственных минералов, медь в рудах проявляется также в виде изморфной примеси в других сульфидах (в %): в пирите – 0,15-0,54, сфалерите – 0,2-2,1, галените – 0,19-0,8, теллуридах – 0,002-0,3. С медными концентратами связана значительная часть запасов селена, теллура, висмута, золота, серебра, индия, кадмия.

*Свинец* является менее распространенным элементом, чем медь и цинк. Повышенные концентрации свинца связаны с полиметалличесскими типами руд (0,21-2,47%), за ними следуют золото-теллуридовые (0,015-0,49%), пирит-арсенопиритовые (0,12%) и пирит-халькопиритовые (0,064%). В качестве примеси свинец определен в блеклых рудах (6,5%), сфалерите (0,67-2,6%), халькопирите (0,06-0,38%), антимоните (0,18%), арсенопирите (0,12%), теллуридах (0,01-0,03%) и других минералах. Основными носителями свинца являются собственные минералы – галенит, алтаит, нагиагит, бурнонит, буланжерит. Свинцовые минералы и концентраты интересны тем, что с ними связаны значительные концентрации серебра, золота, висмута, теллура, селена, от-

части кадмия, индия и др. элементов.

*Цинк* – один из главных элементов руд. Он проявляется во всех минеральных парагенезисах рудогенных элементов, однако высокие его концентрации связаны с золото-полиметаллическими (1,17-2,88%) и золото-пирит-арсенопирит-сфалеритовыми (3,1%) (Сотк) рудами. Значительные концентрации цинка определены в галените (0,95-2,31%), халькопирите (0,53-1,2%), блеклой руде (3,0%), пирите (0,32-0,39%), арсенопирите (0,13%) и других минералах. Главная масса цинка в рудах находится в виде различных генераций сфалерита. Со сфалеритом и сфалеритовыми концентратами связаны значительные концентрации кадмия, индия, галлия, германия, олова, золота, серебра, селена, теллура и нередко висмута.

*Никель и кобальт* являются нехарактерными элементами описанных месторождений. Однако, в связи с тем, что Соткское месторождение расположено в основных и ультраосновных породах, в процессе гидротермального рудообразования из них значительная часть никеля, возможно, и кобальта вынесена и переотложена в виде собственных минералов – никелина, хлоантита, ваэсита, гарниерита, мелонита, кобальтина, смальтина, линнеита, эритрина. В связи с этим в рудах Соткского месторождения концентрация никеля преобладает над концентрацией кобальта, а на Меградзорском месторождении, наоборот, кобальта больше, чем никеля.

В пирит-арсенопиритовых рудах (Сотк) содержится (в %): Ni – 0,038, Co – 0,016; полиметаллических – Ni – 0,038, Co – 0,012; золото-теллуридовых – Ni – 0,51, Co – 0,0065; антимонитовых – Ni – 0,006, Co – 0,003. В пирит-халькопиритовых рудах Меградзора содержание никеля и кобальта соответственно составляет (в %): 0,0023, 0,012, полиметаллических – 0,0001, 0,0045, золото-теллуридовых – 0,0031, 0,0037. Здесь, в основном, концентрация никеля и кобальта связана с главными сульфидами (от 0,001 до 0,013% Ni и 0,001-0,027% Co), где они находятся в виде изоморфной примеси.

*Магний* является характерным элементом жильных и породообразующих минералов. Высокие (10 и более процентов) и повышенные концентрации магния определены в рудах и породах Соткского месторождения. В рудах Меградзорского месторождения его содержание составляет 0,3-3%. Собственными жильными минералами магния на описанных месторождениях являются магнезит, родохрозит, доломит, анкерит. Значительные концентрации магния отмечены в метасоматитах, где он представлен собственными минералами и в качестве примеси в других.

*Сурьма* – характерный элемент руд. Довольно большие концентрации ее приурочены к рудам антимонитовой стадии минерализации. В других минеральных типах руд она находится в виде изоморфной примеси в главных сульфидах, или же образует сложные сульфосоли с медью, свинцом, мышьяком. В зависимости от концентрации сурьмы и сопутствующих элементов (Cu, Pb, As, Fe, Te и других), физико-химических условий минералообразования сурьма выделяется в одном случае в виде тетраэдрита, буланжерита, бурнонита, бертьерита, в другом – антимонита.

В условиях зоны окисления она представлена сервантитом, валентинитом, сенармонтитом, кермезитом и другими гипергенными минералами.

Характер распределения сурьмы в рудах, концентратах и минералах определяется формой ее нахождения. В антимонитовых рудах содержание сурьмы составляет 5-10, в полиметаллических – 0,19-0,23,

пирит-арсенопиритовых – 0,11, пирит-халькопиритовых – 0,011, золото-теллуридовых – 0,015-0,03 процента. В главных минералах руд (пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит) содержание сурьмы составляет от 0,01 до 0,32 процента, в других минералах – 0,01-0,03%. Для Соткского месторождения сурьма представляет практический интерес и может извлекаться при комплексной переработке руд. Следует отметить, что значительные концентрации золота и серебра связаны также с сурьмасодержащими рудами и минералами.

*Мышьяк* является одним из главных элементов руд, особенно для Соткского месторождения, где он образует довольно крупные золотоносные арсенопиритовые жилы совместно со сфалеритом и пиритом. Кроме арсенопирита он представлен также леллингитом, арсенидами никеля, кобальта и железа, сульфосолями меди, сурьмы (реальгар, аурипигмент, кобальтин, герсдорфит, хлоантит, никелин, блеклые руды и др.).

Высокие концентрации мышьяка (до 10 и более процентов) образуются в арсенопиритовых рудах, за ними следуют полиметаллические (0,31-0,47%), золото-теллуридовые (0,15-0,19%), пирит-халькопиритовые – 0,032%.

В главных сульфидах (кроме собственных минералов) содержание мышьяка составляет от 0,14 до 4,28%. В зоне окисления мышьяк проявляется в виде пятивалентного катиона (скородит, аннабергит).

Следует отметить, что повышенные концентрации мышьяка обычно сопровождаются повышенными содержаниями золота, серебра, висмута, селена и теллура. Арсенопиритовые парагенезисы минералов содержат промышленные концентрации золота и серебра. Видимо, значительна геохимическая роль мышьяка в переносе гидротермальными растворами золота и серебра и в их осаждении.

*Ртуть* является малохарактерным элементом в рудах описанных месторождений. Однако, при низком ее содержании она в золото-теллуридовых рудах проявляется в виде собственного теллурида – колорадоита. Редко встречается в виде киновари. Повышенные концентрации ее отмечены в золото-теллуридовых рудах (до 130 *г/т*). В полиметаллических рудах содержится от 10 до 36 *г/т* ртути. В сульфосолях содержится до 100 *г/т*, в сульфидах – от одного до 7 *г/т*. По низкому содержанию ртути руды описанных месторождений практического интереса не представляют.

*Олово* – для руд Соткского и Меградзорского месторождений является малохарактерным элементом. Олово представлено станнином и колуситом в рудах Соткского месторождения и в форме изморфной примеси в рудах Меградзорского месторождения. Очень редко олово в количестве от 3 до 30 *г/т* установлено в рудовмещающих породах и метасоматитах, где оно, по-видимому, находится в виде акцессорного касситерита или изоморфного компонента в силикатах. В различных типах руд содержание олова варьирует в пределах от 3 до 15 *г/т*. В минералах содержание олова составляет от одного до 150 *г/т*. Повышенные концентрации олова отмечаются в сфалерите и галените, которые тесно срастаются со станнином. В сфалерите высокие концентрации олова сопровождаются повышенными концентрациями Cd, Hg, Pb, Ga, Ge, Sb, которые близки с оловом атомными и ионными радиусами и взаимно изоморфно замещают друг друга.

*Висмут* – один из ценных компонентов руд изученных месторождений, где он представлен как собственными минералами (висмутином, тетрадимитом, теллуровисмутитом, сам.висмутом, висмутитом и др.), так и в качестве изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях.

Висмут установлен почти во всех минеральных типах руд. Близкие черты геохимического поведения висмута привели к сонахождению его совместно с золотом, серебром, сурьмой, мышьяком, теллуром, свинцом, цинком, медью и другими халькофильными элементами. Поэтому обычно наблюдается положительная корреляционная зависимость между перечисленными элементами.

Самые высокие концентрации висмута (до 8800 *г/т*) установлены в золото-теллуридовых рудах Меградзорского месторождения. Она обычно в этих рудах высока. Повышенные концентрации (0,005-0,008%) висмута установлены в полиметаллических и арсенопиритовых рудах. Она низка в антимонитовых (0,0017%) и пирит-халькопиритовых (0,0022%) рудах. Довольно высокие концентрации висмута связаны с сульфидами и сульфосолями (от 0,0046 до 0,5%). Содержание висмута повышается в средних стадиях рудного процесса. Основными носителями висмута являются висмутовые минералы, а при отсутствии их он в основном концентрируется в блеклых рудах, галените, халькопирите, сульфосолях Pb, As, Sb и еще меньше в других сульфидах в виде изоморфной примеси. В подсчитанных запасах руд концентрация висмута принималась 45-60 *г/т*. Висмут по высокому содержанию имеет практическое значение.

*Молибден* – нехарактерный элемент для руд описываемых месторождений. Однако, следует отметить, что в рудном поле Меградзорского месторождения проявляется прожилково-вкрапленная минерализация молибдена, что мы связываем с другим, более ранним этапом гидротермального оруденения, который характерен для Памбак-Зангезурской зоны и хорошо представлен на Анкаванском месторождении. В рудах Соткского и Меградзорского месторождений молибден встречается редко и обычно в незначительных концентрациях.

*Титан и ванадий*. В породах и рудовмещающих метасоматитах содержится больше титана и ванадия, чем в рудах, сульфидных концентратах и мономинеральных сульфидах, поэтому наличие этих металлов связываем с акцессорными их минералами. Однако следует отметить, что ванадий участвует также в составе редкого минерала – колусита – сложного медно-мышьяково-оловянного сульфида. Титан представлен в форме рутила, сфена, ильменита и титанистого магнетита.

*Золото* является наиболее ценным компонентом руд, чем и обусловлена принадлежность месторождений золоторудной формации. Оно установлено почти во всех минеральных типах, но в различных концентрациях. Наиболее продуктивными являются пирит-арсенопиритовые, золото-теллуридовые, полисульфидные (полиметаллические), пирит-халькопиритовые парагенезисы минералов. В рудах золото находится в виде самородных частиц различных размеров и теллуридов. Возможно незначительная его часть в виде изоморфной примеси находится в минералах серебра и сложных сульфосолях. Наиболее четко проявляется сродство золота с Ag, Te, Bi, Hg, Pb, Cu, As, Ni, Fe, Sb. В отложении золота из растворов главную роль играли структурные условия локализации, осаждающие свойства минералов, их количественное проявление, электрохимические свойства, химизм и характер растворов, концентрация золота в растворах и их окислительно-восстановительный потенциал.

В зависимости от этих условий главные минералы руд отличаются друг от друга по содержанию золота. Повышенные концентрации золота характерны для теллуридов, блеклых руд, галенита, арсенопирита, халькопирита, пирита, сфалерита, пирротина, диарсенидов Ni и Co (от 30 до 10 и более *кг/т*).

В зависимости от многих факторов характер распределения золота по типам руд и рудным телам различен. Различно и золото-серебряное отношение (от 1:4,7 до 1,4:1). Богаты золотом те минеральные типы руд, в сложении которых участвуют много минералов – сульфидов, теллуридов, сульфосолей.

*Серебро* является вторым ценным компонентом руд. Содержание и запасы серебра больше золота в 2-5 раз. Несколько отличные черты поведения золота и серебра в гидротермальных растворах в некоторой степени разобщают их при процессах минералообразования. Если основная форма нахождения золота является минеральной, то для серебра решающее значение имеет также изоморфная. Оно кроме теллуридов (гессит, сильванит и др.) образует различные сульфосоли с Pb, Bi, Sb, Cu, As. Серебро в виде изоморфной примеси проявляется также в самородном золоте (до 20%). Особенно богаты серебром блеклые руды, галенит, петцит, сильванит, айкинит, пильзенит, буланжерит, бурнонит и др. (от 30 *г/т* до 10 и более *кг/т*).

По высокому содержанию серебра отличаются золото-теллуридовые, золото-полисульфидные (полиметаллические), золото-пирит-арсенопиритовые и золотоносные пирит-халькопиритовые типы руд (от 40 *г/т* до 10 и более *кг/т*). В промышленных рудах содержание серебра в среднем составляет 15-20 *г/т*.

*Селен* – один из распространенных редких элементов, но характеризуется низкими концентрациями. В силу сродства и близких химических и кристаллохимических свойств селена, серы, теллура и мышьяка селен концентрируется в сульфидах, арсенидах и теллуридах в виде изоморфной примеси. Характер распределения селена зависит от распространенности его минералов-концентратов, которыми обычно являются пирит, халькопирит, галенит, висмутин, блеклые руды, арсенопирит, теллуриды и другие сульфиды и сульфосоли.

Среди различных минеральных типов руд повышенной концентрацией селена характеризуются золото-теллуридовые руды Меградзора и Сотка (56 и 46 *г/т*). За ними следуют пирит-арсенопиритовые (35 *г/т*) и полиметаллические (18 и 27 *г/т*). Пирит-халькопиритовые и антимонитовые типы руд характеризуются низкими содержаниями селена (6-7 *г/т*).

В главных сульфидах среднее содержание селена составляет: в галените – 160,0 *г/т*, пирротине – 50,0 *г/т*, халькопирите – 42,0 *г/т*, арсенопирите – 25,0 *г/т*, пирите – 23,3 *г/т*, марказите – 18 *г/т*, сфалерите – от 10,0 до 22,0 *г/т*, теллуридах – от 500,0 до 1800 *г/т*, блеклой руде – 100,0 *г/т*. Повышенными содержаниями селена характеризуются сульфосоли Bi, Ag, Sb, As, где наличие отмеченных элементов облегчает изоморфное замещение серы селеном и теллуром.

*Теллур* – один из важных элементов руд. Основной формой нахождения теллура в рудах является минеральная с подчиненной ролью изоморфной. В рудах установлены теллуриды висмута – тетрадимит, теллуровисмутит, пильзенит, свинца – алтаит, нагиагит, серебра – сильванит, гессит, эмпрессит, золота – калаверит, креннерит, сильванит, петцит, гессит, никеля – мелонит, ртути – колорадоит. Они в основном образуют с золотом самостоятельный парагенезис. Некоторые из них обнаружены и в других парагенезисах (сильванит, алтаит, теллуровисмутит, тетрадимит, гессит).

Высокие концентрации теллура приурочены к золото-теллуридовым рудам (от 2100,0 до 7800,0 *г/т*), за ними следуют арсенопиритовые (380,0 *г/т*), полисульфидные (полиметаллические) – от 90,0 до

200,0 *г/т*. Пирит-халькопиритовые и антимонитовые руды содержат небольшие концентрации теллура – 24,0-31,0 *г/т*.

Главные минералы руд по возрастающему порядку содержания теллура располагаются в такой ряд: антимонит (20,0 *г/т*), марказит (21,0 *г/т*), пирротин (47,0 *г/т*), сфалерит (65,2 *г/т*), арсенопирит (91,2 *г/т*), пирит (187,5 *г/т*), халькопирит (840,0 *г/т*), галенит (2840,0 *г/т*), блеклая руда (3100,0 *г/т*), теллуриды (более 10%). В сульфидах некоторая часть теллура связана с механическими включениями теллуридов.

*Кадмий* является постоянной примесью руд, особенно тех, где больше сфалерита, галенита, халькопирита и блеклых руд. Установлено, что в сфалеритах его содержание составляет до 3%. Основная масса кадмия приурочена к пирит-арсенопиритовым (340,0 *г/т*) и полиметаллическим (470,0 *г/т*) рудам, где одним из главных минералов является сфалерит. В остальных минеральных типах содержание кадмия варьирует в пределах от 10,0 до 15,0 *г/т*.

В главных минералах руд по спектральным анализам кадмий распределен следующим образом: в блеклых рудах 5016 *г/т*, сфалерите – 11050 *г/т*, галените – 450 *г/т*, халькопирите – 320 *г/т*, алтаите – 100 *г/т*, арсенопирите – 60 *г/т*, пирите – 20 *г/т*, антимоните – 13 *г/т*.

Следует отметить, что при наличии в рудах сфалерита кадмий концентрируется в нем, в противном случае он образует повышенные концентрации в галените, бл.руде, халькопирите, где $Zn^{2+}$, $Pb^{2+}$ и $Cu^{2+}$ замещаются $Cd^{2+}$.

Распределение кадмия в рудах неравномерное, в зависимости от распространения его концентраторов и носителей.

*Индий* является второстепенной примесью в рудах. По химическим и спектральным анализам, от 2,2 до 10 *г/т* индия установлено в полиметаллических рудах. При этом повышенные концентрации его связаны со сфалеритом (до 70,0 *г/т*). Следует отметить, что почти всегда высокие концентрации индия сопровождаются повышенным содержанием олова. Содержание индия в других минералах варьирует от 0,2 до 24 *г/т*. Индий в описанных рудах представлен в виде изоморфной примеси, больше всего он изоморфно входит в решетку сфалерита, галенита, халькопирита и сульфосолей свинца, цинка, олова и сурьмы.

*Галлий и германий* являются малохарактерными элементами руд. Основная масса этих элементов и особенно галлия связана с породообразующими силикатами. В главных сульфидах содержится от 10,0 до 43,0 *г/т* галлия и от 0,2 до 25,0 *г/т* германия. Основными минералами-концентраторами германия являются сфалерит, энаргит, борнит, блеклые руды, где $Ge^{4+}$ и $Ge^{2+}$ участвуют в изовалентных и гетеровалентных замещениях катионов $Zn^{2+}$, $As^{2+}$, $Fe^{2+}$, $As^{5+}$. Эти элементы интереса не представляют.

*Таллий* – нехарактерный элемент в рудах описанных месторождений. Таллий установлен в полисульфидных рудах Соткского месторождения. В зелигманите из этих руд содержится от 10 до 30 *г/т* таллия. В редких пробах концентраторов устанавливается от 300 до 1000 *г/т* таллия. Возможно, таллий участвует и в калийсодержащих метасоматитах, изоморфно замещая калий.

Халькофильные свойства таллия приводят к концентрации его в сфалеритах, галенитах, халькопиритах, сульфосолях Pb, Sb, As и Cu, где $Tl^{+}$ участвует в гетеровалентных замещаниях $Zn^{2+}$, $Pb^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Sb^{3+}$, $As^{3+}$ совместно с $Ag^{+}$, $Cu^{2+}$, $Bi^{3+}$, $Hg^{2+}$, $Sn^{4+}$, $Cd^{2+}$, что подтверждается положительной корреляционной связью перечисленных

выше элементов в отмеченных минералах.

В заключение следует отметить, что рудный процесс в описанных месторождениях имел многостадийный и сложный характер, а руды характеризуются сложным минеральным составом и геохимией. Многие цветные (Cu, Pb, Zn и др.), благородные (Au, Ag) и редкие (Se, Te, Bi, Cd и др.) элементы характеризуются повышенными и высокими концентрациями и могут извлекаться при применении рациональных технологических схем обработки руд. Значительная часть этих элементов представлена собственными минералами, другая часть – в качестве изоморфной примеси в сульфидах, теллуридах, сульфосолях и других минералах. Распределение цветных, редких и благородных элементов неравномерное как по минеральным типам руд, так и по рудным телам. Руды имеют комплексное значение по содержанию цветных, благородных и редких элементов.

Работа выполнена в рамках темы 96-108, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

## ՍՈՏՔ ԵՎ ՄԵՂՐԱՁՈՐ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԿԱԶՄԻ ՈՒ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՅԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԸ

Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալթունյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Սոտք և Մեղրաձոր հանքավայրերը պատկանում են ոսկի-սուլֆիդ-տելուրիդային ֆորմացիոն տիպին: Նրանցում միներալային և երկրաքիմիական առանձնահատկություններով պայմանավորված առանձնացվում են սուլֆիդների և տելուրիդների մի շարք պարագենեզիսներ, որոնք հանդիսանում են հանքայնացման տարբեր փուլերի արդյունք: Այս հանքավայրերի հանքանյութերը բնորոշ են գունավոր, ազնիվ և հազվագյուտ տարրերի բարձր պարունակություններով և ունեն համալիր նշանակություն:*

*Արդյունաբերական կորզման համար կարևոր են պղինձը, կապարը, ցինկը, ոսկին, արծաթը, վիսմուտը, տելուրը, սելենը, կադմիումը, ինդիումը և այլ տարրեր: Նշված էլեմենտները հանքանյութերում գտնվում են ինչպես սեփական միներալների, այնպես էլ իզոմորֆ խառնուրդի ձևով: Հանքանյութերի միներալային կազմի ու երկրաքիմիական առանձնահատկությունների բարդությունը պայմանավորված է հանքավայրերի գենեզիսի յուրահատկություններով՝ Մեղրաձորում հանքայնացման տարբեր էտապների վերադրումով, իսկ Սոտքում հանքայնացման միջին կազմի մագմատիզմի հետ ունեցած կապով և նրա տեղաբաշխմամբ ուլտրահիմքային ու հիմքային ապարների մեջ, որոնց բնորոշ որոշ էլեմենտներ վերանստեցվել են հանքամարմիններում բարդացնելով նրանց կազմը:*

## MINERALIZATION CHARACTER, PECULIARITIES OF MINERAL COMPOSITION AND GEOCHEMISTRY OF THE SOTK AND MEGRADZOR GOLD DEPOSITS' ORES

Sh. H. Amiryan, M. S. Azizbekyan, and A. Z. Altounyan

A b s t r a c t

According to the formation conditions, mineral parageneses and geochemical properties the ores of the Sotk and Meghadzor deposits are of quartz-sulphide-telluridic formation. There are found quartz-carbonate, quartz-pyrite-gold-arsenic pyritic, quartz-pyrite-gold-polysulphidic (complex one), quartz-carbonate-gold-telluride, quartz-

carbonate-antimonate (gold-bearing), and quartz-carbonate-realgar-arsenic-auripigmentic parageneses (the Sotk deposit) and quartz, quartz-pyritic-chalkopyritic (ore-bearing), quartz-carbonate-complex ore (gold-bearing), quartz-carbonate-gold-telluride ones (the Megradzor deposit). The ores from the both deposits are characterized by complex mineral composition and geochemistry. A significant part of elements are represented by their own minerals, the others – as isomorfic impurities in principal minerals of ores and metasomatites.

## ЛИТЕРАТУРА


1. **Амирян Ш.О.** О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. – Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1960, т.XIII, №3-4, с.47-56.
2. **Амирян Ш.О., Карапетян А.И.** Минералого-геохимическая характеристика руд Мегрaдзорского золоторудного месторождения. – Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1964, т.XVIII, №2, с.37-48.
3. **Амирян Ш.О.** Геохимическая характеристика руд Зодского золоторудного месторождения. – Зап. Арм. отд. ВМО, 1972, вып.5, с.138-155.
4. **Амирян Ш.О.** Минералого-геохимическая характеристика руд Зодского золоторудного месторождения. – В кн.: Ш.О.Амирян, А.С.Фарамазян. Минералогия и геохимия рудных месторождений АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 250 с.
5. **Амирян Ш.О.** Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 303 с.
6. **Амирян Ш.О.** Об этапах и стадиях минерализации, парагенезисах, ассоциациях и генерациях минералов (на примере рудных месторождений Республики Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, I.II, №1, с.7-12.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 59-68*

# К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТУХМАНУКСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**© 2000 г. М.С.Акопян, Ш.В.Хачатрян, Р.Л.Мелконян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 2.10.2000.*

На основании геологических и изотопно-кислородных данных рассмотрены некоторые вопросы генезиса Тухманукского месторождения. Установлено, что в процессе становления месторождения функционировали гидротермальные системы двух типов – направленно движущихся растворов (отложение кварц-полевошпатовой, кварцевой, кварц-халькопиритовой парагенетических ассоциаций) и конвективно-циркуляционная система (отложение ассоциаций от кварц-пиритовой до кварц-карбонатной). Ранние безрудные ассоциации отлагались из магматогенных растворов, а все последующие ассоциации – из смеси магматогенных растворов и метеорной воды, играющей роль геохимического барьера. Интрузивные, даечные и субвулканические образования, обнажающиеся в районе месторождения, по ряду причин не могли являться источником рудоносных растворов Тухманукского месторождения. Источником гидротермальных растворов могло быть не обнажающееся на поверхности гипабиссальное тело гранит-гранодиоритового состава. Формирование месторождения происходило в континентальных условиях, в позднеэоценовое-доплиоценовое время.

Тухманукское месторождение было выявлено в 1977г. сотрудниками Управления геологии республики в процессе проведения геолого-поисковых исследований в Арагацком районе. В результате дальнейших поисково-оценочных работ были установлены основные особенности геологического строения месторождения, структурные условия локализации оруденения, морфология рудных тел и др. Изучение минералого-геохимических особенностей руд позволило выделить парагенетические ассоциации минералов – пирит-халькопиритовую, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовую, золото-арсенопиритовую, антимонит-буланжеритовую, соответствующие, по мнению авторов, аналогичным стадиям минерализации [3]. Исходя из состава, структурно-текстурных и геохимических особенностей руд, месторождение было отнесено к золото-полиметаллической формации, сформированной на средних-малых глубинах при средних-низких температурах [3]. Что касается генезиса месторождений, то отмеченные авторы связывают его, как и месторождения других формационных типов этого района – железорудные, медные, молибденовые, полиметаллические, редкометальные с гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами олигоцен-нижнемиоценового возраста. Следует однако отметить, что в пределах месторождения гранитоидные образования указанного возраста до настоящего времени не обнаружены.

Резюмируя вышеизложенное, нетрудно заметить, что ряд вопросов генетического порядка, в частности, о связи оруденения с конкретным магматическим комплексом, механизме формирования месторождения, об источнике воды гидротермальных растворов, типе гидротермальной системы и др. остаются не выясненными.

Целью настоящей работы является освещение указанных вопросов на основании результатов геологических и геохимических (изотопно-

кислородных) исследований.

### Краткая геологическая характеристика месторождения

Тухманукское месторождение находится в пределах СЗ части Цахкунк-Зангезурской структурно-металлогенической зоны в 2.5-3 *км* к ВЮВ от с.Меликгюх. В его геологическом строении участвуют породы широкого возрастного интервала – от верхнего протерозоя до четвертичного периода.

Верхнепротерозойские образования представлены аподиабазовыми и апогаббровыми амфиболитами и секущими их трондъемитами и гранитогнейсами, слагающими северную и северо-восточную части рудного поля. Наиболее широким развитием пользуются юрские вулканиты апаранской серии – спилиты, вариолиты, диабазы лусагюхской свиты, туфотурбидиты тухманукской свиты, вулканогенные (лавы, лавобрекчии базальтов, базальтовых андезитов и др.), вулканогенно-обломочные образования мирак-менсарской свиты, общая мощность которых доходит до 6 *км* [1]. Различные части указанного разреза секутся раннемеловым Миракским тоналитовым интрузивом, а также дайками и неправильной формы телами субвулканической фации, представленными диорит-порфиритами, спессартитами, гранодиорит-порфирами, риолитовыми порфирами (кварцевые порфиры). Верхняя возрастная граница указанных пород прямыми геологическими взаимоотношениями не определяется, однако наблюдается пересечение риолитовых порфиров дайками гранодиорит-порфиров. Согласно результатам K-Ar датировки изотопный возраст риолитовых порфиров, по данным В.А.Агамаляна, составляет 93.5±1.9 *Ма*, а гранодиорит-порфиров – 87.5±2.4 *Ма*. Нередко наблюдается ассоциированность оруденения с указанными дайками, причем во всех случаях последние являются дорудными образованиями. Гранитоидные образования более молодого возраста в районе месторождения к настоящему времени не обнаружены.

В северной части рудного поля, севернее и восточнее с.Сипан, верхнепротерозойские и юрские образования трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются фаунистически датированными верхнемеловыми осадочными отложениями (мощность – 200 *м*), представленными полимиктовыми конгломератами (в.коньяк), известняками и известковыми песчаниками (сантон-маастрихт).

Наиболее молодые образования – плиоценовые вулканиты кислого состава, а также четвертичные аллювиально-делювиальные отложения обнажаются соответственно в районе массива г.Дамлик и Миракского интрузива. Рудовмещающими породами являются главным образом юрские вулканиты и тоналиты Миракского интрузива, которые подвергнуты гидротермальным изменениям (березитизация, аргиллизация и др.) различной интенсивности. Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами и прожилками, оруденелыми зонами. Мощность отдельных жил доходит до 1.8 *м*. Зоны гидротермально измененных пород приурочены в основном к Анкаван-Меликгюхскому и Миракскому разломам и оперяющим их структурам более низкого порядка, преимущественно северо-восточного простирания. Мощность зон колеблется от первых метров до 100-150 *м*. Протяженность их находится обычно в пределах первых сотен метров. Наблюдается определенная связь между мощностью зон и глубиной эрозионного среза. Сверху вниз мощность зон увеличивается. В том же направлении, по данным В.А.Агамаляна, происходит смена фаций метасоматитов и состава парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее высокие части зон, где они затухают, представлены кварц-халцедоновой ассоциацией в ви-

де общего окремнения. Ниже они сменяются кварц-халцедоновыми жилами, в которых постепенно увеличивается содержание анкерита вплоть до чисто анкеритовых разностей, в свою очередь сменяющихся кварц-анкеритовыми жилами. На этом уровне уже появляется вкрапленность пирита, реже – полиметаллов. Собственно продуктивный срез рудных зон располагается ниже и представлен анкерит-кварцевыми жилами с богатым сульфидным оруденением и вкрапленностью самородного золота.

Минералогическое исследование руд (Ш.В.Хачатрян) позволило уточнить ранее выделенный ряд парагенетических ассоциаций [3], который нами представляется в следующем виде: кварц-полевошпатовая, кварцевая (безрудная), кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-золото-полиметаллическая, кварц-пирит-золото-арсенопиритовая, кварц-антимонит-буланжеритовая, кварц-карбонатная.

## Обсуждение результатов изотопно-кислородных исследований

Изотопно-кислородным исследованиям подвергнуты кварцы различных парагенетических ассоциаций, определены температуры их кристаллизации (гомогенизация газово-жидких включений), рассчитаны значения $\delta^{18}O$ воды рудообразующих растворов и равновесные с растворами значения $\delta^{18}O$ рудовмещающих пород (табл.1). Изотопные данные представлены в значениях $\delta^{18}O$ относительно стандарта SMOW в промиллях; погрешность изотопного анализа составляет $\pm 0.1‰$.

Известно, что изотопный состав кислорода гидротермальных кварцев, как и любого другого кислородсодержащего минерала, зависит от двух величин: от температуры их кристаллизации и изотопного состава воды растворов. Изотопные составы вод рассчитаны по экспериментально установленной зависимости фракционирования от температуры в системе кварц-вода [6]. Поскольку вода является основным компонентом рудообразующих растворов, то обычно эволюцию гидротермального процесса рассматривают по вариациям изотопного состава воды. При становлении гидротермальных рудных месторождений, по мере понижения температуры процесса рудообразования, наблюдается облегчение изотопного состава кислорода воды растворов. Это обычно объясняется изотопным обменом между растворами и рудовмещающими породами. Однако, часто аналогичный эффект возникает также в результате смешения с магматогенными растворами поверхностных вод, и поэтому для однозначной интерпретации облегчения изотопного состава воды растворов необходимы дополнительные критерии. Эта проблема нами была решена при исследовании Каджаранского медно-молибденового месторождения сопоставлением значений $\delta^{18}O$ воды рудоносных растворов и гидротермально-измененных пород [2]. Сущность применяемого подхода следующая. В случае, если вариации $\delta^{18}O$ обусловлены фракционированием кислорода системы между растворами и рудовмещающими породами, то изотопные эффекты должны быть противоположными. При поступлении же в систему кислорода из внешних источников, т.е. в случае изменения изотопного состава системы в целом, характер изменения значений $\delta^{18}O$ у обоих членов пары должен быть одинаковым.

Значения $\delta^{18}O$ пород рассчитаны по эксперимeтально установленной зависимости фракционирования от температуры в системе плагиоклаз-вода [7]. В случае изотопного равновесия рассчитанные значения $\delta^{18}O$ в удовлетворительном приближении будут соответствовать действительным составам пород. Эти данные являются трансформированны-

ми значениями $\delta^{18}O$ воды и содержат информацию о ее источнике, которая стирается только при установлении равновесия между растворами и рудовмещающей средой.

*Таблица 1*

Изотопные составы кварца, рассчитанные значения $\delta^{18}O$ воды и пород Тухманукского месторождения

| NN п/п | NN обр. | Стадии минерализации | $\delta^{18}O$, ‰ (SMOW) | | | T,°C гомог. | Группы образцов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | кварц | вода | порода | | |
| 1. | 110 | кварц-полевошпатовая | 12.5 | 7.9 | 10.2 | 400 | I |
| 2. | 100 | кварц-полевошпатовая | 12.6 | 7.8 | 10.3 | 390 | |
| 3. | 172 | кварцевая | 13.0 | 7.7 | 10.4 | 370 | |
| 4. | 98 | кварцевая | 13.2 | 7.7 | 10.7 | 360 | II |
| 5. | 20 | кварцевая | 13.3 | 7.5 | 10.8 | 350 | |
| 6. | 189 | кварц-халькопиритовая | 13.4 | 7.3 | 10.8 | 340 | |
| 7. | 180 | кварц-халькопиритовая | 13.5 | 7.1 | 10.8 | 330 | |
| 8. | 46/2 | кварц-халькопиритовая | 13.7 | 7.0 | 11.0 | 320 | |
| 9. | 145 | кварц-пиритовая | 11.6 | 4.7 | 8.9 | 310 | III |
| 10. | 160 | кварц-пиритовая | 11.3 | 4.3 | 8.5 | 310 | |
| 11. | 192 | кварц-пиритовая | 11.2 | 3.8 | 8.3 | 300 | |
| 12. | 39 | кварц-золото-полиметал. | 10.8 | 3.0 | 7.8 | 290 | |
| 13. | 124 | кварц-золото-полиметал. | 10.2 | 2.1 | 7.2 | 280 | |
| 14. | 130 | кварц-золото-полиметал. | 10.1 | 1.5 | 6.9 | 270 | |
| 15. | 72 | кварц-пирит-арсенопирит. | 10.3 | 0.4 | 6.8 | 240 | |
| 16. | 24 | кварц-пирит-арсенопирит. | 10.0 | −0.5 | 6.4 | 230 | |
| 17. | 113 | кварц-пирит-арсенопирит. | 9.9 | −1.1 | 6.2 | 220 | |
| 18. | 85 | кварц-пирит-арсенопирит. | 9.8 | −1.2 | 6.1 | 220 | |
| 19. | 107 | кварц-антимонит-буланжерит. | 9.5 | −2.7 | 5.6 | 200 | |
| 20. | 62 | кварц-антимонит-буланжерит. | 9.5 | −2.7 | 5.6 | 200 | |
| 21. | 82 | кварц-антимонит-буланжерит. | 9.4 | −2.8 | 5.5 | 200 | |
| 22. | 69 | кварц-карбонатная | 8.6 | −5.7 | 4.2 | 170 | |

Образцы в табл.1 расположены в последовательности отложения парагенетических ассоциаций, а образцы аналогичных ассоциаций – в порядке понижения температуры. От начальных стадий гидротермального процесса к последующим наблюдается понижение температуры и облегчение изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов. Общая тенденция облегчения $\delta^{18}O$ воды растворов сопровождается различного характера вариациями значений $\delta^{18}O$ пород. В начале процесса облегчение $\delta^{18}O$ воды сопровождается утяжелением $\delta^{18}O$ пород (обр. от 110 до 98). Такое соотношение обусловлено перераспределением изотопов кислорода системы между растворами и рудовмещающими породами в результате понижения температуры и позволяет предположить достижение равновесия или близравновесного состояния. Подтверждением такого предположения может служить значение $\delta^{18}O$ аргиллизита (10.5‰), которое удовлетворительно согласуется с расчетными значениями $\delta^{18}O$ пород последних двух образцов (N172 и N98) этой группы. В рассматриваемой группе образцов наблюдается небольшое отклонение от указанной тенденции облегчения $\delta^{18}O$ воды (обр.98). Отклонение находится в пределах аналитической ошибки (±0.1‰), но поскольку и изотопные вариации небольшие, то это обстоятельство затрудняет проведение однозначной границы между рассмотренной I группой образцов и последующей. Образец 98, в пре-

делах погрешности анализа, можно отнести как к I группе образцов, так и ко второй. Во всяком случае смена тенденций распределения изотопов кислорода происходит в период отложения дорудного кварца. Во II группе образцов ( от N98 до N46/2) при облегчении $\delta^{18}O$ воды растворов значения $\delta^{18}O$ пород (≈10.8‰) не претерпевают каких-либо значимых изменений. Такое соотношение данных указывает на облегчение изотопного состава кислорода системы в целом и объясняется поступлением в систему кислорода с более легким изотопным составом. Значение $\delta^{18}O$ породы – обр.64/2 (11.0‰), несколько расходится от указанной постоянной величины (10.8‰), характеризующей образцы II группы, однако, указанный образец следует отнести ко II группе, поскольку по величине $\delta^{18}O$ он существенно отличается от последующих образцов. Указанные незначительные отклонения от общих тенденций можно объяснить тем, что в табл.1 сопоставляются образцы, отобранные из разных участков месторождений, и поэтому возможны некоторые отличия в условиях рудообразования. Например, разница в изотопном составе рудовмещающих пород или в степени их трещиноватости, которая, при прочих равных условиях, определяет соотношение воды и породы, участвующих в процессе и, следовательно, величину изотопных сдвигов в значениях $\delta^{18}O$ воды и пород.

Тенденция облегчения изотопного состава кислорода системы раствор-порода, наблюдаемая по образцам II группы, более резко проявляется в последующих образцах, объединенных в III группу (от N145 до N69). Здесь облегчение $\delta^{18}O$ воды сопровождается и облегчением $\delta^{18}O$ пород. При этом переход от образцов II группы к образцам III группы отмечается аномальным облегчением $\delta^{18}O$ воды растворов. По образцам 145 и 160 понижение температуры на $10^{o}$ сопровождается облегчением $\delta^{18}O$ воды на ≈2.5‰, в то время как до этого аналогичное понижение температуры сопровождалось облегчением воды на 0.1-0.2‰. В этой группе образцов значения $\delta^{18}O$ воды растворов становятся отрицательными и указывают на то, что источником легкого кислорода является метеорная вода. На кварц-карбонатной стадии (обр.69) $\delta^{18}O$ воды понижается до −7.5‰, а рассчитанное значение $\delta^{18}O$ породы (4.2‰) опускается ниже значений, которые известны для земных пород. Иначе говоря, хотя и на этой стадии гидротермального процесса имело место взаимодействие растворов с породами, однако наблюдаемые изотопные эффекты этим процессом объяснить невозможно. Таким образом, изотопные эффекты, наблюдаемые во II и III группах образцов, имеют единственное объяснение – смешение с исходными рудоносными растворами метеорной воды.

Анализ полученных данных свидетельствует, что в процессе становления месторождения – от ранних парагенетических ассоциаций к поздним, происходило изменение изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов. При этом значения $\delta^{18}O$ воды (7.9‰), характеризующие начальную стадию процесса, соответствуют величинам, характерным для магматических вод, менее всего подвергнуты изменениям и указывают на магматический источник исходных рудоносных растворов. Доказательством магматического происхождения исходных рудоносных растворов являются также особенности механизма смешения с исходными растворами метеорной воды, которые полностью соответствуют механизму функционирования гидротермальной системы, возникающей при становлении интрузива. Как ранее нами отмечалось, магматические растворы из кристаллизующегося интрузива выходят под давлением и отдельными потоками поступают во вмещающие породы, слагая гидротермальную систему наравленно дви-

жущихся растворов [4, 2]. Рассмотрим основные особенности этой системы. Давление магматогенных растворов, выходящих из интрузива, превышает давление вещества, заполнявшего трещины вмещающих пород от нескольких до нескольких десятков раз. Разумеется, в таких условиях смешение магматогенных и метеорных вод невозможно, и метеорные воды попросту будут вытеснены магматогенными растворами. По мере удаления от источника давление магматогенных растворов понижается, что в итоге приводит к выравниванию давлений магматогенных растворов и метеорных вод. Частичное смешение становится возможным по мере понижения давления магматогенных растворов, а при выравнивании давлений происходит полное смешение магматогенных растворов и метеорных вод. В последнем случае прекращается направленное движение растворов и "гибридные" растворы формируют уже новую – конвективно-циркуляционную гидротермальную систему.

Таким образом, вывод о магматогенном источнике рудоносных растворов, сделанный на основании изотопного состава кислорода воды, подтверждается и вышеприведенным анализом механизма эволюции гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Согласно этому механизму образцы I и II групп отлагались из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, образцы III группы – из конвективно циркуляционной гидротермальной системы. Аномальный изотопный сдвиг между образцами II и III групп оценивается как признак завершения кристаллизации источника растворов, поскольку резкое облегчение $\delta^{18}O$ воды рудообразующих растворов и последующее прогрессирующее увеличение доли метеорной воды в них для месторождения в целом возможно только при прекращении функционирования гидротермальной системы направленно движущихся растворов в связи с завершением кристаллизации интрузива.

В процессах рудогенеза минерализацией метеорной воды можно пренебречь, но в то же время метеорная вода содержит в растворенном виде атмосферный кислород, и в результате смешения происходит повышение окислительного потенциала рудообразующих растворов. Изменение окислительно-восстановительного потенциала растворов приводит к изменению валентности элементов переменной валентности, что открывает возможность образования соединений, выпадающих в осадок. Как известно, в гидротермальных условиях образование пирита и халькопирита происходит в процессе окислительно-восстановительных реакций [5], причем для образования пирита и халькопирита, кроме железа, меди и сульфидной серы требуется и окислитель:

$$4Fe^{2+}+7H_2S+SO_4^{2-} \rightarrow 4FeS_2+4H_2O+6H^+$$

$$8Cu^{+}+8Fe^{2+}+15H_2S+SO_4^{2-} \rightarrow 8CuFeS_2+4H_2O+22H^+$$

На Тухманукском месторождении, по изотопным данным, смешение начинается в период отложения дорудного кварца (обр.98 или 20), но минералогический эффект этого процессса, т.е. отложение халькопирита и пирита наблюдается несколько позже. Причиной такого расхождения является разница в чувствительности оценки изменений процессов рудообразования изотопным и минералогическим методами, поскольку изменения должны достигнуть более значительных величин, чтобы быть обнаружены минералогически. Из вышеприведенных реакций образования пирита и халькопирита следует, что для образования пирита требуется в два раза больше окислителя, чем для халькопирита, поэтому в условиях постепенного повышения окислительного потенциала растворов вначале должен отлагаться халькопирит, а затем – пирит. С другой стороны, по сравнению с медью, природное распрос-

транение железа на несколько порядков больше и если не учесть роль окислительно-восстановительного потенциала, то согласно закону действия масс следовало ожидать отложение из природных растворов вначале пирита, а потом только халькопирита. То обстоятельство, что среди рудных минералов сначала выпадает халькопирит и потом только пирит, является доказательством того, что процесс отложения этих минералов контролируется изменением окислительно-восстановительного потенциала. Последнее, согласно изотопным данным, обусловлено смешением с исходными рудоносными растворами метеорной воды.

Завершение кристаллизации источника растворов сопровождалось существенными изменениями в процессе рудообразования. С прекращением действия гидротермальной системы направленно движущихся растворов прекращается и поступление новых порций рудных элементов, а рудоотложение происходит из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы (III группа образцов). В этой гидротермальной системе количество метеорных вод соизмеримо с количеством магматогенных растворов, а в конце процесса даже превышает их. Последовательность отложения рудных минералов определяется содержанием в растворах соответствующих рудных элементов: сначала минералы наиболее распространенных элементов, потом менее распространенных, и так до полного израсходования рудных элементов. Процесс завершается отложением безрудной кварц-карбонатной ассоциации.

Переходя к вопросу об источнике рудоносных растворов, следует отметить, что геологическое строение района месторождения не позволяет какое-либо магматическое тело или группу магматических образований рассматривать в качестве возможного источника рудоносных растворов. Предварительное исследование изотопного состава кислорода магматических пород, прорывающих юрские вулканиты, показывает (табл.2), что нижнемеловой тоналитовый комплекс не может быть источником рудоносных растворов. Субвулканические и дайковые образования риолитовых порфиров и гранодиорит-порфиров верхнемелового возраста по изотопным составам кислорода могут быть рассмотрены как возможный источник рудоносных растворов. Как выше было отмечено, изотопный состав кислорода воды растворов начальной кварц-полевошпатовой ассоциации равен 7.9‰, а равновесное с этими растворами значение $\delta^{18}O$ породы при 400°C составляет 10.2‰. Температура 400°C значительно ниже температур солидуса магматических пород, и поэтому рассчитанное $\delta^{18}O$ породы не может с удовлетворительной точностью характеризовать изотопный состав источника.

*Таблица 2*

Изотопный состав кислорода в породах и минералах некоторых интрузивных и дайковых пород Мирак-Тухманукского месторождения

| NN п/п | NN обр. | Название породы | $\delta^{18}O$, ‰ (SMOW) | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | порода | магнетит | кварц |
| 1 | 79 | Тоналит | 7.5 | −0.7 | 7.2 |
| 2 | 0-84 | Лейкократовый гранит | 8.8 | 0.3 | 8.5 |
| 3 | 1-36 | Гранодиорит-порфир | 8.7 | 1.4 | 8.5 |
| 4 | 5/134 | Риолитовый порфир | 8.9 | 1.8 | 8.7 |
| 5 | 219 | Риолитовый порфир | 9.0 | 1.9 | 8.8 |

1 – Миракский интрузив (I фаза), 2 – Миракский интрузив (II фаза), 3-5 – дайки в пределах Тухманукского месторождения.

Исходя из тенденции распределения изотопов кислорода в I группе образцов (см. табл.1), изотопный состав кислорода источника должен быть несколько ниже значения 10.2‰, но согласно расчетам – не более чем на 1‰. Таким образом, изотопный состав кислорода источника рудоносных растворов оценивается ≈9‰, которое приблизительно соответствует изотопным составам вышеуказанных даечных и субвулканических пород. Однако, это обстоятельство не позволяет подтвердить или отрицать роль этих пород как возможного источника растворов, поскольку значение 9‰ типично для гранитных пород и такой изотопный состав мог бы иметь и интрузив, залегающий на глубине. Другие данные, характеризующие дайки и субвулканические тела гранодиорит-порфиров и риолитовых порфиров, также невозможно однозначно интерпретировать. С одной стороны, они тесно ассоциируют с зонами гидортермально измененных пород и рудной минерализации и в то же время трудно представить, чтобы небольшие тела вышеуказанных пород могли сформировать зоны гидротермально измененных пород протяженностью несколько километров, учитывая, что масштабы месторождения, количество растворов, рудных элементов и тепловой энергии находятся в прямой зависимости от размеров источника. Кроме того, заметно отличаются изотопные возраста этих пород и рудной минерализации. Так, если К-Ar возраст риолитовых порфиров и гранодиорит-порфиров составляет соответственно 93.5±1.9 *Ma* и 87.5±2.4 *Ma*, то образцы, взятые из зоны гидротермально измененных пород (у вершины г.Тухманук) и околожильных метасоматитов (расчистка N44) имеют возраст соответственно 76.8±0.5Ma и 74.3± ±0.9 *Ma*. Перечисленные данные не позволяют считать вышеотмеченные породы источником рудоносных растворов, однако температура начальной стадии минерализации – 400°C свидетельствует о близком расположении этого источника. Таким образом, геологическое строение месторождения, возрастные, температурные и изотопные данные кислорода позволяют считать, что источником рудоносных растворов является необнажающееся на поверхности гипабиссальное интрузивное тело. На данной стадии исследования этот вопрос более определенно не решается.

## Основные выводы

Результаты геологического и изотопно-кислородного исследования Тухманукского месторождения позволяют прийти к следующим выводам:

1. Рудоносные растворы Тухманукского месторождения имели магматическое происхождение, однако в процессе гидротермальной деятельности с ними смешивались метеорные воды.

2. На месторождении функционировали гидротермальные системы двух типов – направленно движущихся растворов и конвективно-циркуляционная.

3. Ранние парагенетические ассоциации – кварц-калишпатовая, кварцевая и кварц-халькопиритовая отлагались из гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Выпадение ранних безрудных ассоциаций происходило из магматогенных растворов, а гидротермальные растворы, из которых отлагались минералы кварц-халькопиритовой ассоциации, имели смешанный состав (преобладающие магматогенные растворы+метеорная вода). Метеорная вода играла роль геохимического барьера. Все остальные парагенетические ассоциации, в том числе кварц-золото-полиметаллическая, кварц-пирит-золото-арсенопиритовая, отлагались из конвективно-циркуляционной гидротер-

мальной системы, а рудообразующие растворы состояли из смеси, примерно в равных пропорциях, магматогенных растворов и метеорной воды.

4. Интрузивные, даечные и субвулканические породы, имеющие выходы в районе месторождения, по ряду причин не могут рассматриваться в качестве источника рудоносных растворов Тухманукского месторождения. Источником этих растворов могло быть необнажающееся на поверхности гипабиссальное интрузивное тело гранит-гранодиоритового состава.

Возможно, что в результате уточнения возрастных датировок некоторые дайки и субвулканические тела гранодиорит-порфиров и риолитовых порфиров смогут рассматриваться в качестве апофиз этого интрузива. Становление месторождения происходило в континентальных условиях в позднеэоцен-доплиоценовое время.

Работа выполнена в рамках темы 00-459, финансируемой из Госбюджета РА.

## ԹՈՒԽՄԱՆՈՒԿԻ ՈՍԿԻ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

**Մ. Ս. Հակոբյան, Շ. Վ. Խաչատրյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան**

### Ամփոփում

*Երկրաբանական և թթվածնա-իզոտոպային անալիզների արդյունքների հիման վրա պարզված է, որ Թուխմանուկի հանքավայրի ձևավորման ընթացքում գործել են երկու տիպի հիդրոթերմալ համակարգեր՝ ուղղորդված շարժվող լուծույթների և կոնվեկտիվ ցիրկուլյացիոն լուծույթների: Առաջինի գործունեության ընթացքում առաջացել են քվարց-դաշտսպաթային քվարցային և քվարց-խալկոպիրիտային միներալային ասոցիացիաները: Երկրորդ համակարգի գործունեության ընթացքում առաջացել են քվարց-պիրիտային, քվարց-ոսկի-բազմամետաղային, քվարց-պիրիտ-ոսկի-արսենոպիրիտային քվարց-անտիմոնիտ-բուլանժերիտային, քվարց-կարբոնատային ասոցիացիաները: Վաղ, ոչ հանքային ասոցիացիաները (քվարց-դաշտսպաթային, քվարցային) առաջացել են մագմատոգեն լուծույթներից, իսկ բոլոր հաջորդող ասոցիացիաները՝ մագմատոգեն լուծույթների և մետեորային ջրերի խառնուրդից: Հիդրոթերմալ լուծույթների աղբյուրը, հավանաբար, հանքավայրի տարածքում չմերկացող գրանիտ-գրանոդիորիտային կազմի հիպաբիսալ ինտրուզիվ զանգվածն է: Հանքավայրի առաջացումը տեղի է ունեցել ցամաքային պայմաններում, ուշէոցեն-մինչպլիոցենյան ժամանակաշրջանում:*

## ON THE ISSUE OF GENETIC FEATURES OF THE TOUKHMANOUK GOLD POLYMETAL DEPOSIT

**M. S. Hakobyan, Sh. V. Khachatrian, R. L. Melkonyan**

Some issues of the genesis of the Toukhmanouk deposit are considered based on geology and oxygen isotope data. It is established that two types of hydrothermal systems worked in the formation of this deposit, namely, oriented motion solutions (deposition of quartz-feldspar, quartz and quartz chalcopyrite paragenetic associations) and convective circulation system (deposition of association series from quartz-pyrite to quartz-carbonate). Earlier non-ore associations were deposited from magmatogene solutions, while the subsequent ones formed from the mixture of magmatogene solutions and meteoric water that played the role of a geochemical barrier. For a number of

reasons, intrusive, dyke and subvolcanic formations exposed within the deposit region could not be the source of ore-bearing solutions of the Toukhmanouk deposit. A hypabbysal body of granite-granodiorite composition unexposed on the surface could be the source of the hydrothermal solutions. The deposit formed under continental conditions in the Late Eocene-Pre-Pliocene period.

## ЛИТЕРАТУРА


1. **Агамалян В.А.** Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, N2, с.13-24.
2. **Акопян М.С., Мелконян Р.Л.** Роль геологической среды в формировании эндогенных гидротермальных месторождений. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.27-38.
3. **Амирян Ш.О., Азизбекян М.С., Алтунян А.З., Фарамазян А.С.** Минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N1-2, с.34-40.
4. **Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О.** Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. Геохимия, 1990, N1, с.91-105.
5. **Омото Х., Рай Р.О.** Изотопы серы и углерода. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.405-450.
6. **Clayton R.N., Grossman L., Mayeda T.K.** A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. Sciences, 1973, 182, 485.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 69-77*

# К МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РУД ТУХМАНУКСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**© 2000 г. Ш. В. Хачатрян**

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

*Поступила в редакцию 07.02.2000.*

Выделены и описаны кварц-полевошпатовая, кварцевая, кварц-халькопирит-пиритовая, кварц-пиритовая, кварц-карбонат-золото-полиметаллическая, кварц-карбонат-золото-пирит-арсенопиритовая, карбонат-кварц-антимонит-буланжеритовая и кварц-карбонатная парагенетические ассоциации минералов. Преобладающими рудными минералами являются сульфиды. Подчиненное значение имеют самородные элементы, сульфосоли, окислы, редко встречаются теллуриды золота, серебра и висмута.

Приведены результаты химических и спектральных анализов руд и минеральных фракций, которые характеризуются повышенным содержанием золота, серебра, меди, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка, кадмия, висмута и др.

Мирак-Тухманукское рудное поле находится на западном склоне Цахкуняцкого хребта и приурочено к СЗ флангу Памбак-Цахкуняцкого рудного района Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Малого Кавказа. Оно расположено преимущественно в пределах апаранской серии юрского возраста [1].

В пределах Мирак-Тухманукского рудного поля расположены Тухманукское месторождение золота, Миракское и Меликгюхское золоторудные проявления и многочисленные пункты золото-сульфидной минерализации. Все эти участки минерализации взаимосвязаны в геолого-структурном отношении, но несколько различаются по составу рудовмещающих пород. Сравнение минерального состава и характера оруденения отдельных участков свидетельствует о их значительном сходстве.

Тухманукское месторождение находится в пределах СВ части Мирак-Тухманукского рудного поля, в 2.5-3 *км* к В-ЮВ от с.Меликгюх. Оно выявлено в 1977 г. сотрудниками Апаранской поисково-методической партии УГ республики.

Изучением геологии, минералогии, геохимии руд и генетических особенностей месторождения занимались Ш.О.Амирян и др. [4], В.А.Агамалян [1], М.С.Акопян и др. [2]. В результате ранее проведенных работ были установлены основные особенности геологического строения месторождения, структурные условия локализации оруденения, морфология рудных тел и др. Изучение минералого-геохимических особенностей руд позволило выделить парагенетические ассоциации минералов, отнести месторождение к золото-полиметаллической формации, сформированной на средних и малых глубинах при средних-низких температурах [4].

Целью настоящей работы является представление основных результатов наших исследований* по минералогии и геохимии руд.

В геологическим строении месторождения принимают участие метаморфические породы Цахкуняцкого выступа верхнепротерозойского

---

* Спектральные и химические анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН НАН РА (аналитики Сааков А., Туманян А.).

кристаллического фундамента, занимающие его восточную часть, и основные вулканиты, вулканогенно-осадочные образования апаранской серии нижней-средней юры [1], слагающие преобладающую западную часть территории. В северной части рудного поля, севернее и восточнее с.Сипан верхнепротерозойские и юрские образования трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются верхнемеловыми осадочными отложениями (мощность – 200 *м*), представленными полимиктовыми конгломератами (в.коньяк), известняками и известковыми песчаниками (сантон-маастрихт). В пределах рудного поля обнажаются разновозрастные (от верхнего протерозоя до верхнего мела) и разнообразные по составу (от ультраосновных до кислых) интрузивные субвулканические и даечные образования, слагающие почти четверть площади выходов коренных пород.

В рудном поле гидротермально-измененные зоны и перспективные геохимические и геофизические аномалии охватывают слюдяные сланцы и амфиболиты верхнего протерозоя и развиты практически во всех свитах апаранской серии, которые представлены аргиллитами, спилит-диабазами, вариолитами, туфотурбидитами, туффитами, туфобрекчиями и лавами базальтового, андезито-базальтового состава [1].

Оруденение и гидротермальные изменения наблюдаются также в разновозрастных интрузивных, субвулканических и даечных образованиях – в трондъемитах и гранито-гнейсах верхнего рифея, габброидах средней юры, тоналитах и лейкократовых гранитах неокома, в субвулканических телах риолитовых порфиров (кварц-порфиров), дайках гранодиорит-порфиров верхнего мела [1]. С последними оруденение рудного поля нередко проявляет тесную пространственную сопряженность. Эндогенная минерализация на площади рудного поля перекрывается лишь риолитами плиоцена (г.Дамлик) и четвертичными отложениями. В структурном отношении месторождение приурочено к висячему боку Анкаван-Меликгюхского разлома, проходящего в северо-западном направлении по северному флангу месторождения с падением на СВ. под углом 65-80$^0$ и являющегося главной рудоконтролирующей структурой района. Рудовмещающие структуры сопровождаются линейно-вытянутыми зонами гидротермально-измененных пород березитовой, аргиллизитовой и пропилитовой формаций (по терминологии Е.В.Плющева), вмещающих кварц-карбонат-золоторудные тела, которые протягиваются иногда на 4-5 *км* от Миракского участка до Тухманукского. Рудные тела в морфологическом отношении представлены кварцевыми, кварц-карбонат-сульфидными жилами, прожилками и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Простирание рудных тел северо-восточное, с падением на ЮВ под углом 60-85$^0$. Они в основном приурочены к зонам изменения пород, мощность которых доходит до 150-200 *м*; мощность рудоносных жил и прожилково-вкрапленных зон – 0.2-6.4 *м* (в пережимах и раздувах), простирание рудных тел доходит до 1 *км* (жила №1). Предварительной разведкой на месторождении установлено более 20 рудных тел средней мощностью 1.5 *м*. Контакты жил с измененными породами зон резкие, иногда с тектонической глинкой, переход измененных пород к свежим – постепенный.

## Особенности минерального состава и геохимии руд

Изучение вещественного состава руд, морфоструктурных особенностей рудных тел и возрастных взаимоотношений парагенетических ассоциаций минералов (ПАМ), а также кислородно-изотопные исследо-

вания показали, что процесс рудообразования протекал в течение последовательных стадий.

Ш.О.Амиряном и др. [4] в рудах месторождения выделены – пирит-халькопиритовая, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая, золото-арсенопиритовая, антимонит-буланжеритовая ПАМ, которые, по мнению авторов, соответствуют аналогичным стадиям минерализации.

Собранный нами фактический материал позволяет уточнить ранее выделенный ряд парагенетических ассоциаций, который нами согласно геологическим, термометрическим и изотопно-геохимическим исследованиям представляется в следующем виде: кварц-полевошпатовая, кварцевая (безрудная), кварц-халькопирит-пиритовая, кварц-пиритовая, кварц-карбонат-золото-полиметаллическая, кварц-карбонат-золото-пирит-арсенопиритовая, карбонат-кварц-антимонит-буланжеритовая, кварц-карбонатная. Изотопный состав кислорода этих ПАМ показывает, что при переходе к последней ассоциации значение $\delta^{18}O$ кварца меняется резко. Иначе говоря, стадии рудной минерализации, ранее обоснованные геологически и минералогически, четко различаются по величине $\delta^{18}O$ [2]. Это явление показывает, что изучение изотопного состава кислорода жильного кварца может дать возможность для изучения последовательности рудоотложения, или, во всяком случае, выявить дополнительные критерии для решения этой задачи.

Ниже приводится описание этих ПАМ. Описание кварц-полевошпатовой, кварцевой, кварц-халькопирит-пиритовой и кварц-карбонатной ПАМ приводится впервые.

*Кварц-полевошпатовая* ассоциация имеет ограниченное развитие. Представлена маломощными (0.5-4.5 *см*) прожилками в зонах наибольшего изменения пород. В минеральном составе этих прожилков установлены кварц, альбит (преобладающие), а также эпидот, хлорит, серицит, пирит. В березитизированных зонах иногда встречаются типичные альбититы, состоящие в основном из альбита (90-95%). В составе отмеченных прожилков спектральными анализами (средн. из 2 обр.) установлены (в %): Ti – 0.03, Ni – 0.00042, Co – 0.00075, V – 0.00056, Cu – 0.00056, Zn – 0.0056, Pb – 0.0032, Mo – 0.00013, Bi – 0.0001, Au-сл, Ag – 0.013 *г/т*.

*Кварцевые жилы (безрудные)* имеют самое широкое развитие. Эти жилы прослеживаются на сотни метров при мощности 0.2-0.8 *м*, иногда до 1.5 *м* (в раздувах). Часто они сильно катаклазированы и сцементированы продуктами более поздних минеральных ассоциаций. Контакты жил с вмещающими породами обычно четкие, вдоль контактов наблюдается глинка трения мощностью 5-10 *см*.

Минеральный состав кварцевых жил прост. Основной минерал – кварц молочно-белого цвета. Реже в них наблюдаются тонкодисперсные вкрапленники пирита и халькопирита. В кварцевых жилах иногда встречаются обломки вмещающих пород. Кварц часто катаклазирован, под микроскопом хорошо видно его волнистое угасание. Спектральным анализом (средн. из 2 обр.) в кварце установлены (в %): Ti – 0.01, Ni – 0.00024, Co – 0.001, V – 0.001, Cu – 0.0075, Zn – 0.001, Pb – 0.0024, W – 0.0001, Au – сл, Ag –2.4 *г/т*.

*Кварц-халькопирит-пиритовая* ассоциация установлена в виде включений и вкраплений в гидротермально-измененных зонах Меликгюхского участка на глубине 60 *м* (штольня N1). В минеральном составе принимают участие в основном кварц и халькопирит, подчиненное значение имеет пирит. В незначительных количествах встречаются также сфалерит, халькозин, борнит. Вызывает интерес поведение пирита и халькопирита в количественном отношении: пирит иногда

встречается в равных количествах с халькопиритом или даже преобладает над халькопиритом. В этих рудах спектральным анализом (средн. из 3 обр.) установлены (в %): Ti – 0.042, Ni – 0.0018, Co – 0.0032, V – 0.00075, Zn – 0.031,Bi –0.023, Cd – 0.0018, Mo – 0.001, Ga – 0.00032, Li – 0.0001, Au-сл, Ag –0.001 *г/т*.

*Кварц-пиритовая* ассоциация имеет площадное развитие в виде жил, прожилков и гнезд. Развивается, главным образом, по измененным породам и приконтактовым частям кварцевых жил. В составе таких руд 97-98% рудного выполнения составляет пирит. Количество халькопирита не превышает 1-2 %, кроме пирита и халькопирита в этих рудах участвуют также сфалерит, блеклая руда и галенит, редко встречаются марказит и пирротин. Самородное золото не обнаружено. В описанных рудах спектральными анализами штуфных проб (средн. из 8 обр.) установлены (в %): Ti – 0.0018, Bi- 0.056, Cu – 0.017, Pb – 0.008, Zn – 0.022, Se – 0.0009, Te – 0.00012, Ga – 0.00012, Au – 2.75г/т, Ag – 5.7 *г/т*.

В пиритовых рудах атомно-адсорбционным анализом ранее установлены существенные содержания золота – от 9.0 до 16.0 *г/т* и серебра от 2.8 до 68,8 *г/т* [4]. Пиритовые руды представляют определенный интерес по содержанию благородных металлов и висмута. Повышенные концентрации благородных металлов в этих рудах связываются с наложением золото-полиметаллической и золото-арсенопиритовой минерализации.

*Кварц-карбонат-золото-полиметаллическая* ассоциация минералов является наиболее распространенной и основной продуктивной. Образует жилы и прожилки, развивающиеся преимущественно в зонах дробления пород или по дробленным кварцевым телам и пиритовым рудам.

Эта ассоциация довольно сложна по составу. В ней по распространенности минералы составляют следующий убывающий ряд: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото. Последовательность отложения минералов такова: пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, самородное золото. Кроме этих минералов встречаются также марказит, пирротин. Из жильных минералов присутствуют кварц, анкерит, кальцит, родохрозит, манганокальцит, халцедон и др. Самородное золото здесь встречается довольно часто. Оно наложено на все сульфиды. Размеры золотин доходят до 0,5-1,2 *мм*. В этих рудах редко встречаются также теллуриды золота, серебра и висмута (креннерит, калаверит, тетрадимит, гессит, теллуровисмутит и др.), которые образуют мельчайшие выделения в полях пирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Размеры их довольно мелкие.

По высокому содержанию благородных, цветных и редких элементов эта ассоциация представляет промышленный интерес. Спектральными анализами штуфных проб (средн. из 20 обр.) в этом типе руд установлены (в %): Ni – 0.005, Co – 0.001, Bi - 0.008, Pb – 0.78, Zn – 1.2, Cu – 0.24, As – 0.8, Sb – 0.0065, Cd – 0.0013, Ge – 0.0005, Ga – 0.004, Se – 0.0001, Te – 0.0018, Au – 12.8 *г/т*, Ag – 42.6 *г/т*. В полиметаллическом концентрате согласно химическим анализам (средн. из 12 обр.) содержание элементов составляет (в %): Ni – 0.06, Co – 0.01, Cu – 5.2, Zn – 3.5, Pb – 2.6, Bi- 0.09, Sb – 1.4, As – 5.9, Ga – 0.002, Ge – 0.0002, Cd – 0.005, Au- 24.2 *г/т*, Ag – 62.76 *г/т*. В халькопирите (средн. из 6 обр., в%): Ni – 0.0003, Co – 0.0008, Mn – 0.007, Ti – 0.003, Pb – 0.045, Sb – 0.5, Bi – 0.062, As – 0.3, Zn – 0.79, Cd – 0.0066, Ge – 0.0004, Au – 18.72 *г/т*, Ag – 42.6 *г/т*. В

сфалерите (средн. из 8 обр., в%): Ni – 0.001, Co – 0.0032, Mn – 0.01, Ti – 0.008, Cu- 0.8, Pb – 0.065, Sb – 0.08, Bi – 0.06, As –0.21, Cd – 0.24, Ge – 0.0001, Au –21.3 *г/т*, Ag – 82.4 *г/т*. В галените (средн. из 7 обр., в %): Ni – 0.0002, Co – 0.00024, Mn – 0.0056, Ti – 0.0024, Cu – 0.56, Sb – 0.07, Bi – 0.024, As –0.01, Zn – 0.13, Cd – 0.0075, Au – 14.2 *г/т*, Ag –36.5 *г/т*. В пирите (средн. из 9 обр., в%): Ni – 0.01, Co – 0.001, Mn – 0.001, Ti – 0.0024, V – 0.0001, Cu – 0.058, Pb – 0.075, Sb – 0.054, Bi – 0.026, As – 0.77, Zn –0.9, Cd – 0.008, Ge – 0.0001, Au – 13.7 *г/т*, Ag – 56.6 *г/т*.

*Кварц-карбонат-золото-пирит-арсенопиритовая* ассоциация минералов имеет небольшое развитие и представлена самостоятельными прожилками мощностью 3-4 *см*. Нередко арсенопиритовые руды развиваются в тех же зонах брекчированных измененных пород, что и полиметаллические руды. Арсенопиритовые прожилки образуют полосчатые и зональные текстуры.

В минеральном составе преобладает низкотемпературный мелкозернистый игольчатый арсенопирит, образующий радиально-лучистые агрегаты. За ним следует пирит, в небольших количествах присутствуют сфалерит, халькопирит, галенит и теннантит. Последовательность выделения минералов такова – пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, самородное золото.

Арсенопиритовая ассоциация является одной из продуктивных в отношении золотоносности. Химическими анализами (средн. из 15 образцов) установлены: Au – 6.8 *г/т*, Ag – 23.4 *г/т*, Cu- 0.12, Pb – 0.075, Sb – 0.018, Zn – 0.32, As – 5.0, Bi – 0.006, Cd – 0.0001, Ge – 0.0002, Ni –0.0018, Co – 0.001, Ti –0.03 (в%). В арсенопирите из этих руд (средн. из 4 обр., в%): Ni – 0.001, Co – 0.002, Mn – 0.03, Ti – 0.004, Cu – 0.47, Pb – 0.56, Sb – 0.095, Bi – 0.032, Zn – 0.3, Cd – 0.006, Au –26.2 *г/т*, Ag – 52.1 *г/т*.

*Карбонат-кварц-антимонит-буланжеритовая* ассоциация проявлена слабо и образует тонкие, волосовидные прожилки и нарастания на другие руды. В минеральном составе антимонит-буланжеритовых руд участвуют водянопрозрачный кварц, кальцит, антимонит, буланжерит, второстепенное значение имеют бурнонит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, сфалерит; самородное золото не встречается. Некоторые из перечисленных минералов – буланжерит, бурнонит обычно наблюдаются на контактах галенита и халькопирита и, по-видимому, являются реакционным образованием между галенитом, халькопиритом и сурьмусодержащими растворами.

Антимонит образует самостоятельные агрегаты и призматические включения в кварце и карбонате. Буланжерит в антимонитовых прожилках проявляется в виде спутанно-волокнистых агрегатов и удлиненно-призматических зерен в кварце и карбонате; часто нарастает на другие сульфиды. Бурнонит в этих рудах играет второстепенную роль и образует изометрические агрегаты, размером до 0.005 *мм*. Находится в тесном срастании в основном с галенитом.

В этих рудах спектральными анализами (средн. из 3 обр.) установлены (в%): Ti –0.012, Cu – 0.0056, Pb – 0.18, As –0.1, Zn – 0.1, Au – 2.3 *г/т*, Ag – 7.3 *г/т*.

*Кварц-карбонатная* ассоциация минералов, будучи представлена маломощными жилами и прожилками, завершает рудный процесс и имеет повсеместное развитие. В составе прожилков и жил установлены водянопрозрачный кварц, халцедон, опал и кальцит. В этой ассоциации спектральными анализами (средн. из 2 обр.) установлены (в %): Ti – 0.56, Ni – 0.0024, Mn – 0.18, V – 0.0075, Cr – 0.0024, Mo

– 0.0015, Pb – 0.032, Zn – 0.0056, Ge – 0.00013 Ga – 0.0024, Y – 0.00042, La – 0.0042, Ba – 0.01.

Резюмируя вышеизложенное, нетрудно заметить, что руды Тухманукского месторождения золото-сульфидных руд характеризуются высокими и повышенными концентрациями золота, серебра, меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, висмута, кадмия и др. Для этих элементов важными являются золото-полиметаллические и золото-арсенопиритовые руды. Роль других типов руд мала, но их совместная добыча представляет определенный интерес.

## Минеральный состав руд

На Тухманукском месторождении сульфидная минерализация составляет 10-12%. По этому признаку Тухманукское месторождение относится к умеренно – сульфидным типам месторождений Армении [3]. По сравнению с месторождениями золото-сульфидно-теллуридовой формации, руды Тухманукского месторождения характеризуются относительно простым минеральным составом. В них к настоящему времени установлено 44 минеральных вида, из коих 35 – гипогенных (рудные и жильные), а 9 – гипергенных. Они по степени распространенности подразделяются на главные, второстепенные и редкие (табл.1).

*Таблица 1*

Минеральный состав руд Тухманукского месторождения

| Распространен. минералов | Гипогенные минералы | | Гипер. минералы |
|---|---|---|---|
| | рудные | нерудные | |
| Главные | Пирит*<br>Арсенопирит*<br>Галенит*<br>Сфалерит*<br>Халькопирит*<br>Тетраэдрит*<br>Теннантит*<br>Самород золото* | Кварц**<br>Анкерит**<br>Кальцит**<br>Серицит**<br>Хлорит**<br>Каолинит** | Лимонит**<br>Халькозин**<br>Ковеллин**<br>Борнит** |
| Второстепенные. | Магнетит**<br>Марказит**<br>Антимонит*<br>Буланжерит*<br>Рутил** | Эпидот**<br>Халцедон*<br>Доломит**<br>Манганокальцит**<br>Родохрозит** | Церуссит**<br>Смитсонит**<br>Англезит** |
| Редкие | Пирротин*<br>Бурнонит*<br>Тетрадимит*<br>Висмутин*<br>Теллуровисмутит*<br>Креннерит* ?<br>Калаверит* ?<br>Алтаит*<br>Гессит* | Адуляр**<br>Опал** | Малахит**<br>Азурит** |

*Минералы, определенные ранее [4,5]

**Минералы, определенные автором.

Преобладающими рудными минералами являются сульфиды. Подчиненное значение имеют самородные элементы, сульфосоли, окислы. Редко встречаются теллуриды. Из жильных минералов большое распространение и важное поисковое значение имеют кварц и карбонаты (кальцит, анкерит и др.). Самородное золото, являющееся одним из главных и ценных компонентов руд, установлено в полиметаллических и арсенопиритовых рудах.

Золото, как правило, из растворов выделялось после всех минералов, поэтому встречается в их полях на контактах зерен и агрегатов жильных и рудных минералов, в трещинах, микропорах, друзовых пустотках кварца и карбоната. Размеры зерен – от тонкодисперсных до 1,2 *мм*. Самородное серебро в рудах не обнаружено.

По данным технологических анализов, формы золота и серебра таковы: свободное золото – 31.0%, в сростках – 20.7%, ржавое, покрытое окислами железа и мышьяка – 12.1%, связанное с сульфидами – 32.8%, связанное с породой – 3.4%, свободное серебро – 13.5%, в сростках – 41.4%, ржавое – 14.4 %, связанное с сульфидами – 28.8%, связанное с породой – 1.9%. Из вышеприведенного видно, что в отличие от золота серебро больше в виде сростков.

На Тухманукском месторождении в рудах кроме вышеотмеченных минералов установлена также большая группа теллуридов золота, серебра и висмута (табл.1).

Теллуриды в основном встречаются в полиметаллических и арсенопиритовых рудах, образуя мельчайшие выделения в полях сульфидов. Теллуриды на Тухманукском месторождении встречаются гораздо реже, чем в рудах Миракского участка [6].

Зона окисления на месторождении развита слабо, вторичные гипергенные минералы представлены различными окислами и гидроксидами железа, борнитом, ковеллином, халькозином, церусситом, смитсонитом, редко встречаются также малахит и азурит. Гипергенные минералы присутствуют в виде пленок и корочек, нарастающих на соответствующие гипогенные минералы.

## Заключение

1. Минералогическое исследование руд позволило уточнить и детально описать ранее выделенный ряд парагенетических ассоциаций, который нами представляется в следующем виде: кварц-полевошпатовая, кварцевая, кварц-халькопирит-пиритовая, кварц-пиритовая, кварц-карбонат-золото-полиметаллическая, кварц-карбонат-золото-пирит-арсенопиритовая, карбонат-кварц-антимонит-буланжеритовая и кварц-карбонатная. Этот ряд соответствует последовательности их образования.

2. Руды Тухманукского месторождения характеризуются сложным минералого-геохимическим составом. Характерными и ценными в промышленном отношении являются: золото, серебро, медь, свинец, цинк, сурьма, висмут, мышьяк, кадмий и др. Основными носителями этих элементов являются полиметаллические и арсенопиритовые руды. Роль других типов руд мала, но их совместная добыча представляет определенный интерес.

В рудах к настоящему времени установлено 44 минеральных вида, из коих 35 – гипогенных(рудные, нерудные) и 9 – гипергенных. Преобладающими рудными минералами являются сульфиды. Подчиненное значение имеют самородные элементы, сульфосоли, окислы. Редко встречаются теллуриды золота, серебра и висмута.

Автор выражает признательность Ш.О.Амиряну за консультации и помощь при проведении минералогических исследований и Р.Л.Мелко-

няну за обсуждение и замечения при подготовке статьи к печати.
Работа выполнена в рамках тем 00-459 и 00-444, финансируемых из Госбюджета РА.

# ԹՈՒԽՄԱՆՈՒԿԻ ՈՍԿԻ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՅԻ ԵՎ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՅԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋ

**Շ. Վ. Խաչատրյան**

## Ամփոփում

*1. Ճշտվել և մանրամասն նկարագրվել են հիդրոթերմալ էտապի միներալային պարագենետիկ ասոցիացիաները (ՄՊԱ). այն ընդհանուր տեսքով ներկայացվում է հետևյալ կերպ. քվարց-դաշտասպաթային, քվարցային, քվարց-խալկոպիրիտ-պիրիտային, քվարց-պիրիտային, քվարց-կարբոնատ-ոսկի-բազմամետաղային, քվարց-կարբոնատ-ոսկի-պիրիտ-արսենոպիրիտային, կարբոնատ-քվարց-անտիմոնիտ-բուլանժերիտային, քվարց-կարբոնատային:*

*2. Հանքանյութերը բնորոշվում են բարդ միներալա-երկրաքիմիական կազմով: Հանքանյութերում արդյունաբերական հետաքրքրություն են ներկայացնում ոսկին, արծաթը պղինձը, կապարը, ցինկը, ծարիրը, բիսմուտը, մկնդեղը և կադմիումը: Նշված քիմիական տարրերը ներկայացված են հիմնականում սեփական միներալներով, որոնց հիմնական կրողներն են հանդիսանում բազմամետաղային և արսենոպիրիտային հանքանյութերը:*

*3. Ներկայումս հանքանյութերի կազմում գրանցվում է 44 միներալային տեսակ, որոնցից 35-ը հիպոգեն են, 9-ը՝ հիպերգեն: Հիմնական տարածում ունեն սուլֆիդային միներալները: Ենթակա տարածում ունեն բնածին տարրերը, սուլֆոաղերը և օքսիդները: Հազվադեպ հանդիպում են նաև ոսկու արծաթի և բիսմուտի թելուրիդներ:*

# ON THE MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE TOUKHMANOUK GOLD POLYMETAL DEPOSIT ORES

**Sh. V. Khachatrian**

## Abstract

Quartz-feldspar, quartz, quartz-chalcopyrite-pyrite, quartz-pyrite, quartz-carbonate-gold-polymetal, quartz-carbonate-gold-pyrite-arsenopyrite, carbonate-quartz-antimonite-boulangerite and quartz-carbonate paragenetic associations of minerals are identified and described. Sulfides are the prevailing ore minerals. Of inferior importance are native elements, sulfosalts, and oxides; more rare are tellurides of gold, silver and bismuth.

Results of chemical and spectral analyses are presented for the ores and monomineral fractions, which are characterized by increased content of gold, silver, copper, lead, zinc, antimony, arsenic, cadmium, bismuth and others.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Агамалян В.А.** Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №2, с.13-24.
2. **Акопян М.С., Хачатрян Ш.В., Мелконян Р.Л.** К вопросу о генетических особенностях Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с 59-68.

3. **Амирян Ш.О.** Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, т.21, №4, с.3-12.
4. **Амирян Ш.О., Азизбекян М.С., Алтунян А.З., Фарамазян А.С.** Минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1-2, с.34-40.
5. **Фарамазян А.С., Чибухчян З.О.** О золоторудной минерализации в Миракском интрузивном массиве (Армянской ССР). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т.38, №6, с.7-15.
6. **Хачатрян Ш.В.** Особенности геологического строения и генезис Мирак-Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Тр. Армнипроцветмет, Ереван: Манкаварж, 2000, с.69-70.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 78-83*

# ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**© 1999 г. С. П. Саркисян**

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

*Поступила в редакцию 03.03.99.*

В статье приведены результаты исследований физико-механических свойств пород Каджаранского месторождения. На основе имеющихся данных рудовмещающие породы месторождения подразделены на четыре петрофизические группы, отличающиеся также ролью при локализации оруденения.

Впервые получены данные по петрофизическим обобщающим параметрам (температура Дебая и $К_{пк}$ – комплексный петрофизический коэффициент).

В геологическом строении Каджаранского рудного поля и месторождения принимают участие преимущественно породы монцонитового состава и их фациальные разновидности. Они принадлежат одноименной фазе габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса (в. эоцен-олигоцен) Мегринского плутона [2]. Порфировидные граниты ранней фазы комплекса порфировидных гранодиоритов нижнего миоцена не несут оруденения и ограничивают месторождение на западе. Контакт между монцонитами и порфировидными гранитами тектонический и прослеживается по плоскости Таштунского (Дебаклинского) разлома, ориентированного здесь на СЗ (320-340°) с падением на СВ под углом 50-55°, мощностью 50-55 *м*.

Рудовмещающими породами месторождения, в основном, являются монцониты. Отмечаются их фациальные переходы от крупнозернистых к среднезернистым, а также среднезернистым монцогаббро. Рудовмещающими являются и ранние жильные образования – микромонцониты, аплиты. Оруденению и гидротермальным изменениям подвержены и ограниченные площади вмещающих на севере рудного поля вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований средне-верхнего эоцена с полосой контактовых роговиков (левобережный участок) [3].

Важная роль в геологическом строении Каджаранского рудного поля и месторождения отводится дайковым образованиям. В пределах месторождения наибольшее развитие получили мегафировые крупнопорфировые дайки гранодиорит-порфиров, являющиеся наиболее поздними из дайковых образований рудного поля. На Центральном участке месторождения эти дайки выполняют широтные системы разрывов, не несут оруденения и часто выполняют экранирующую роль. Взаимоотношения даек и оруденения рассмотрены в ряде публикаций [3,4]. Руды Каджаранского месторождения подразделяются на три морфологических типа [3]. По степени проявления и содержанию запасов выделяются: а) прожилковый или штокверковый, б) вкрапленный и в) жильный.

Гидротермально измененные породы имеют широкое распространение, в особенности, на Центральном участке месторождения. Исследования физико-механических свойств горных пород проводились по общеизвестным методикам [1,5,6].

## Физико-механические свойства пород

В табл.1 приведены данные физико-механических свойств основных неизмененных пород рудного поля. Как уже отмечалось, площади рудовмещающих пород не однородны. Крупнозернистые и среднезернистые монцониты согласно табл.1 обнаруживают значительные отличия по физико-механическим свойствам. Первые из отмеченных отличаются высокими значениями упругих параметров (на 45%) и коэффициентом Пуассона (на 25-30%). Значения эффективной пористости идентичны среднезернистым монцонитам.

Монцогаббро и дайки гранодиорит-порфиров имеют высокие значения упругих параметров, а также коэффициента Пуассона. Микромонцониты (табл.1) по упругим параметрам и коэффициенту Пуассона имеют самые низкие значения, но высокие значения эффективной пористости. На месторождении они интенсивно оруденелы, пронизаны густой сетью прожилков. Характерна для них вкрапленная медная и пиритовая минерализация.

*Таблица 1*

Петрофизические параметры неизмененных пород
Каджаранского рудного поля

| №№ | Объемный вес $г/см^3$ | Насыщение в % | Эффективная пористость, % | Скорости ультразвуковых волн. | | Коэффициент Пуассона $\mu$ | Модули, $10^5$ $г/см^3$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $V_p$ | $V_s$ | | Юнга E | Сдвига G |
| 1 | 2.80 | 0.38 | 1.06 | 5.98 | 3.16 | 0.31 | 7.36 | 2.82 |
| 2 | 2.76 | 0.45 | 1.24 | 6.24 | 3.60 | 0.25 | 8.80 | 3.52 |
| 3 | 2.65 | 0.89 | 2.35 | 5.51 | 2.80 | 0.32 | 5.62 | 2.07 |
| 4 | 2.63 | 0.93 | 2.45 | 3.68 | 2.17 | 0.23 | 3.07 | 1.24 |
| 5 | 2.78 | 0.27 | 0.76 | 6.25 | 3.22 | 0.32 | 7.61 | 2.88 |
| 6 | 2.65 | 1.18 | 3.10 | 4.54 | 2.91 | 0.15 | 5.19 | 2.24 |
| 7 | 2.61 | 0.38 | 0.99 | 4.76 | 3.12 | 0.30 | 5.74 | 2.54 |
| 8 | 2.64 | 0.43 | 1.13 | 5.61 | 3.13 | 0.27 | 6.64 | 2.57 |
| 9 | 2.61 | 1.60 | 4.17 | 4.13 | 2.72 | 0.12 | 4.32 | 1.93 |
| 10 | 2.61 | 0.46 | 1.20 | 5.32 | 2.20 | 0.21 | 4.78 | 2.90 |

1 – андезито-базальты, 2 – роговики, 3 – крупнозернистые монцониты, 4 – среднезернистые монцониты, 5 – монцогаббро, 6 – микромонцониты, 7 – порфировидные граниты, 8 – дайки гранодиорит-порфиров, 9 – керсантиты, 10 – аплиты.

В пределах Каджаранского рудного поля широкое развитие получили метасоматические образования. На Центральном участке выделяются ранние высокотемпературные метасоматиты – биотитизация, калишпатизация и низкотемпературные гидротермальные пострудные метасоматиты (карбонатизация, каолинизация). Полученные результаты физико-механических свойств метасоматитов приведены в табл.2. Высокотемпературные ранние метасоматиты имеют более высокие значения модуля упругости и коэффициента Пуассона, чем низкотемпературные метасоматиты, которые, наоборот, имеют высокие значения эффективной пористости и низкие значения скоростей упругих волн.

*Таблица 2*

Пористость и упругие параметры гидротермально измененных монцонитов

| Монциниты | Объемный вес $г/см^3$ | Пористость, % | | Скорости ультразвуковых волн, $км/с$ | | Коэфф. Пуассона | Модули, $10^5$ $кг/см^2$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Насыщение | Эффект. | продол. $V_p$ | попереч. $V_s$ | $\mu$ | Юнга E | Сдвига G |
| Неизмененные | 2.73 | 0.51 | 1.39 | 5.21 | 3.05 | 0.20 | 4.10 | 2.53 |
| Биотитизированные | 2.70 | 0.90 | 2.54 | 4.55 | 2.78 | 0.21 | 5.01 | 2.08 |
| Полевошпатизированные | 2.61 | 0.76 | 2.00 | 5.05 | 2.75 | 0.27 | 5.06 | 2.10 |
| Сарицитизированные | 2.55 | 0.98 | 5.51 | 3.88 | 2.62 | 0.08 | 2.34 | 1.75 |
| Карбонатизированные | 2.50 | 2.52 | 6.32 | 3.56 | 2.49 | 0.07 | 3.34 | 1.55 |
| Каолинизированные | 2.53 | 2.55 | 6.46 | 4.35 | 2.24 | 0.32 | 2.34 | 1.38 |

По степени гидротермального изменения анализировались (табл.3) неизмененные (до 7% изменения), слабо измененные (7-20%), среднеизмененные (20-50%) и интенсивно измененные монциниты (50% и более). Отмечается, что при увеличении степени изменения пропорционально увеличивается эффективная пористость и пропорционально уменьшаются скорость упругих волн и коэффициент Пуассона. На основании отмеченного можно констатировать, что гидротермально измененные монциниты более хрупки и менее устойчивы к тектоническим деформациям.

*Таблица 3*

Физико-механические параметры гидротермально измененных монцонитов

| Степень изменения монцонитов, % | Объемный вес, $г/см^3$ | Эффек. пористость, % | Скорость ультразвуковых волн. $м/с$ | | Коэффициент Пуассона | Модуль упругости |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $V_p$ | $V_s$ | $\mu$ | E |
| 0-7 | 2.71 | 1.67 | 4.95 | 2.94 | 0.23 | 5.41 |
| 7-20 | 2.63 | 2.16 | 4.66 | 2.81 | 0.23 | 5.15 |
| 20-50 | 2.68 | 2.58 | 4.05 | 2.86 | 0.20 | 5.13 |
| 50 | 2.59 | 4.25 | 3.98 | 2.44 | 0.16 | 3.70 |

**Комплексный петрофизический коэффициент и температура Дебая**

Согласно представлениям В.И.Старостина [6] и по предложенной им программе, нами на основе имеющихся данных по физическим свойствам пород (порядка 300 образцов) рассчитаны обобщающие петрофизические параметры – $К_{пк}$ (комплексный петрофизический коэффициент) и температура Дебая.

Положительные значения $К_{пк}$ свидетельствуют о благоприятных условиях развития трещинных структур фильтрации рудоносных растворов и рудоотложения.

*Таблица 4*

Средние значения петрофизических параметров горных пород Каджаранского рудного поля

| Петрофизические группы | Породы | Объемный вес, $г/см^3$ | Насыщение, в % | Эффективная пористость, % | Скорости ультразвуковых волн, $км/сек$ | | Упругость Модули $10^5$ $кг/см^2$ | | Коэффициент Пуассона | Температура Дебая, | Комплексный петрофизический коэффициент, $K_{пк}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Продольные $V_p$ | Поперечные $V_s$ | Юнга E | Сдвига G | μ | θ | |
| I | Вулканогенно-осадочная толща | | | | | | | | | | |
| | Андезито-базальты | 2.80 | 0.38 | 1.06 | 5.98 | 3.16 | 7.36 | 2.82 | 0.31 | 4.45 | −0.80 |
| | Роговики | 2.76 | 0.45 | 1.24 | 6.24 | 3.60 | 8.80 | 3.52 | 0.25 | 5.03 | −0.35 |
| II | Дайки | | | | | | | | | | |
| | Гранодиорит-порфиры | 2.64 | 0.43 | 1.13 | 5.61 | 3.13 | 6.64 | 2.57 | 0.29 | 4.42 | −0.10 |
| | Керсантиты | 2.61 | 1.60 | 4.17 | 4.13 | 2.72 | 4.32 | 1.93 | 0.12 | 4.34 | −0.39 |
| III | Интрузивы | | | | | | | | | | |
| | Монцониты | 2.73 | 0.51 | 1.39 | 5.21 | 3.05 | 4.10 | 2.53 | 0.20 | 4.17 | 0.18 |
| | Порфировидные граниты | 2.61 | 0.38 | 0.99 | 4.76 | 3.12 | 5.74 | 2.54 | 0.32 | 4.11 | 0.17 |
| IV | Гидротермально измененные монциониты | 2.59 | 2.14 | 5.55 | 3.90 | 1.54 | 3.90 | 1.54 | 0.20 | 3.59 | 0.91 |

Породы с отрицательными значениями $K_{пк}$ являются структурно-петрофизическими экранами. Расчетное значение температуры Дебая характеризует физическое состояние пород, полученных на основе данных по величинам скоростей ультразвуковых волн. Температура Дебая позволяет оценить теплоемкость пород, их изменения в процессе метасоматических преобразований.

*Петрофизические группы пород*. Обработка данных определений физико-механических свойств пород позволила разделить породы на четыре петрофизические группы (табл.4, рис.1).

В первую группу входят вулканогенные образования и контактовые роговики. Они характеризуются низкими значениями эффективной пористости (1.06-1.24) и высокими значениями модуля Юнга (7,36-8,80·$10^5$ $кг/см^2$), подчеркивающими высокую плотность. На основании полученных параметров эти породы могут быть отнесены к неблагоприятным для образования трещинных структур и последующей локализации оруденения.

Во вторую группу входят дайки гранодиорит-порфиров и керсантитов. Высокие значения физико-механических параметров могли способствовать экранирующей роли при рудоотложении. На месторождении в экзоконтактах даек гранодиорит-порфиров часто наблюдаются участки концентрации богатых медно-молибденовых руд. Эти дайковые породы имеют отрицательные значения $K_{пк}$.

В третью группу входят породы двух интрузивных фаз – монцонитов и порфировидных гранитов. Эти породы по петрофизическим параметрам практически не отличаются. Коэффициент Пуассона является единственным отличием. Так, пластичность порфировидных гранодиоритов на 30% выше, чем у монцонитов, что позволяет считать, что монцониты более хрупкие и способны деформироваться при меньших напряжениях. Этим фактором, наряду с общей тектонической обстановкой, обусловленной присутствием крупных зон разломов, можно объяснить развитие до- и постгрудной густой сети трещин в монцонитах.

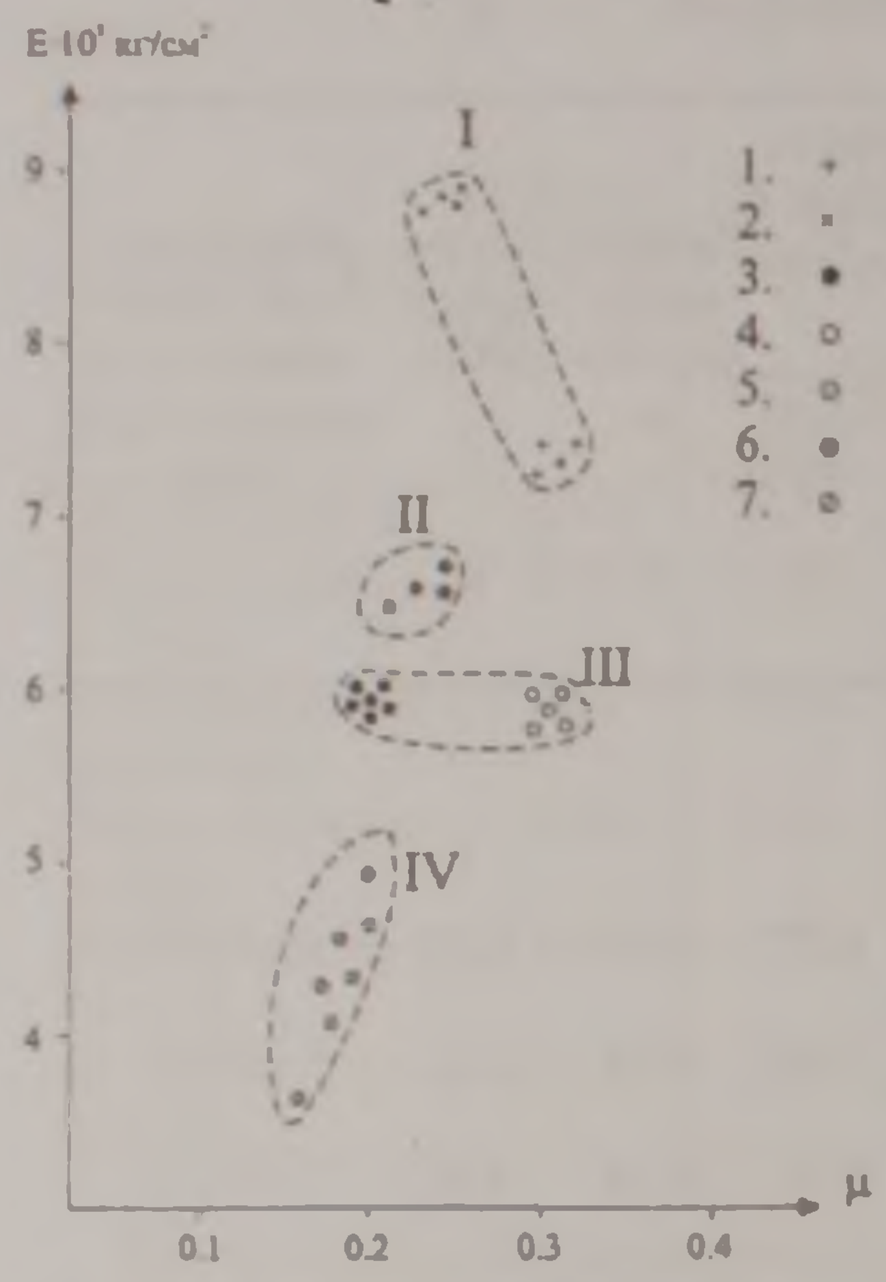



Рис.1. Характер изменения модуля упругости (E) и коэффициента Пуассона (μ) пород Каджаранского рудного поля. 1 – андезито-базальты, 2 – роговики, 3 – монцониты, 4 – порфировидные граниты, 5 – керсантиты, 6 – дайки гранодиорит-порфиров, 7 – гидротермально измененные монцониты

В четвертую группу объединены гидротермально-метасоматически измененные монцониты. Они широко развиты на Центральном участке Каджаранского медно-молибденового месторождения. В целом эти породы с оптимальными петрофизическими параметрами. Отмечаются низкие значения температуры Дебая, высокие значения $K_{пк}$. Для рассматриваемых гидротермально измененных пород наблюдается снижение параметров температуры Дебая до 20%. Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что породы с минимальными значениями температуры Дебая находятся в зонах рудных концентраций.

## Выводы

Рудовмещающие породы Каджаранского месторождения по физико-механическим и, в частности, упруго-прочностным параметрам могут быть подразделены на четыре основные группы: 1) вулканогенные образования и контактовые роговики; 2) дайковые образования; 3) монцониты и граниты и 4) метасоматические образования. Породы первых двух групп характеризуются высокими значениями модуля упругости и низкими значениями коэффициента Пуассона, что способствовало их экранирующей роли при рудоотложении. Об этом свидетельствуют также полученные по этим породам отрицательные значения $K_{пк}$ с высокими значениями температуры Дебая.

Породы двух других групп по всем рассмотренным параметрам могут быть отнесены к более податливым развитию хрупких деформаций. Площади обогащения медно-молибденовым оруденением, наряду с приуроченностью их к протяженным зонам разрывов, образуют скопления вдоль проницаемых экзоконтактов даек, обусловленные различиями физико-механических сред рудоотложения.

# ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՉԱՓԱՆԻՇՆԵՐԸ

**Ս. Պ. Սարգյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Ուսումնասիրվել են Քաջարանի հանքավայրի ապարների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունները: Ուսումնասիրման ոլորտին են պատկանում ապարների ծակոտկենությունը, Պուասոնի գործակիցը, առաձգականության հատկանիշները, Դեբայի ջերմաստիճանը և այլն: Ստացված արդյունքների հիման վրա հանքավայրի ապարները, ըստ իրենց ֆիզիկա-մեխանիկական հատկանիշների, ստորաբաժանվել են չորս պետրոֆիզիկական խմբերի, որոնցից յուրաքանչյուրը հանքակուտակման և ստրուկտուրաների ձևավորման գործում ունեցել են իրենց ուրույն դերը: Օրինակ՝ Պուասոնի գործակցի փոփոխությունը մեծ ազդեցություն է գործել ապարների պլաստիկության վրա, որն ունեցել է իր կարևորագույն դերը հանքակուտակման պրոցեսում, ծակոտկենության՝ նմանապես՝ հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների վրա իր նշանակալի ազդեցությունն է գործել: Դեբայի ջերմաստիճանի նվազումը ցույց է տալիս հանքակուտակման տեղամասերը:*

# PETROPHYSICAL PARAMETERS OF THE KAJARAN DEPOSIT ROCKS

**S. P. Sargsyan**

A b s t r a c t

The paper presents the results of studies of physical-and-mechanical properties of the Kajaran deposit rocks. Based on the data available the enclosing rocks of the deposit are divided into four petrophysical groups, which are also distinguished by their role in mineralization localization.

For the first time the data on generalizing petrophysical parameters (the Debye temperature and the complex petrophysical coefficient $K_{PC}$) are obtained.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Беликов Б.П.** Упругие и прочностные свойства горных пород. В кн.: Исследования физико-механических свойств горных пород. Труды ИГЕМ, вып.43, 1961, с.47-111.
2. **Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П.** Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, т.XXVII, №1, с.54-65.
3. **Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатян Т.А.** Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1969, 327 с.
4. **Мовсесян С.А., Исаенко М.П.** Комплексные медно-молибденовые месторождения. М.: Недра, 1974. 343 с.
5. **Старостин В.И.** Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979, 239 с.
6. **Старостин В.И.** Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988, 261 с.
7. **Таян Р.Н.** Особенности развития разрывных структур Каджаранского рудного поля. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, XXXVII, №3, с.21-29.
8. **Срапионян М.Г., Вартанян С.У.** Физико-механические свойства горных пород и структурно-литологические условия локализации оруденения на медно-молибденовом месторождении Армянской ССР. – Изв. ВУЗ-ов, Геология и разведка, 1978, №9, с.61-67.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII,** *№2-3, 84-88*

# ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЫБОРА СИСТЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ АНИЗОТРОПИИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

**© 1999 г. А. К. Матевосян**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 11.03.98.*

В настоящей статье на примере однородной поляризующейся анизотропной среды путем математических расчетов оценена зависимость величины относительного отклонения диаграмм интерпретируемых параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации от размеров и ориентировки взаимно перпендикулярных приемных линий. Поскольку в реальных условиях может возникнуть необходимость выполнения измерений двумя приемными линиями с ориентировкой, отклоненной от принятой ортогональной системы, предлагается пересчитывать соответствующие составляющие векторов измеряемых электрических полей, что полностью применимо при различных способах обработки и интерпретации данных векторной съемки и существенно расширяет возможности последней.

В статье [3], на основе математических расчетов показано, что при исследовании первичного электрического поля линейными (когда все как питающие, так и приемные электроды находятся на одной прямой) установками, расположенными на поверхности однородного полупространства с одноосной анизотропией удельного электрического сопротивления, изменение размеров приемных линий не приводит к изменению определяемых параметров кажущегося сопротивления. В случае же использования нелинейных (площадных) установок измерений, отсутствие учета ориентировки и размеров приемных линий может привести к существенным погрешностям исследований. С этой целью проведены теоретические расчеты параметров кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП) (табл.1 и 2) анизотропной среды с параметрами: $\rho_n=12\rho_t$, $\eta_n=0.04$, $\eta_t=0.28$, $\beta=45^\circ$, $\alpha=90^\circ$. Здесь $\rho_t$ и $\rho_n$ – значения удельного электрического сопротивления вдоль и поперек плоскости анизотропии; $\eta_t$ и $\eta_n$ – значения поляризуемости при тех же направлениях; $\beta$ – угол между простиранием плоскости анизотропии и осью $y$; $\alpha$ – угол падения плоскости анизотропии. Математические формулы, по которым определялись параметры электрических полей, приведены в [2]. Координаты питающих электродов: A(–6,–5), B(–3,7), C(7,–3), D(5,6) даны в условных единицах. Определялись $x$- и $y$-составляющие векторов плотности тока $\mathbf{j}$, напряженностей первичного $\mathbf{E}_п$ и вторичного $\mathbf{E}_{вп}$ полей в пункте наблюдений при различных вариантах подключения питающих электродов к источнику тока с целью возбуждения электрического поля требуемого направления, и вычислялись параметры КС (в единицах $\rho_t$) и КП для шести взаимно перпендикулярных приемных линий с конечными разносами и с центрами приемных линий, совмещенными с пунктом наблюдений (строки 1-6).

Результаты вычислений тех же параметров анизотропной среды для случая, когда разносы приемных линий бесконечно малы приведены в строке 7 таблиц 1 и 2. Нетрудно заметить, что в зависимости от выбранной системы регистрации первичного и вторичного (поля вызванной поляризации) электрических полей с конечными размерами

приемных линий в пункте наблюдений, величины параметров КС ($\rho_s$) и КП ($\eta_s$) могут варьировать от соответствующих величин тех же параметров, полученных с бесконечно малыми разносами приемных линий (измерительными диполями) в пределах первых десятков процентов.

*Таблица 1*

Параметры кажущегося сопротивления $\rho_s$ в пункте наблюдений при исследовании анизотропной среды различными системами возбуждения и регистрации

| Взаимно перпендикулярные приемные линии | | | Система возбуждения электрического поля | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | ABC | | ABD | | ACD | | BCD | |
| № | величина разносов | ориентировка | $\frac{\rho_{s\max}}{\rho_{s\min}}$ | $\varphi_{\max}$ | $\frac{\rho_{s\max}}{\rho_{s\min}}$ | $\varphi_{\max}$ | $\frac{\rho_{s\max}}{\rho_{s\min}}$ | $\varphi_{\max}$ | $\frac{\rho_{s\max}}{\rho_{s\min}}$ | $\varphi_{\max}$ |
| 1 | 2 | $0^0$ | 3.654<br>1.009 | $45.0^o$ | 4.393<br>0.263 | $-58.0^o$ | 3.697<br>0.251 | $-29.4^o$ | 5.252<br>0.988 | $44.7^o$ |
| 2 | $2\sqrt{2}$ | $45^o$ | 3.664<br>0.840 | $45.2^o$ | 4.297<br>0.215 | $-58.3^o$ | 3.656<br>0.216 | $-29.3^o$ | 4.687<br>0.841 | $44.8^o$ |
| 3 | 4 | $0^0$ | 3.710<br>1.372 | $45.6^o$ | 4.645<br>0.348 | $-57.5^o$ | 3.813<br>0.347 | $-29.7^o$ | 5.945<br>1.371 | $44.4^o$ |
| 4 | $2\sqrt{5}$ | $27^o$ | 3.536<br>1.033 | $38.9^o$ | 3.673<br>0.335 | $-63.0^o$ | 4.012<br>0.223 | $-32.9^o$ | 4.658<br>1.039 | $46.9^o$ |
| 5 | $4\sqrt{2}$ | $45^o$ | 3.149<br>0.765 | $45.2^o$ | 3.424<br>0.242 | $-61.8^o$ | 3.016<br>0.243 | $-25.8^o$ | 2.884<br>0.765 | $44.7^o$ |
| 6 | $2\sqrt{5}$ | $63^o$ | 3.659<br>1.024 | $51.5^o$ | 4.838<br>0.219 | $-54.5^o$ | 3.193<br>0.332 | $-24.5^o$ | 4.492<br>1.022 | $42.2^o$ |
| 7 | 0 | $0^0$ | 3.659<br>0.867 | $45.2^o$ | 4.363<br>0.219 | $-58.1^o$ | 3.667<br>0.221 | $-29.4^o$ | 5.055<br>0.867 | $44.7^o$ |

*Таблица 2*

Параметры кажущейся поляризуемости $\eta_s$ в пункте наблюдений при исследовании анизотропной среды различными системами возбуждения и регистрации

| Взаимно перпендикулярные приемные линии | | | Система возбуждения электрического поля | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | ABC | | ABD | | ACD | | BCD | |
| № | величина разносов | ориентировка | $\frac{\eta_{s\max}}{\eta_{s\min}}$ | $\varphi^*_{\max}$ | $\frac{\eta_{s\max}}{\eta_{s\min}}$ | $\varphi^*_{\max}$ | $\frac{\eta_{s\max}}{\eta_{s\min}}$ | $\varphi^*_{\max}$ | $\frac{\eta_{s\max}}{\eta_{s\min}}$ | $\varphi^*_{\max}$ |
| 1 | 2 | $0^0$ | 0.515<br>0.219 | $-44.9^o$ | 1.046<br>0.186 | $-25.7^o$ | 1.089<br>0.188 | $-63.4^o$ | 0.526<br>0.107 | $-44.9^o$ |
| 2 | $2\sqrt{2}$ | $45^o$ | 0.576<br>0.199 | $-44.9^o$ | 1.348<br>0.165 | $-29.8^o$ | 1.332<br>0.169 | $-60.3^o$ | 0.576<br>0.071 | $-44.9^o$ |
| 3 | 4 | $0^0$ | 0.412<br>0.208 | $-44.8^o$ | 0.880<br>0.179 | $-21.6^o$ | 0.874<br>0.183 | $-68.4^o$ | 0.412<br>0.093 | $-44.8^o$ |
| 4 | $2\sqrt{5}$ | $27^o$ | 0.493<br>0.187 | $-48.9^o$ | 0.985<br>0.204 | $-26.3^o$ | 1.375<br>0.127 | $-61.8^o$ | 0.493<br>0.045 | $-47.6^o$ |
| 5 | $4\sqrt{2}$ | $45^o$ | 0.579<br>0.187 | $-44.9^o$ | 1.337<br>0.167 | $-29.7^o$ | 1.321<br>0.171 | $-60.4^o$ | 0.579<br>0.013 | $-44.9^o$ |
| 6 | $2\sqrt{5}$ | $63^o$ | 0.494<br>0.186 | $-40.8^o$ | 1.396<br>0.123 | $-28.4^o$ | 0.982<br>0.207 | $-63.7^o$ | 0.494<br>0.045 | $-42.2^o$ |
| 7 | 0 | $0^0$ | 0.574<br>0.222 | $-44.9^o$ | 1.207<br>0.184 | $-28.3^o$ | 1.194<br>0.188 | $-61.8^o$ | 0.575<br>0.113 | $-44.9^o$ |

Степень относительного отклонения диаграммы кажущегося сопротивления ($\delta\rho_s$) или кажущейся поляризуемости ($\delta\eta_s$), полученной с конечными размерами приемных линий, от тех же параметров для бесконечно малых приемных линий, можно оценить по величине

$$\ddot{a}\tilde{n}_s = \frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}\frac{|\tilde{n}_{si} - \tilde{n}^0_{si}|}{\tilde{n}^0_{si}} \text{ или } \ddot{a}\varsigma_s = \frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}\frac{|\varsigma_{si} - \varsigma^0_{si}|}{\varsigma^0_{si}},$$

где $m$ – количество значений $\rho_s$ (или $\eta_s$) при различных направлениях вектора плотности тока $\mathbf{j}$ (или напряженности первичного поля $\mathbf{E}_0$), по которым производится усреднение; $\rho_{si}$ и $\rho_{si}^0$ (или $\eta_{si}$ и $\eta_{si}^0$) – величины кажущегося сопротивления, полученные в данном пункте с конечными и бесконечно малыми размерами приемных линий, соответственно для i-го направления вектора возбуждаемого поля.

*Таблица 3*

Значения среднего относительного отклонения (в процентах) кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости

| Взаимно перпендикулярные приемные линии | | | Система возбуждения электрического поля | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | ABC | | ABD | | ACD | | BCD | |
| № | величина разносов | ориентировка | $\delta\rho_s$ | $\delta\eta_s$ | $\delta\rho_s$ | $\delta\eta_s$ | $\delta\rho_s$ | $\delta\eta_s$ | $\delta\rho_s$ | $\delta\eta_s$ |
| 1 | 2 | 0° | 3.2 | 7.8 | 2.1 | 12.2 | 2.0 | 7.9 | 5.4 | 7.9 |
| 2 | $2\sqrt{2}$ | 45° | 0.6 | 2.7 | 1.8 | 10.8 | 0.4 | 10.6 | 6.6 | 5.6 |
| 3 | 4 | 0° | 13.6 | 21.8 | 10.7 | 25.1 | 9.0 | 24.7 | 24.1 | 26.5 |
| 4 | $2\sqrt{5}$ | 27° | 10.9 | 14.5 | 19.8 | 16.2 | 14.4 | 14.1 | 8.3 | 20.7 |
| 5 | $4\sqrt{2}$ | 45° | 13.5 | 4.0 | 19.1 | 9.9 | 20.1 | 9.7 | 37.8 | 11.6 |
| 6 | $2\sqrt{5}$ | 63° | 10.8 | 14.5 | 20.1 | 14.7 | 22.2 | 15.5 | 10.9 | 20.6 |

В табл.3 приведены значения $\delta\rho_s$ и $\delta\eta_s$ для различных систем возбуждения и регистрации электрических полей в пункте наблюдений, а на рис.1 изображены диаграммы КС и КП для системы возбуждения ABC. Несмотря на то, что эти отклонения резко снижаются с уменьшением разносов приемных линий, однако при проведении детальных экспериментальных исследований следует учитывать это обстоятельство. В некоторых случаях результаты таких вычислений можно распространять (использовать) и при оценке рассматриваемых отклонений на результаты измерений электрических полей, возбуждаемых в неоднородных по электрическим свойствам геоэлектрических средах, что позволит оценить точность экспериментальных электрометрических работ.

По таблицам 1 и 2 можно также проследить изменение приведенных параметров в зависимости от выбранной системы возбуждения электрического поля (расстановки трех питающих электродов).

Зачастую в реальных условиях приходится выполнять измерения как измененным разносом приемной линии, так и отклоненной ориентировкой от принятых направлений *x* и *y*. В первом случае этот методический вопрос решается обычным путем: нормировкой по величине соответствующего разноса приемной линии. Во втором – предлагается пересчитывать соответствующие векторы регистрируемых электричес-

ких полей (плотности тока, напряженностей первичного и вторичного полей) в пункте наблюдений вдоль произвольных осей $p$ и $q$ (т.е. $p$- и $q$-составляющих) во взаимно перпендикулярные $x$- и $y$-составляющие с использованием формул:

$$A_x=(A_p\sin\omega-A_q\sin\nu)/\sin(\omega-\nu) \quad \text{и} \quad A_y=(A_q\cos\nu-A_p\cos\omega)/\sin(\omega-\nu),$$

где $A_X$, $A_Y$, $A_P$, $A_Q$ - $x$-, $y$-, $p$-, $q$-составляющие вектора **A** в пункте наблюдений; $\nu$ и $\omega$ – углы между положительными направлениями оси $x$ с осями $p$ и $q$, соответственно (причем $\nu$ и $\omega$ считаются положительными при отсчете от полярной оси против часовой стрелки) (рис.2).

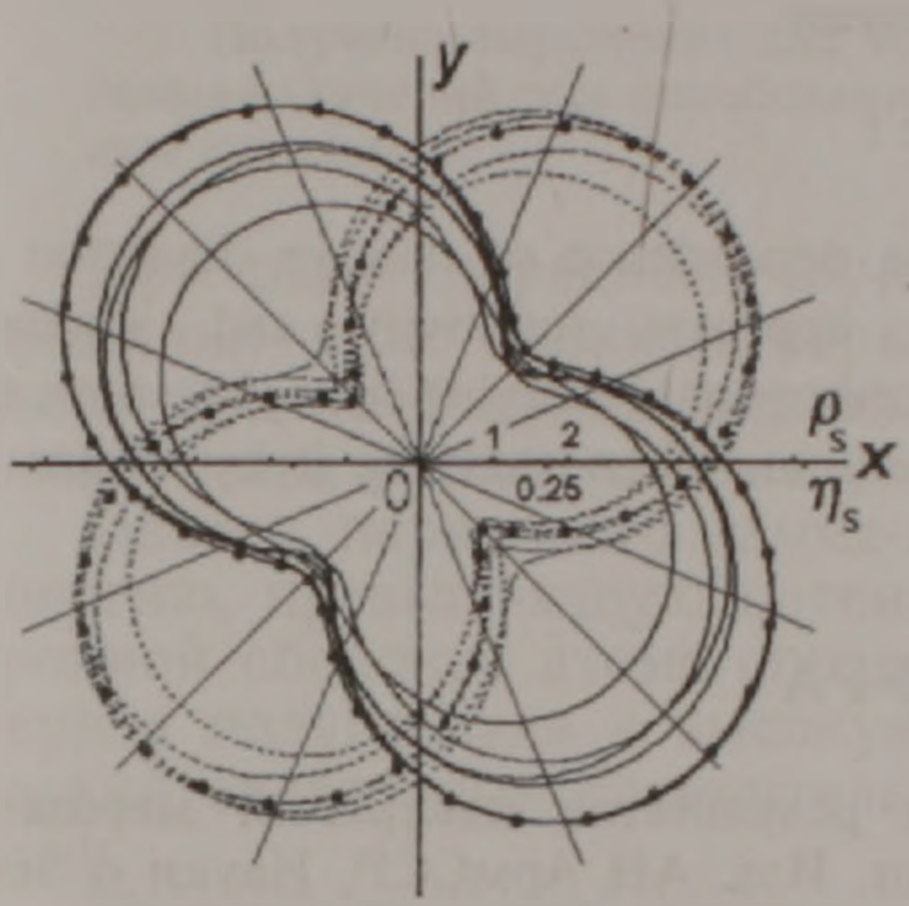



Рис.1. Диаграммы кажущегося сопротивления (пунктирные линии) и кажущейся поляризуемости (сплошные) при исследовании анизотропной среды с различными приемными линиями и системой возбуждения ABC (кружками обозначены соответствующие диаграммы, полученные приемными диполями).

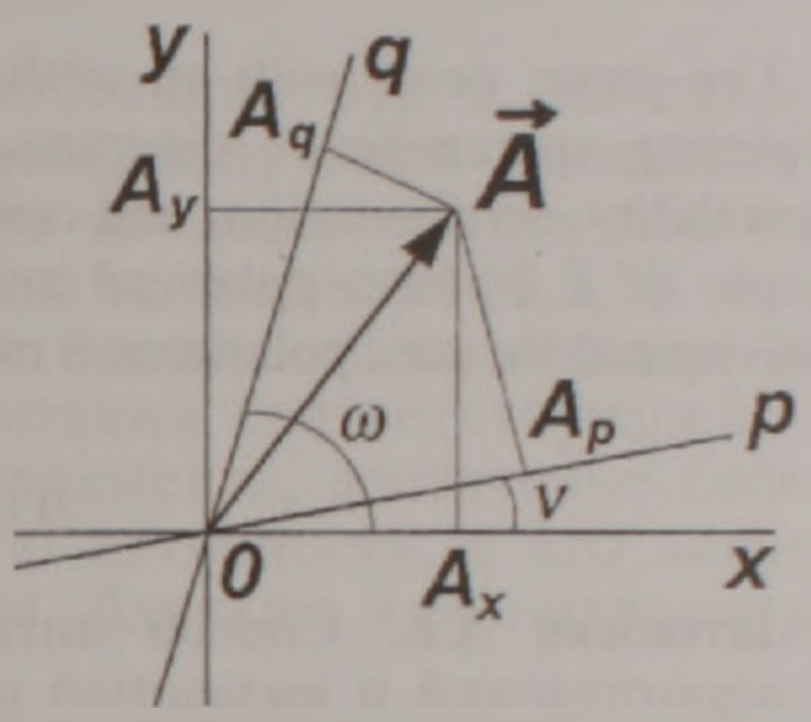



Рис.2. Схематическое представление осей координат и соответствующих составляющих вектора A.

Заметим, что $(\omega-\nu)$ – величина угла между осями $p$ и $q$, и при экспериментальных исследованиях желательно соблюдение условия $|\omega-\nu|\geq 30^\circ$. Очевидно, что предлагаемый пересчет, в частности, позволяет полностью применять ранее приведенные формулы с входящими в них $x$- и $y$-составляющими соответствующих векторов для обработки и интерпретации результатов наблюдений [1].

## ՉԱՓՄԱՆ ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ԸՆՏՐՄԱՆ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ ԵՐԿՐԱԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ԱՆԻԶՈՏՐՈՊԻԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐԵԼԻՍ

**Ա. Կ. Մաթ–ոսյան**

Ամփոփում

*Տվյալ հոդվածում, մաթեմատիկական հաշվարկների միջոցով, գնահատված է մեկնաբանվող պարամետրերի՝ թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման, դիագրամների հարաբերական չեղման կախվածությունը, փոխուղղահայաց գրանցող գծերի չափսերից և ուղվածությունից, համասեռ բևեռացող անիզոտրոպ միջավայրի օրինակի վրա, դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով ուսումնասիրություններ կատարե-*

*լիս: Քանի որ, իրական պայմաններում, կարող է լինել անհրաժեշտություն չափումները կատարել երկու գրանցող գծերի միջոցով, չեղված փոխուղղահայաց համակարգից, առաջարկվում է վերահաշվարկել չափվող էլեկտրական դաշտերի վեկտորների համապատասխան բաղադրիչները, ինչը լիովին կիրառելի է տարբեր եղանակներով վեկտորական հանույթի տվյալները մշակելիս և մեկնաբանելիս:*

# EVALUATION OF REGISTRATION SYSTEM SELECTION IMPACT WHEN STUDYING GEOELECTRICAL ENVIRONMENT ANISOTROPY

**A. K. Matevosyan**

A b s t r a c t

The paper deals with an evaluation of the dependence of relative deviation of interpreting parameters' diagrams, such as apparent resistivity and apparent polarizability, on dimensions and orientation of orthogonal receiving lines, based on the example of a uniform polarized anisotropic medium, when studying it by means of resistivity and induced polarization methods.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Матевосян А.К.** Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 3, с. 46-55.
2. **Матевосян А.К.** Изучение анизотропии электропроводности и поляризуемости пород с использованием различных систем возбуждения и регистрации электрических полей. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, №2, с.53-66.
3. **Семенов А.С., Азарова Л.Ф.** Поле точечного источника тока в анизотропной среде (радиальные производные потенциала). – Вестник ЛГУ, 1983, №6, с.72-75.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 89-92*

# ЭНЕРГИЯ ПЕРВИЧНОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИ РЕНТГЕНО-РАДИОМЕТРИЧЕСКОМ ОПРОБОВАНИИ ГЕТЕРОГЕННЫХ РУД

**© 1999 г. А. А. Тамразян**

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им.А.Назарова НАН РА*
*377515 Гюмри, Ленинградян, 5, Республика Армения*

*Поступила в редакцию 20.10.98.*

Получено выражение для определения оптимальной энергии первичных гамма-излучений при опробовании гетерогенных руд рентгенорадиометрическим методом.

При рентгенорадиометрическом опробовании руд в естественном залегании к источникам первичного гамма-излучения предъявляется целый ряд требований, связанных как со специфическими особенностями самого метода, так и с условиями его применения [2,5,8].

Изотоп первичного гамма-излучения прежде всего должен иметь энергию, превышающую потенциал ионизации соответствующей электронной оболочки атома определяемого элемента, достаточно большой период полураспада и высокую удельную активность, а его энергетический спектр был сравнительно чистым, близким к монохроматическому.

При опробовании гетерогенных руд к источникам первичного излучения, помимо вышеуказанных, предъявляется и другое требование. Так, при опробовании руд в условиях естественного залегания влияние гетерогенности учитывается с помощью структурного коэффициента $T_x$ [3,4,7], который зависит от содержания и размеров рудных включений, от атомного номера наполнителя и энергии первичных гамма-излучений.

В условиях естественного залегания содержания и размеры рудных включений, а также эффективный атомный номер вмещающих пород являются неконтролируемыми факторами и, следовательно, уменьшение влияния гетерогенности можно осуществлять фактически только выбором оптимальной энергии первичных гамма-излучений $E_j$.

Влияние гетерогенности на результаты опробования тем больше, чем больше структурный коэффициент $T_x$ отличается от единицы. Следовательно, значение оптимальной энергии первичных гамма-излучений необходимо найти из условий $T_x = 1$.

Для грубозернистых гетерогенных руд с биномиальным распределением неоднородностей структурный коэффициент $T_x$ имеет следующий вид [7]:

$$T_x = \frac{\bar{\mu}_j + \bar{\mu}_x}{\bar{\mu}_j^A q} \cdot \frac{\ln(1-q)}{2\ln(1-q) - \bar{n}_A D(1-q)(\bar{\mu}_j^H + \bar{\mu}_x^H)}, \qquad (1)$$

где q – содержание определяемого элемента, $\rho_A$ – плотность рудной фазы, $\bar{\mu}$ – массовый коэффициент ослабления первичных (j) и характеритических (x) излучений в рудной фазе (A) и наполнителе (H), D – размер рудного включения.

Структурный коэффициент $T_x$ с увеличением размера рудного включения уменьшается и асимптотически стремится к единице. Однако, из простых физических соображений ясно, что влияние крупности зерен на значения $T_x$ проявляется до тех пор, пока их размеры меньше

глубинности исследований, которая [4] $h = 2/\bar{n}_H(\bar{\tau}_j^H + \bar{\tau}_x^H)$, где $\bar{n}_H$ – плотность наполнителя.

Ограничиваясь условием $D = h/2$, при котором гетерогенность проявляется довольно четко, из (1) получим

$$T_x = \frac{\bar{\tau}_j + \bar{\tau}_x}{\bar{\tau}_j^A \cdot q} \cdot \frac{\ln(1-q)}{2\ln(1-q) - \frac{\bar{n}_A}{\bar{n}_H}(1-q)} . \qquad (2)$$

Выражая $\bar{\tau}$ через атомный номер вещества Z и энергии E гамма-квантов [1], из (2) получим

$$T_x = \frac{Z_{эф.}^{3.94}(E_j^3 + E_x^3)}{Z_A^{3.94} \cdot E_x^3 \cdot q} \cdot \frac{\ln(1-q)}{2\ln(1-q) - \frac{\bar{n}_A}{\bar{n}_H}(1-q)} . \qquad (3)$$

Здесь $E_j$, $E_x$ – энергия первичных гамма- и характеристических рентгеновских излучений, $Z_A$ – атомный номер определяемого элемента, $Z_{эф}$ – эффективный атомный номер гетерогенной среды, который определяется по формуле Поройкова [6] и имеет вид

$$Z_{эф.} = \sqrt[3]{\frac{1}{\bar{m}} \sum_i q_i m_i Z_i^3} , \quad \text{где} \quad m = \sum_i q_i m_i , \quad m_i = \frac{Z_i}{A_i} .$$

Формула Поройкова справедлива, когда энергия первичного гамма-излучения больше потенциала ионизации K – уровня любого из элементов, входящих в состав гетерогенной среды.

Из условия $T_x$=1, при котором влияние эффекта гетерогенности сводится к минимуму, и для удобства обозначая

$$\frac{\ln(1-q)}{2\ln(1-q) - \frac{\bar{n}_A}{\bar{n}_H}(1-q)} = \eta ,$$

для $E_j$ получим

$$E_j = E_x \sqrt[3]{\frac{Z_A^{3.94} \cdot q - Z_{эф.}^{3.94} \cdot \varsigma}{Z_{эф.}^{3.94} \cdot \varsigma}} . \qquad (4)$$

С теоретической и практической точки зрения удобнее применять не абсолютное значение энергии первичных излучений $E_j$, а его отношение к значению энергии K-края поглощения определяемого элемента $E_k$, т.е. при выборе источника нужно определить – насколько его энергия должна превосходить энергию K-края поглощения определяемого элемента.

Учитывая также, что для большинства металлов $E_k \approx 1.15E_x$, выражение (4) можно переписать в следующем виде

$$\frac{E_j}{E_k} = 0.87 \sqrt[3]{\frac{Z_A^{3.94} \cdot q - Z_{эф.}^{3.94} \cdot \varsigma}{Z_{эф.}^{3.94} \cdot \varsigma}} . \qquad (5)$$

Из выражения (5) видно, что с увеличением содержания определяемого элемента значение $E_j/E_k$ стремится к единице. В предельном случае, когда исследуемая среда представлена только определяемым элементом, то понятие эффекта гетерогенности теряет смысл. В этом случае наиболее эффективным источником возбуждения становится тот, у которого энергия близка (справа) к энергии K-края поглощения

определяемого элемента.

Результаты теоретических расчетов приведены на рисунке 1, где представлена зависимость $E_j/E_k$ от содержания определяемых элементов при различных наполнителях.

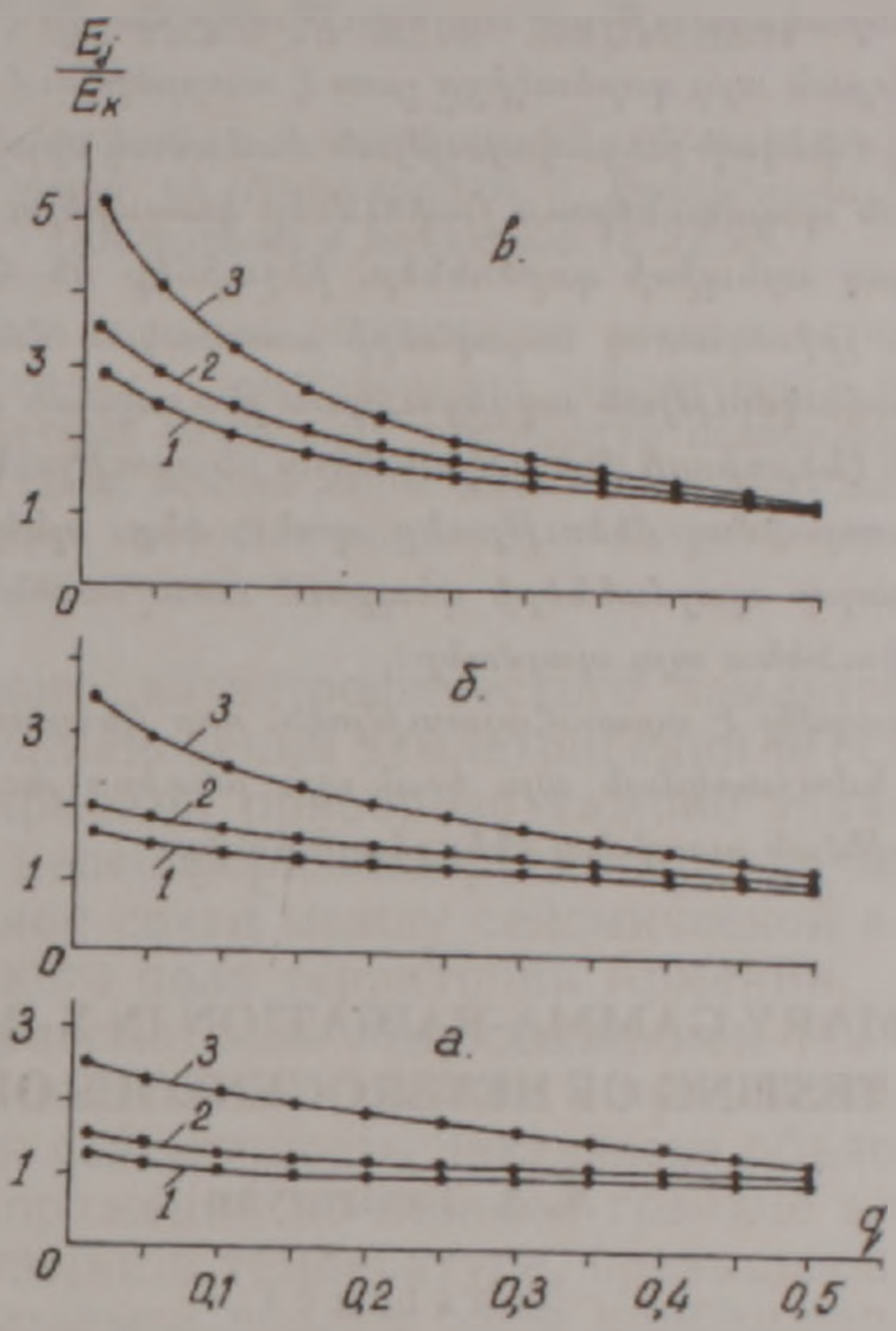



Рис.1. Зависимость $E_j/E_k$ от содержания определяемого элемента при различных наполнителях. Определяемый элемент: 1 – $F_e$; 2 – Cu; 3 – Mo. Атомный номер наполнителя $Z_H$: а – 25; б – 20; в – 13.

Расчеты показывают, что $E_j/E_k$ тем больше, чем больше различие атомных номеров определяемого элемента и наполнителя.

Высокие значения $E_j/E_k$ наблюдаются и при малых содержаниях определяемого элемента в среде.

Так, например, для определения меди в гетерогенной среде с $Z_H$=25 оптимальным является источник, энергия которого превосходит энергию К-края меди в 1,5 раза, а при $Z_H$=13 – в 3 раза.

Таким образом, получено выражение, которое позволяет определить оптимальную энергию первичного гамма-излучения при опробовании гетерогенных руд.

Работа выполнена в рамках темы 96-818, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

## ԱՌԱՋՆԱՅԻՆ ՃԱՌԱԳԱՅԹՄԱՆ ԷՆԵՐԳԻԱՆ ՌԵՆՏԳԵՆՈՌԱԴԻՈՄԵՏՐԱԿԱՆ ՄԵԹՈԴՈՎ ՏԱՐԱԿԱԶՄ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԻ ՆՄՈՒՇԱՐԿՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ

**Ա. Ա. Թամրազյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Ռենտգենորադիոմետրական մեթոդով տարրակազմ հանքանյութի նմուշարկման ժամանակ չափման արդյունքների վրա որոշակի ազդեցություն է թողնում, այսպես*

*կոչված, տարակազմության էֆեկտը:*

*Այս աշխատանքում փորձ է արվում այդ էֆեկտի ազդեցությունը թուլացնել սկզբնական ճառագայթների օպտիմալ էներգիայի ընտրությամբ: Դա կատարվում է հետևյալ կերպ.*

*Հայտնի է, որ տարակազմության ազդեցությունը հաշվի է առնվում $T_x$ կառուցվածքային գործակցով: Որքան այդ գործակիցը շատ է տարբերվում մեկից, այնքան մեծ է ազդեցությունը, իսկ այդ էֆեկտի բացակայության ժամանակ նրա արժեքը ձգտում է մեկի:*

*Քանի որ բնական պայմաններում չափումներ կատարելու ժամանակ տարակազմությունը պայմանավորող այնպիսի գործոններ, ինչպիսիք են հանքային անհամասեռությունների չափերը և շրջապատող ապարների ատոմական համարները, չկարգավորվող են, հետևաբար՝ տարակազմության ազդեցության թուլացման միակ ճանապարհն առաջնային ճառագայթման էներգիայի մեծության ճիշտ ընտրությունն է:*

*Էներգիայի այդ օպտիմալ մեծությունը որոնել ենք, ելնելով $T_x=1$ պայմանից, այսինքն՝ թե մնացած բոլոր պայմանների դեպքում առաջնային էներգիայի ինչպիսի արժեքի դեպքում տեղի կունենա այդ պայմանը:*

*Արդյունքում ստացվել է արտահայտություն, որը հնարավորություն է տալիս տարակազմ միջավայրի նմուշարկման այս կամ այն խնդիրը լուծելու ժամանակ որոշելու առաջնային ճառագայթման օպտիմալ էներգիայի ճափը:*

## ENERGY OF PRIMARY GAMMA-RADIATION IN X-RAY – RADIOMETRIC TESTING OF HETEROGENEOUS ORES

**A. A. Tamrazyan**

A b s t r a c t

A formula for determination of an optimum energy of primary gamma-radiation when testing heterogeneous ores by X-ray – radiometric methods is derived.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Блохин М.А.** Физика рентгеновских лучей. Изд. 2-е, перераб. М.: 1957, 388 с.
2. **Большаков А.Ю.** Рентгенорадиометрический метод исследования состава горных пород. М.: 1970, 136 с.
3. **Кудрявцев Ю.И., Мейер В.А.** Влияние структуры руд на интенсивности характеристического и рассеянного излучений и их отношение при измерениях в естественных условиях. Учен. зап. ЛГУ, 1968, №340, серия физ. и геол. наук, вып.18, с.150-177.
4. **Леман Е.П.** Рентгенорадиометрический метод опробования месторождений цветных и редких металлов. Л.: Недра, 1978, 232 с.
5. **Леман Е.П., Болотова Н.Г.** Радиоактивные изотопы и источники гамма-излучения для рентгенорадиометрического опробования руд. "Вопр. разведочной геофизики", 1969, вып.11, с.3-11.
6. **Поройков И.В.** Рентгенометрия. М.—Л.: 1950, 384 с.
7. **Тамразян А.А., Леман Е.П.** Рентгенорадиометрический метод опробования гетерогенных руд. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 120 с.
8. **Якубович А.Л., Зайцев Е.И., Пржиялговский С.М.** Ядерно-физические методы анализа минерального сырья. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: 1973, 392 с.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 93-96*

# ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

**© 1999 г. К. С. Вартанян**

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА*
*377515, г.Гюмри, ул.Ленинградян, 5, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 16.02.99.*

В статье сделана попытка обоснования возможности некоторой роли геотермической аномалии в формировании сейсмичности территории Армении. Значения расчетных глубинных температур позволяют предполагать о наличии в средней части земной коры зоны частичного плавления, где термоупругие напряжения способны привести к разрыву сплошности пород в граничных областях указанной зоны.

После Спитакского катастрофического землетрясения 1988 года изучение причин возникновения землетрясений и сейсмической активности территории Армении приобрело важное значение. Ввиду этого нам представляется целесообразным рассмотрение наличия возможной причинно-следственной связи между сейсмической активностью и аномалией геотермического поля территории Армении.

Эта тема была рассмотрена Мириджяняном Р.Т. еще в 1974г. [7]. Им были выражены достаточно близкие к предлагаемым точки зрения. В работе [1] высокая сейсмичность Закавказья объясняется релаксацией термоупругих напряжений на нижней границе земной коры, "...где можно ожидать различий в температуре, превышающих 700°С". В данной статье мы попытаемся внести, хотя приближенные, количественные оценки для обоснования наших предположений.

Представим вкратце имеющиеся обобщенные данные о сейсмичности территории.

Сейсмичность территории Армении носит весьма сложный характер. В числе основных геологических критериев, контролирующих сейсмичность, упоминаются новейшие и современные тектонические движения, их характер и амплитуда, соотношение с более древними движениями и созданными ими структурами, глубинные разломы и др. В результате многочисленных сейсмологических и геологических исследований сделаны следующие обобщенные выводы: на территории Армении очаги землетрясений приурочены в основном к границам крупных геотектонических зон, интенсивность землетрясений с северо-востока на юго-запад возрастает. Наиболее сейсмоактивны участки, расположенные на пересечениях разломов кавказского и антикавказского направлений, а также граничные зоны между блоками, охваченными контрастными вертикальными движениями [3].

Для территории Армении существует несколько обобщающих схем распределения эпицентров землетрясений [3,6,8]. Одни отражают сейсмичность последних 70-100 лет, изученную наиболее достоверно, с применением инструментальных методов, другие схемы фиксируют лишь наиболее крупные сейсмические события за историческое время. Для сравнения с тепловыми процессами, конечно, больше пригодны вторые данные, охватывающие более длительный временной интервал, так как первые могут отражать кратковременные усиления и ослабления сейсмической активности, а не постоянные характеристики режима.

Для сопоставления с обобщенной тепловой моделью М.Кавказа, вдоль профиля Маркара-Пойлы, пересекающего вкрест простирания

все основные геотектонические структуры исследуемой территории, построено распределение количества землетрясений нанесением на профиль всех эпицентров землетрясений параллельно простиранию тектонических структур.

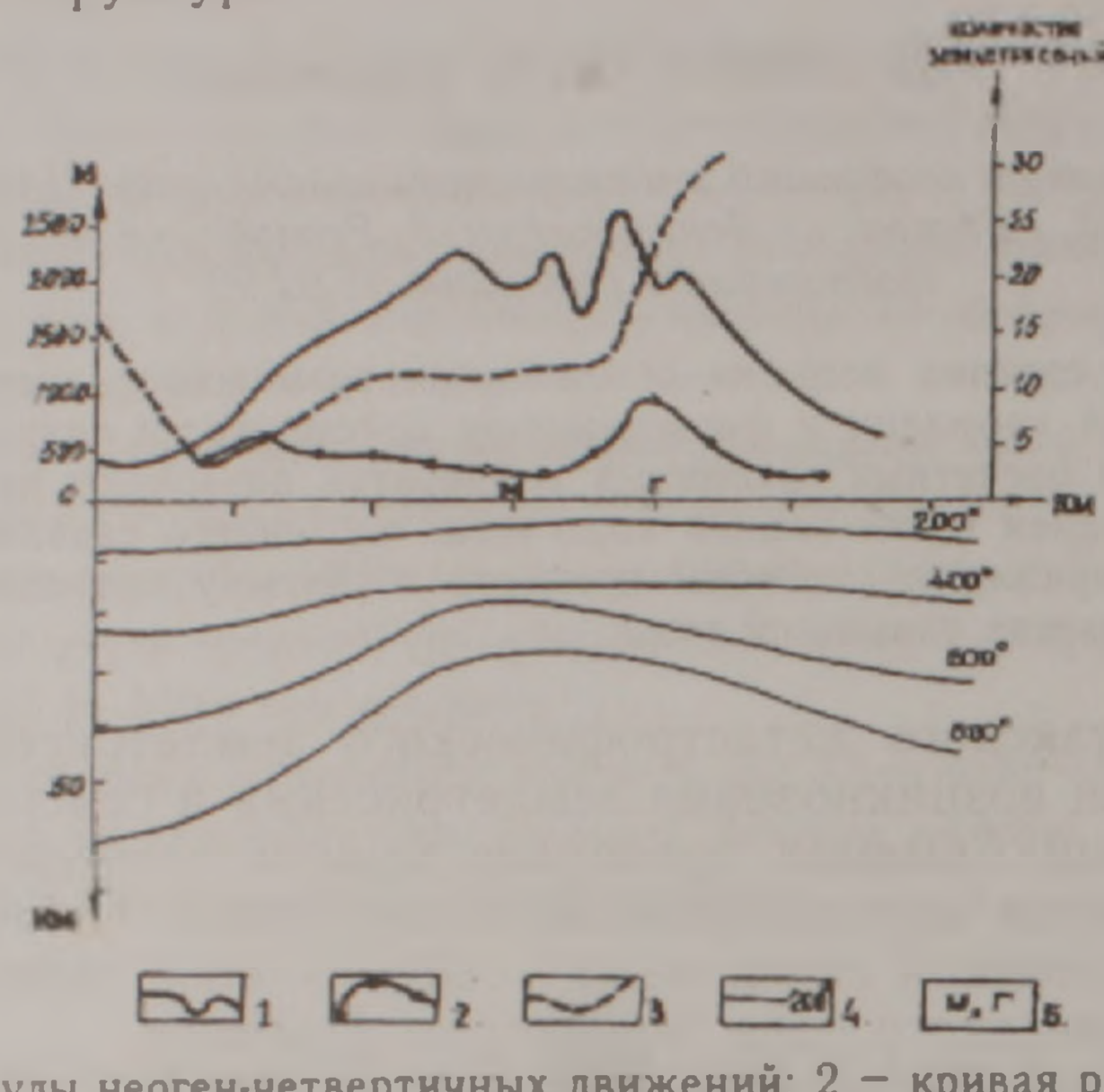



Рис.1. 1 – амплитуды неоген-четвертичных движений; 2 – кривая распределения сильных землетрясений; 3 – кривая распределения землетрясений за последние 100 лет; 4 – изолинии глубинных Т; 5 – центры магматической и геосинклинальной активизаций.

После такой операции выяснилось, что максимальными концентрациями эпицентров землетрясений за историческое время характеризуются граничные области вулканической зоны (рис.1).

Эпицентры землетрясений, происшедших примерно за последние 100 лет, распределены менее закономерно: большой рой землетрясений недавнего прошлого на северо-западе Армении (Ахалкалакское нагорье) резко повышает концентрацию эпицентров вблизи северного края вулканической зоны.

Представляется весьма логичным предположение, что сейсмическая активность, новейшие и современные движения земной коры, активное проявление новейшего вулканизма, аномалии геофизических полей, в том числе геотермического поля, являются различными проявлениями одного и того же глубинного процесса.

Отметим, что согласно предложенной Мириджаняном Р.Т. схеме "...наблюдаемое региональное тепловое поле с повышенным напряжением является следствием изменения состояния подкорового вещества, которое предопределяло также новейшую тектоническую перестройку, вулканизм, поднятие и формирование современного рельефа" [7].

Исходя из вышеизложенного, интересно сопоставить сейсмическую активность с обобщенной тепловой моделью территории Армении, построенной на основе принципов полиморфно-адвекционной гипотезы развития активных регионов [4].

Представим несколько подробнее обобщенную тепловую модель территории Армении.

Модель была построена по сейсмологическому профилю Маркара-Пойлы, на котором выделены несколько блоков земной коры, определены мощности слоев земной коры в пределах указанных блоков.

На модели рассчитаны глубинные температуры до 200 *км*, выделены астеносфера и коровая зона частичного плавления, соответственно на глубинах 60-170 *км* и около 20 *км* [2]. Причем коровая зона частич-

ного плавления пространственно хорошо совпадает с зоной магматической активизации.

Отметим, что при построении тепловой модели нами были учтены два цикла активизации исследуемого региона: альпийская геосинклинальная складчатость – 25-30 *млн.лет* и миоплиоценовый магматизм – 6 *млн.лет*.

Как уже было отмечено, согласно построенной модели вычислены глубинные температуры, а также скорость изменений температур за последние миллионы лет, что позволяет оценить уровень возможных термоупругих напряжений. Так, по построенной модели, вблизи границ вулканического пояса, на глубинах около 15-20 *км* достигается скорость изменения температур порядка $10^{-12}$ С/с, что достаточно для возникновения разрушающих напряжений, так как по имеющимся оценкам для накопления разрушающих напряжений достаточно изменение температуры в средней части коры порядка $10^{12}-10^{-13}$°С/с [4].

Таким образом, необходимая скорость изменений температур для накопления термоупругих напряжений (первые десятки *бар*) вполне вероятна в средней части коры исследуемой территории, и совпадение максимального количества землетрясений с граничными областями зоны повышенных температур в коре представляется оправданным. Иными словами, длительный нагрев частей земной коры (наличие корового слоя частичного плавления и астеносферы) может привести к росту в ее толще термоупругих напряжений. Их накопление до определенного уровня приводит к разрушению сплошности пород. То есть, помимо дифференцированных вертикальных перемещений блоков земной коры, в нарушении сплошности пород коры некоторую роль могут играть также температурные напряжения.

Интересно сопоставить с тепловой моделью данные о глубинах гипоцентров землетрясений в Армении [3,8]. По этим данным, подавляющее большинство землетрясений происходит на глубинах до 10-15 *км*, значительно меньше – на глубинах 20-25 *км*. Именно на этой глубине температуры в недрах вулканической зоны и прилегающих районов приближаются к солидусу пород амфиболитовой фации метаморфизма. Глубже уже возможно частичное плавление пород, и в пластичных породах не могут накапливаться напряжения, необходимые для происхождения сейсмических событий.

Нужно отметить, что описанное соответствие тепловой модели и сейсмической активности территории Армении очень упрощенно освещает ситуацию. Тепловая модель построена для двухмерного объекта в недрах, сохраняющего на всем протяжении одинаковую ширину, не имеющую разрывов и т.п. В действительности уже по распределению очагов плиоцен-четвертичного вулканизма в плане видны существенные изменения зоны по простиранию, которые из-за недостаточной изученности пока не могут быть охарактеризованы сложной трехмерной тепловой моделью. Соответственно и очаги землетрясений размещены вдоль вулканической зоны отнюдь неравномерно.

Дальнейшее исследование геотермического поля территории Армении, построение более подробных карт ТП, трехмерной тепловой модели, сопоставление геотермического поля с другими геофизическими данными возможны только на основе новых определений теплового потока.

В настоящее время получение новых значений теплового потока связано с определенными трудностями, но большая информативность геотермического метода определяет необходимость расширения работ по определению теплового потока и его интерпретации в Армении.

# ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՋԵՐՄԱՅԻՆ ԴԱՇՏԸ ԵՎ ՍԵՅՍՄԻԿԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

**Կ. Ս. Վարթանյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Հոդվածում փորձ է արված հիմնավորել ՀՀ տարածքի սեյսմիկ ակտիվության ձևավորման գործում երկրաջերմային դաշտի անոմալիայի ունեցած որոշ դերի հնարավորությունը:*

*ՀՀ տարածքի ընդհանրացված երկրաջերմային մոդելի համաձայն հաշվարկված խորքային ջերմաստիճանները թույլ են տալիս ենթադրելու, որ երկրակեղևի միջին մասում տեղադրված տարածականորեն հրաբխային գոտուն համապատասխանող մանթակի հալման չերտի գոյությունը կարող է պատճառ հանդիսանալ սահմանային շրջաններում ջերմաառաձգական լարվածությունների այնպիսի մակարդակի ապահովմանը, որը կարող է բերել ապարների հոծության խզմանը այդ շրջաններում: Այսինքն՝ երկրաշարժ առաջացնող ամենատարբեր պատճառների կողքին որոշակի դեր կարող են խաղալ նաև խորքային ջերմաառաձգական լարումները:*

*ՀՀ տարածքում գրանցված երկրաշարժերի խորությունների մասին եղած տվյալները համապատասխանում են երկրակեղևի ընդհանրացված ջերմային մոդելի այն տվյալներին, որ 20 կմ խորը տեղադրված ապարներում քիչ հավանական է սահմանային ջերմաառաձգական լարումների կուտակման հնարավորությունը, քանի որ այդ խորություններում, շնորհիվ բարձր ջերմաստիճանների, մեծ է ապարների պլաստիկության գործակիցը:*

# HEAT FIELD AND SEISMICITY OF THE TERRITORY OF ARMENIA

**K. S. Vartanyan**

A b s t r a c t

There is an attempt to support certain contribution of a geothermal anomaly to the seismicity in the territory of Armenia. Calculated values of deep temperatures suggest availability of partial melting zones in the middle part of the Earth crust, which may produce thermo-elastic stresses able to lead to the rupture of rock continuity in boundary areas of the zone.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Аветисян А.А., Макаренко Ф.А., Сергиенко С.И.** Тепловой поток в Закавказье. ДАН СССР, 1975, т.222, №3, с.665-668.
2. **Вартанян К.С., Якоби Н.М.** Тепловой поток и астеносфера Армении. В сб.: Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев: Изд. Наукова думка, 1988, с.136-142.
3. **Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕрГУ, 1981, 284 с.
4. **Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М.** Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка, 1982, 184 с.
5. **Карапетян Н.К.** О сейсмичности Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, 1960, т.13, №1, с.43-58.
6. **Карапетян Н.К., Пирузян С.А.** Сейсмичность Армении. В кн.: Геология Армянской ССР, 1972, т.10, Геофизика, Изд. АН АрмССР, с.125-187.
7. **Мириджанян Р.Т.** О природе аномально повышенного геотермического поля центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, №6, с.67-69.
8. Новый каталог сильных землетрясений территории СССР. М.: Недра, 1975, 585 с.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 97-100*

# СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РЕК БАССЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

**© 1999 г. Т. Г. Варданян**

*Ереванский государственный университет*
*375049, Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, ЕГУ, Республика Армения.*
*Поступила в редакцию 03.03.99.*

В статье рассматривается экологическое состояние рек бассейна озера Севан. В основном показаны изменения минерализации рек начиная с 1929 года по сей день. Согласно имеющимся данным в начале века она составляла 129 *мг/л*, а в конце 80-х гг. – 60-200 *мг/л*. В результате выявлено, что увеличение минерализации привело к ухудшению экологического состояния речных вод бассейна озера Севан, а также самого озера.

Об экологическом состоянии озера Севан и рек его бассейна упоминалось неоднократно, этому посвящены многочисленные труды и правительственные решения. Последние являются весьма ценными, пожалуй, потому, что являются решениями бывшего Союза, а последнее известное из них направлено именно на улучшение экологического состояния озера Севан и его бассейна (Пост. ЦК КПСС и Совета Министров СССР N 812 от 28 сентября 1978 года). Нет необходимости обращаться к решениям правительства РА. Они также были направлены на облегчение экологического состояния бассейна озера Севан, однако "облегчилось" не состояние, а само озеро.

Среди задач, направленных на охрану водных ресурсов, первостепенное место занимает оценка качества воды. В естественном состоянии поверхностные воды характеризуются определенными химическими, физическими и биологическими показателями, которые дают возможность определить степень их пригодности.

В водотоках качество воды обусловлено множеством явлений, которые происходят в водосборных бассейнах как естественным, так и антропогенным путем. Среди качественных показателей речных вод чрезвычайно важное значение имеет степень минерализации.

Исследованием вопросов минерализации, химического состава, сухих ионных отложений (осадков), химической эрозии озера Севан и речных вод его бассейна занимались многие авторы [2,3,5-8,10] в разное время, а для всей территории РА эти вопросы тщательно исследованы Габриеляном Г.К. [1]. Значительную ценность представляет также работа [9], которая посвящена экологическим и экономическим вопросам озера Севан и его бассейна.

Принимая в основе результаты исследований вышеупомянутых авторов, а также обработанные нами данные наблюдений Гидрометеорологического управления РА за 1986-1988 гг. (после отмеченных годов наблюдения за минерализацией речных вод почти не были проведены в связи с тяжелым социально-экономическим состоянием страны), попытаемся сравнить и проанализировать качественные изменения степени минерализации речных вод бассейна по сей день. Эти данные в обобщенном виде приведены в таблице 1.

Как видно из таблицы 1, начиная с 1929 года степень минерализации речных вод в бассейне постепенно возрастала: в сумме от 129 *мг/л* достигла 180 *мг/л* (1988г.), а по данным Севанской гидробиологической станции – ок. 200 *мг/л* [4].

*Таблица 1*

Минерализация и содержание ионов в речных водах бассейна озера Севан

| Годы (по авторам) | Главные ионы, *мг/л* | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Na^+ + K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $\Sigma_и$ |
| 1929 (Лятти С.Я.) | 85.7 | 4.8 | 4.9 | 10.3 | 17.0 | 6.3 | 129.0 |
| 1950-1968 (Лачинова Р.Л.) | 86.0 | 11.0 | 3.5 | 8.3 | 17.8 | 6.3 | 132.9 |
| 1968-1973 (Габриелян Г. К.) | – | – | – | – | – | – | 147.0 |
| 1986-1988 (Гидрометеорологическое управление РА) | 98.0 | 20.2 | 10.8 | 14.3 | 25.5 | 11.1 | 179.9 |

Несомненно, главная причина увеличения минерализации вод обусловлена происшедшими в бассейне антропогенными изменениями – развитием хозяйства и искусственным снижением уровня воды оз. Севан. Однако нельзя забывать также и то обстоятельство, что независимо от антропогенного фактора степень минерализации речных вод так или иначе увеличилась бы (даже незначительно), что обусловлено глубинной эрозией рек, которая способствовала бы выходам глубинных подземных вод , имеющих высокую степень минерализации.

Из главных ионов (табл.1) изменению наиболее подверглись сульфат-ион ($SO_4^{2-}$) хлор-ион ($Cl^-$). Последний по сравнению с 1950-1966гг. возрос приблизительно в три раза, а содержание сульфата иона по сравнению с 1929г. возросло приблизительно в четыре раза.

В речных водах бассейна озера Севан из катионов преобладает кальций ($Ca^{2+}$), а из анионов – гидрокарбонат ($HCO_3^-$). Если главные ионы минерализации речных вод расположить в порядке убывания, то получим:

$$Ca^{2+} > Na^+ + K^+ > Mg^{2+}$$
$$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$$

А это означает, что реки бассейна оз.Севан принадлежат первому типу гидрокарбонатной группы – $C_I^{Ca}$.

Как было отмечено выше, минерализация речных вод в течение последних 60 лет возросла почти на 50 *мг/л*, или 39 %, а по данным гидробиологической станции – на 70 *мг/л*, или 54 %. Эти цифры довольно выразительны. Если будет продолжаться этими же темпами, то вряд ли озеро будет в состоянии самоочищаться и, спустя десятилетия, удовлетворить потребности пресной водой. Более того, подобные темпы минерализации могут привести к непредсказуемым экологическим нарушениям.

Теперь, подробно отметим те факторы, которыми обусловлено повышение степени минерализации речных вод.

1. Искусственное понижение уровня воды озера способствовало усилению глубинной эрозии, т. е. реки углубили свое русло, увеличилась минерализация вод, что продолжается и по сей день.

2. Бурное развитие хозяйства в бассейне. Эксплуатации подвергся ряд промышленных предприятий, сточные воды которых беспрепятственно вливались в реку. Уместно сказано, что р.Гаварагет " очищается" в оз.Севан. Начиная с 1960-х годов в водах притоков, впадающих в озеро, появились тяжелые металлы (медь, цинк, никель, хром и др.) и

нефтепродукты [9]. В сельском хозяйстве расширились границы пахотных земель, т.е. увеличилась площадь эрозии; применение удобрений и ядохимикатов достигло максимума. Анализ данных показывает, что все ингредиенты превышают ПДК в несколько раз. По данным [4], только в 1980г. реки бассейна перенесли с полей в озеро пестицидов: ДДТ – 0.27 *кг*, ДДЕ – 0,54 *кг*, ГХЦА – 41,6 *кг*, ЭМХ – 86,3 *кг*, а количество примененных удобрений и ядохимикатов только в бассейне оз.Севан в 1988г. составило соответственно 46 218 *т* и ок. 54 *т* [9]. К сожалению, эти соединения персистентны, и с экологической точки зрения считаются наиболее опасными.

3. Наконец, степень минерализации речных вод также обусловлена высокими темпами роста населения в бассейне. Достаточно сравнить численность населения начала 1960-х гг. с численностью конца 1980-х, и увидим, что она почти удвоилась. Человек посредством своей деятельности не только способствует увеличению минеральных веществ в речных водах, но и через коммунально-бытовые сточные воды в реку переносит множество биогенных элементов, которые не только нарушают экологическое равновесие реки, но и влияют на всю экосистему озера.

Не имея, по объективной причине, данных о минерализации за последние годы (1990-2000гг.), нетрудно догадаться, какие изменения произошли в минерализации речных вод.

Прежде всего, исходя из тяжелого социально-экономического состояния страны, промышленные предприятия бассейна бездействовали, в пагубном состоянии находилось сельское хозяйство (почти не применялись удобрения и ядохимикаты, а после приватизации земли обрабатывалось лишь ~ 30 % пахотных угодий, т.е. остальная часть почти что не была подвержена поверхностной эрозии), а это означает, что почти прекратилось перемещение минеральных веществ посредством поверхностного смыва и промышленных сточных вод в реки. Следовательно, степень минерализации речных вод должна была бы уменьшиться и, в определенной степени, приблизиться к естественному состоянию.

К сожалению, по нашему мнению, это не так. В годы экономического кризиса воды оз.Севан максимально использовались в энергетических целях, уровень озера значительно снизился, вследствие чего усилилась глубинная эрозия рек. А последняя, как отмечено выше, способствует повышению степени минерализации вод [1].

Таково состояние минерализации речных вод бассейна оз.Севан в настоящее время. А вот какие же меры необходимо предпринять ?.. Об этом говорили и писали неоднократно (повышение уровня воды озера, осуществление комплексных работ, научно разработанное умеренное применение ядохимикатов, постройка кольцеобразного коллектора вокруг озера (кстати, миллионы вложенных с этой целью рублей распылились) и т.д.. Остается все это осуществить, если только Севан... повременит.

## ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԳԵՏԵՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՎԻՃԱԿԸ

**Թ. Գ. Վարդանյան**

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Հոդվածը վերաբերում է Սևանա լճի ավազանի գետաջրերի հանքայնացման վիճակին: Համեմատվել և վերլուծվել են ավազանի գետաջրերի ընդհանուր հանքայնացման*

*աստիճանի, ինչպես նաև առանձին իոնների քանակական փոփոխությունները սկսած 1929 թվականից մինչև մեր օրերը, որոնք տարբեր տարիներին դիտարկվել են տարբեր հեղինակների կողմից:*

*Համաձայն եղած տվյալների, դարասկզբին ընդհանուր հանքայնացումը կազմել է 129 մգ/լ, իսկ 1980-ականների վերջին՝ 160-200 մգ/լ: Գլխավոր իոններից ամենաչատը փոփոխության են ենթարկվել սուլֆատային իոնը և քլորը:*

*Արդյունքում, անթրոպոգեն ազդեցության հետևանքով բարձրացել է գետաջրերի հանքայնացման աստիճանը, ինչն իր ազդեցությունն է թողել գետերի, ինչպես նաև լճի էկոլոգիական վիճակի վրա:*

## THE CONDITION OF MINERALIZATION OF THE RIVERS OF LAKE SEVAN BASIN

**T. G. Vardanian**

Abstract

The paper considers ecological condition of rivers in the Lake Sevan basin. The principal task is to display the changes of the river mineralization since 1929 up today. According to the available data, the mineralization was 129 mg/l at the beginning of the century and amounted to 160-200 mg/l in the late 80-s. The results prove that the increase of mineralization has caused deterioration of ecological condition of river waters in the Lake Sevan basin as well as in the lake itself.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Գաբրիելյան Հ.Կ. Գետային էրոզիան Հայկական ՍՍՀ-ում: Երևան, Պետհամալսարանի հրատ., 1973, 175 էջ:
2. Վարդանյան Թ.Գ. Սևանա լճի ջրի հանքայնացման և իոնական կազմի մի քանի հարցերի մասին – ԵՊՀ Գիտ. տեղեկագիր, բնական գիտություններ, 1990, համ. 1(172), էջ 140-145:
3. **Габриелян Г.К.** Соленость вод озера Севан и его будущее. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т.28, №5, с.61-65.
4. Заключительный отчет ГГИ по определению оптимального уровня воды озера Севан. Л.: 1985, ГГИ, 120 с.
5. **Капланян П.М., Галстян А.Р. и др**. Геохимия природных вод бассейна озера Севан. Ереван: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 1997, 288 с.
6. **Лачинова Р.Л.** Гидрохимическая характеристика озера Севан и его бассейна. – Гидрохимические материалы, 1969, т.51.
7. **Лачинова Р.Л.** Гидрохимическая характеристика поверхностных вод. – В кн.: Ресурсы поверхностных вод СССР, 1973, т.9, вып.2 –Бассейн р.Аракса. М.: с.330-374.
8. **Лятти С.Я.** Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна.- Гидрохимический очерк озера Севан. 1932, Л.: 36 с.
9. **Мусаелян С.М.** Экология и экономика озера Севан и его бассейна. – Изд. Ереванского университета, 1993, 162 с.
10. **Парпарова Р.М.** Особенности круговорота фосфора в озере Севан на фоне изменений его гидрохимического режима в связи с антропогенным воздействием. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. географ. наук, Ростов-на-Дону, 1985, 24 с.

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 101-108*

# ՊՈԼԻՄԵՐԱՅԻՆ ՀԱՄԱԿԱԶՄ «ՀՈՒՅՍԻՏ»

**© 1999 թ. Ռ. Բ. Յադոյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան, Ա. Ռ. Գուլքանյան**

*Институт геологических наук НАН РА*
*375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения*
*Поступила в редакцию 10.07.98.*

Պոլիմերա-հանքային համակազմն իրենից ներկայացնում է ջրի մեջ չլուծվող մի սինթետիկ պինդ նյութ՝ ջրի մեջ թրջվելու հետևանքով ուռչման հաստատուն հատկությամբ: Խոնավ վիճակում «ՊՀՀ»-ի ծավալը մեծանում է մինչև 50 անգամ: «ՊՀՀ»-ի առավելություններն են՝ ստացման և կիրառման տեխնոլոգիաների պարզությունը, ուռչման ձեռք բերովի հատկության կայունությունը, կառույցները և նրանց էլեմենտները, որտեղ օգտագործվում է «ՊՀՀ»-ը, հուսալի է շահագործման ընթացքում: «ՊՀՀ»-ի օգտագործմամբ ստեղծված անջրանցիկ պաշտպանական էլեմենտը ապահովում է 200 *մ* և ավելի հասնող հիդրավլիկ գրադիենտի դեպքում ֆիլտրացիայի լրիվ վերացում: «ՊՀՀ»-ի մտցնումը հողի մեջ ապահովում է խոնավության զգալի մեծացում, ջրելու ջրի գոլորշիացման կորուստների կտրուկ նվազեցում (մինչև 30%), կանխում է հողի հողմնային և ջրա-հողմնային էրոզիան, քիմիական պարարտանյութերի անօգուտ կորուստները, օժանդակում է գյուղատնտեսական կուլտուրաների կողմից խոնավության օգտագործման արդյունավետության բարձրացմանը և նրանց բերքատվության աճին:

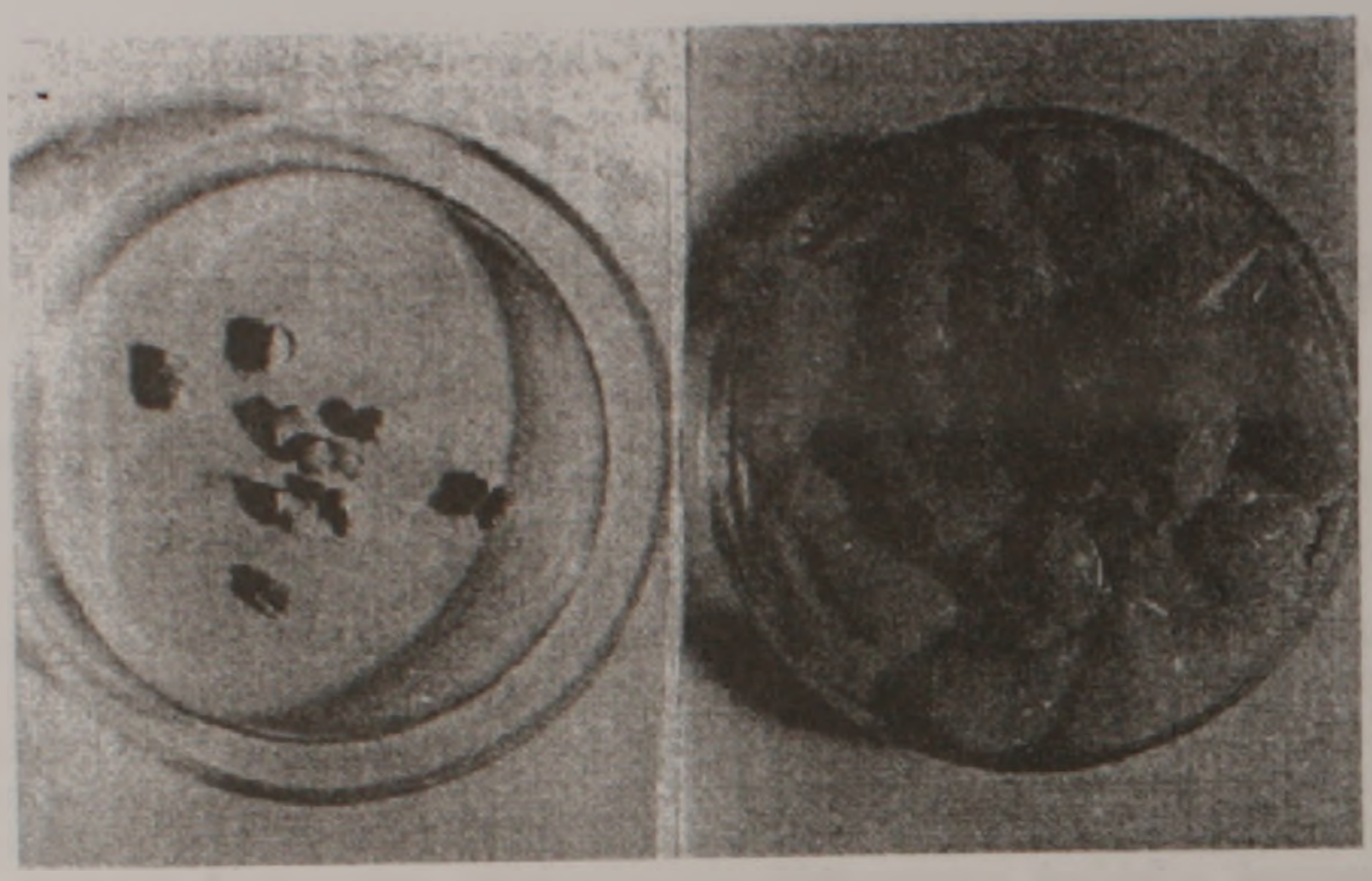
ՀՀ ԳԱԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի և Մոսկվայի Պետական համալսարանի մեխանիկայի ինստիտուտի գիտական աշխատակիցների համագործակցության շնորհիվ ստացվել է մի նոր նյութ՝ պոլիմերա-հանքային համակազմ (ՊՀՀ), որը տևական և մանրակրկիտ փորձարկումներից հետո հաջողությամբ օգտագործվում է հողերի, գրունտների ու ապարների ջրաֆիզիկական հատկությունների ղեկավարման գործընթացներում:

Նոր նյութը, թրջվելիս և ջրային խառնուրդների կերպով, դրսևորում է ծավալի փոփոխման (մինչև 50 անգամ) կայուն հատկություն, ընդ որում՝ էֆեկտը պահպանվում է բազմակի թրջումների, ջրախառնվումների և չորացումների դեպքերում: Այս նյութ-միացությունն անվանվել է «Հույսիտ»:

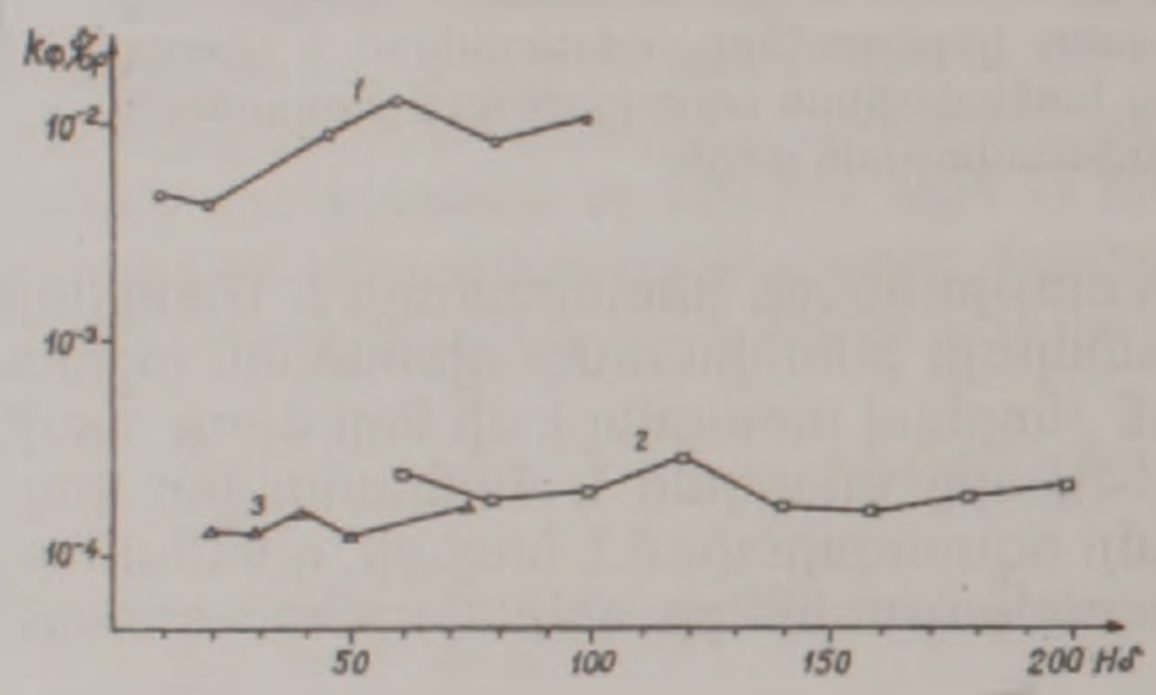
Մշակվել են ու փորձարկվել «Հույսիտի» ստացման և օգտագործման մի շարք տեխնոլոգիաներ, որոնց մի մասն ըստ ասպարեզների պայմաններ ու ցուցանիշների և տնտեսական արդյունավետության հաշվառումների վերամշակվել ու ներդրվել են: Նրա պատրաստման համար օգտագործվում է կավային (մոնտմորիլոնիտային) թույլ հագեցված կախույթ (սուսպենզիա) և պոլիակրիլամիդի մածուկ: Դրանք հատուկ հարաբերակցությամբ ու պայմաններում խառնվում են այնպես, որ ստացվի համածին (հոմոգեն) կախույթ: Կախույթը գոլորշիացվում է: Չոր միացությունը, որն անվանվում է «Հույսիտ», հավաքվում և պահեստավորվում է:

Կիրառական նպատակների իրագործումների համար ՊՀՀ-ն մանրացվում և տեսակավորվում է ըստ մեխանիկական չափերի՝ 0,01-ից մինչև 1,0 *մմ* մեծության:

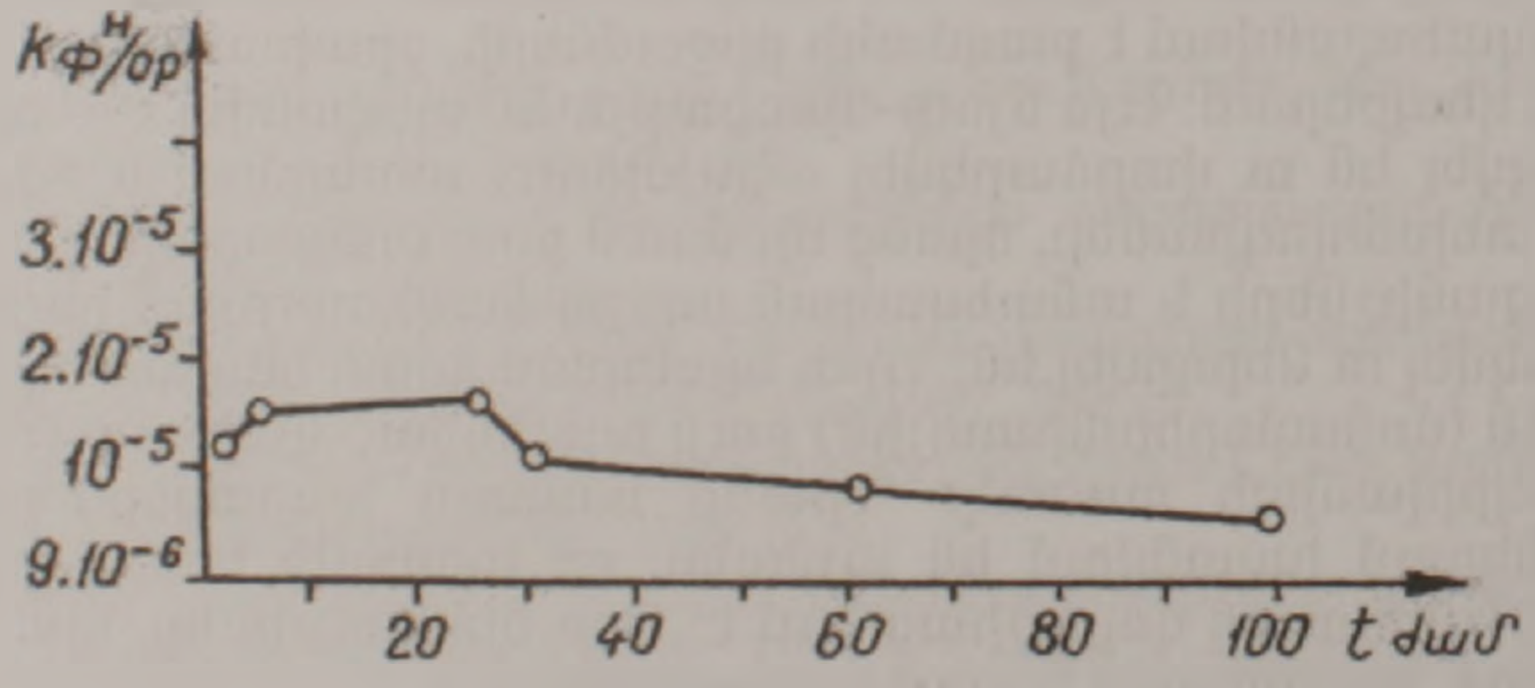
Փորձերով հաստատված է, որ ՊՀՀ-ի մասնիկները ջրի հետ փոխառնչությունների մեջ մտնելով ներառնում են ջրի որոշակի բաժիններ և մեծացնում իրենց ծավալները, ուռչում: Կատարվում է կառուցվածքային փոփոխություն (նկ.1): ՊՀՀ-ի ազատ ուռչման մեծությունը որոշվում է ջրի հետ նրա փոխառնչության արագությամբ ու տևողությամբ: ՊՀՀ-ն պահպանում է ցիկլային ուռչման հատկությունը, այսինքն՝ մասնիկները բազմակի թրջման և չորացման դեպքերում վերականգնվում են, ջրի մեջ դիսպերսիայի չեն ենթարկվում:



Նկ.1. Պոլիմերա-հանքային համակազմի մասնիկները չոր (ձախից) և ուռչած վիճակներում:




Նկ.2. Ֆիլտրացիայի գործակցի կախվածությունը հիդրոստատիկ ճնշումից: Էկրանի հաստությունը՝ 100 մմ: «ՊՀՀ»-ի պարունակությունը՝ 1-ում 5%, 2-6%, 3-7% (10% «ՊՀՀ»-ի ավելացումների դեպքում ֆիլտրացիան բացակայում է, դիտարկումների ժամկետը 15 օր է):




Նկ.3. Ֆիլտրացիայի գործակցի կախվածությունը փորձարկումների ժամանակից: «ՊՀՀ»-ի պարունակությունը – 8%, էկրանի հաստությունը – 45 *մմ*, ճնշման մեծությունը 6 ատմոսֆեր:

Աղյուսակ 1 և գրաֆիկներում (նկ.2,3) ցույց են տրված մոտավորապես նույն ծավալի չորս նմուշների վրա երեք ցիկլով կատարված թրջման և չորացման փորձերի արդյունքները:

Ստացված արդյունքների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ 5 *գ/լ* և 9,3 *գ* «ՊՀՀ» պարունակող փորձարկված նմուշների ջրատարողությունն անհամեմատ բարձր է, քան մյուս նմուշներինը՝ մաքուր ավազից կամ ավազ-բենտոնիտային խառնուդից կազմված: Այս օրինաչափությունը

*Աղյուսակ 1.*

Թրջման և չորացման արդյունքները

| Նմուշներ | Ընդհանուր քաշը գ | Լիակատար ջրահագեցում (24 ժ) | | | Չորացում (15ժ, 34°C) | | | Չորացման շարունակում (10ժ, 34°C) | | | Ջրահագեցում (երկրորդ անգամ, 24 ժ) | | | Չորացում (60ժ, 22°C) | | | Ջրահագեցում (երրորդ անգամ, 24 ժ) | | | Չորացում (20ժ, 34°C) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ. % | Նմուշի քաշը գ | Ջրի քաշը գ | Խոնավ % |
| Ավազ | 669 | 807 | 138 | 20,6 | 764 | 95 | 14,2 | 704 | 35 | 5,2 | 793 | 124 | 18,1 | 754 | 85 | 12,7 | 806 | 137 | 20,5 | 764 | 95 | 14,2 |
| Ավազ +9,3գ բենտոնիտ | 685 | 857 | 172 | 25,1 | 785 | 100 | 14,5 | 720 | 35 | 5,1 | 822 | 137 | 20 | 783 | 98 | 14,3 | | | | | | |
| Ավազ +5գ ՊՀՀ | 663.5 | 867 | 203,5 | 30,7 | 820 | 156,5 | 23,5 | 755 | 915 | 13,7 | 842 | 178,5 | 26,9 | 795 | 131,5 | 19,8 | 844 | 180,5 | 27,3 | 782 | 118,5 | 18 |
| Ավազ, +9,3գ ՊՀՀ | 692 | 952 | 260 | 37,5 | 895 | 203 | 29,3 | 825 | 133 | 19,2 | 917 | 225 | 32,5 | 869 | 177 | 25,6 | 918 | 226 | 32.6 | 855 | 163 | 23 |

կրկնվում է չորացման-թրջման և թրջման-չորացման ցիկլերում: Բարձր խոնավություն կրելու ունակությունը պահպանվում է անկախ չորացման ռեժիմից (t =22°C, t=34°C): Բենտոնիտային նմուշներում խոնավությունը բարձրացել է նկատելիորեն քիչ՝ մոտ 30%:

Ուռչման աստիճանը համարյա պայմանավորված չէ մասնիկների չափերով: Այլ է ուռչման օրինաչափությունը խոշորահատիկ համակազմի ուռչման արագությունը զգալիորեն ցածր է, մանրահատիկ համակազմինը՝ բարձր:

Ջրի մեջ աղերի պարունակության բարձրացմանը (20-ից մինչև 50 գ/լ) զուգընթաց ուռչունությունը փոքրանում է: Նկատվում է նաև առածգականության նվազում: Համակազմի 2-3 անգամ մաքուր ջրով լվացումը վերականգնում է նրա նախնական հատկությունները:

Միջավայրի թթվայնության բարձրացումը մինչև pH-4 առանձնապես չի ազդում «Հույսիտի» ուռչունության վրա: Թթուների առավել բարձր (pH-2) կոնցենտրացիաների դեպքերում համակազմը դադարում է ուռչել: Ջրով լվացումներն օգնում են նրա ուռչունության վերականգնմանը:

Նոր նյութի յուրահատկության դրսևորումները պայմանավորված են նրա բաղադրամասերի փոխազդեցությունների մեխանիզմներով: Բենտոնիտային կախույթում հանքային մասնիկները կրում են բացասական լիցքեր, որոնք արգելում են նրանց մերձեցմանն ու մակարդմանը (կոագուլացմանը): Պոլիակրիլամիդի մոլեկուլների ու մոնտմորիլոնիտային մասնիկների ադսորբցիան ուժեղացնում է փոխադարձ վանումները, քանի որ պոլիակրիլամիդն իրենից ներկայացնում է պոլիէլեկտրոլիտ և իր մոլեկուլախմբերում պարունակում է լիցքակիր կարբոնաթթուներ: Ձևավորվում է յուրահատուկ կոլոիդ կախույթ: Կախույթի չորացմանը զուգընթաց կարգավորվում են մոլեկուլների ու իոնային խմբերի մերձեցման գործընթացները: Ի վերջո ստացվում է մի նյութ, որի կոլոիդային կավային մասնիկները կարծես թե «կարվում» են պոլիակրիլամիդի մոլեկուլներով՝ ոչ վալենտային միջմոլեկուլյար ուժերի հաշվին, և կազմում են մի ֆիքսված սուլուկտուրա: Կրկնվող թրջումների դեպքերում նոր նյութը ներծծում-ներառնում է ջուր և զգալիորեն ավելացնում իր ծավալը, ընդ որում՝ առանց ստեղծված կապերի քայքայման:

Հողերում, գրունտներում և այլուր բաշխված ՊՀՀ-ի մասնիկների ուռչման սահմանը որոշվում է համակազմի հատիկների չափերով, միջավայրի ծակոտկենությամբ, ճեղքավորվածությամբ և լարվածային վիճակով:

ՊՀՀ-ն նախատեսվում է օգտագործել հողա-ապարային զանգվածների և արհեստական միջավայրի ջրաֆիզիկական հատկությունների ուղղորդված փոփոխման նպատակներով: Այս պրոբլեմատիկ նպատակներն իրագործվում են ներարկման կամ ավելացման ու խառնման եղանակներով: Խոստումնալից արդյունքներ են ստացվել մի շարք հիմնախնդիրների լուծումների ուղղություններով:

Ստորև ներկայացվում են երեքը:

### I. Հակաֆիլտրացիոն – հիդրոմեկուսիչ պաշտպանության ստեղծում «Հույսիտի» օգտագործմամբ

Անջրանցիկ կառուցվածքների ստեղծման ու պաշտպանական միջոցառումների համար նպատակահարմար է օգտագործել Հույսիտ-գրունտային խառուրդները:

Հեղինակները փորձերով հաստատել են, որ ՊՀՀ-ի 5%-ից մինչև 15% պարունակություն ունեցող խառնուրդների ներարկումները կամ ավելացումները զգալիորեն փոփոխում են գրունտային զանգվածի ու միջավայրի ֆիլտրացիոն հատկությունները: Այս էֆեկտը անվանվել է «Հույսիտի» մասնիկներով թրջված դիսպերս նյութի ծակոտկեն կանալների կալմատացիա: Ներարկվում է հույսիտ-ավազամանրախճային խառնուրդ: Ուռչման գործ-

ընթացը ընթանում է տվյալ միջավայրում: Ուռչումն ուղեկցվում է աճող ճնշումներով, որոնք օժանդակում են ծակոտկեն կանալների լցմանը ուռչող միացությամբ: Խառնուրդի չորացման ժամանակ կազմվում է ծակոտկեն ամուր ստրուկտուրա, ուր հանքային մասնիկներն ամուր կպած են չորացած պոլիմերահանքային համակազմի թաղանթներին: Թրջման նոր գործընթացը բերում է այդ թաղանթների ուռչմանը և նյութի անջրանցիկության ստեղծման: Նյութի անջրանցիկության աստիճանը պայմանավորված է խառնուրդի ՊՀՀ-ի քանակով:

Մշակված են ակնհայտորեն արդյունավետ անջրանցիկ կառուցվածքների կիրառական մի շարք տեխնոլոգիաներ «Հույսիտի» օգտագործմամբ:

1. Ջրամբարների և նստվածքարկիչների շինարարության ու վերանորոգման ընթացքում նրանց հատակների, լանջերի ու փեշերի հակաֆիլտրացիոն պաշտպանական միջոցառումների տեխնոլոգիաներ:

Հեղինակները լաբորատոր փորձերով ապացուցել են, որ հույսիտային խառնուրդների օգտագործմամբ կարելի է ապահովել ֆիլտրացիայի ցրիվ կանխում մինչև 25 անգամ հիդրոստատիկ ճնշման պայմաններում: Լաբորատոր մոդելավորումները թույլ են տալիս պնդել, որ ջրամբարների ու ջրամբարտակների ջրերի կորուստն արդեն կարելի է կրճատել $10^3$-$10^4$ անգամ, իսկ ջրապատնեշները դարձնել լիակատար անջրաթափանց, ընդ որում՝ նաև շահագործվող:

10%-ոց հատուկ խառնուրդի ավելացմամբ ավազային գանգվածը կարելի է դարձնել պրակտիկորեն անջրանցիկ: Մոդելների վրա մշակված տեխնոլոգիան նախատեսում է 0,25-1 *մմ* չափերի ավազի մասնիկների (90%) և 0,1-ից մինչև 0,25 *մմ* չափերի մանրացված «Հույսիտի» (10%) բանվորական խառնուրդի պատրաստում: ՊՀՀ պարունակող ավազային շերտի հզորությունը (հաստությունը) պետք է լինի 10 *սմ*: Հակաֆիլտրացիոն էլեմենտի պաշտպանության նպատակով այն անհրաժեշտ է ծածկել մոտ 10 սմ հզորության ավազախճային շերտով:

Փորձարարական խնդրի մեջ է մտնում նաև խճային, ավազային և ավազա-խճային շերտերի լցումների տեխնոլոգիաների հետագա մշակումները, ինչպես նաև ստեղծվող ծածկույթի ֆիլտրացիոն ամրության աստիճանի որոշումը:

Տվյալ տեխնոլոգիաների փորձարկումը նպատակահարմար է կատարել 50-60 $մ^2$ մակերեսով թեք պատերով փոսորակներում:

## II. Հակաֆիլտրացիոն պատվարների պատրաստում գրունտային զանգվածում («պատը գրունտում»)

Այդպիսի պատվարները նպատակահարմար է օգտագործել լցնովի ամբարտակներում, նրանց հիմքերում և միակցման տեղերում ֆիլտրացիան վերացնելու համար, ինչպես նաև շենքերը և շինությունները ջրով ողողվելուց պաշտպանելու նպատակով և այլն: Պատվարը պետք է կառուցել այնտեղ, ուր նկատվել է գրունտային ջրերի հոսք: Պատվարների երկարությունը պետք է բավարար լինի գրունտային ջրերի մուտքը դեպի պաշտպանվող տարածություն ու կառույց արգելափակելու համար: Պատվարի համար որպես պաշտպանական էլեմենտ նույնպես օգտագործվում է ավազի և ՊՀՀ-ի բանվորական հատուկ խառնուրդ:

Նախատեսվում են հետևյալ պարզ աշխատանքները. փորվում է մի խրամատ՝ մինչև հողի անջրանցիկ շերտ, որի մեջ զուգահեռ տեղակայվում են մի զույգ փայտյա կամ մետաղյա վահանակ՝ իրարից 15-20 *սմ* հեռավորությամբ: Վահանակների միջև եղած տարածությունը լցվում է չոր բանվորական խառնուրդով, իսկ վահանակների արտաքին պատերը ծածկվում են խրամատից հանված հողով: Վահանակները հանելով և տեղաշարժելով պատրաստվում է ամբողջ պատվարը:

### III. Խոնավահավաքիչ – հողապաշտպան տեխնոլոգիաներ «Հույսիտի» օգտագործմամբ

Այդպիսի տեխնոլոգիաների ստեղծումն անհրաժեշտություն է առաջին հերթին երաշտահար տարածաշրջանների անպտուղ հողերի մելիորացիայի համար: Նշենք այդպիսի տեխնոլոգիաներից երկու տարբերակ: Հողի շերտ է մտցվում և հավասարաչափ բաշխվում ՊՀՀ-ի մանրամասնիկները: Երկրորդ տարբերակով, հողային շերտի սահմաններում 0,7 *մ* խորության վրա պատրաստվում են փակ խրամատներ, որոնցում տեղադրվում են ավազախճային ֆյութ՝ ՊՀՀ-ի ավելացումներով: Ստեղծվում է ստորգետնյա ջրման համակարգ, որը միաժամանակ ծառայում է և՝ որպես ջրասնուցման աղբյուր, և՝ որպես ջրի կուտակիչ:

Մակերեսային ջրման օգնությամբ հողի մեջ գտնվող ՊՀՀ-ն ուռչում է, իրեն է միացնում ջուրը և լցվում հողի կամ խճային լցոնի մեջ գոյություն ունեցող կանալները: Միաժամանակ կտրուկ նվազում են ֆիլտրացիոն կորուստները՝ ջրի գրավիտացիոն հոսքը կապվում է ՊՀՀ-ի մասնիկներով: Հողային շերտի ընդհանուր ջրապարունակությունն ավելանում է «Հույսիտի» ներառած ջրով: Ըստ փորձնական տվյալների, նախատեսվում է մեկ հեկտարի համար օգտագործել 5-ից 10 տոննա «Հույսիտ» ըստ կլիմայի և մշակվող կուլտուրայի:

Հողային շերտում «Հույսիտի» առկայության շնորհիվ գյուղատնտեսական կուլտուրաների համար բարենպաստ խոնավության պահպանման ժամկետը երկարում է: Ինչպես ցույց են տվել հեղինակների կատարած դաշտային փորձերը, այդ ժամկետը մեծանում է մոտ 30%-ով, դրանով իսկ համապատասխանաբար ավելացնում ջրումների միջև ընկած ժամանակահատվածը, որն իր հերթին փոքրացնում է ջրի քանակի ընդհանուր օգտագործումն ամբողջ վեգետացիոն ժամանակաշրջանում: Հողային ծակոտկեններում համակազմի առկայության շնորհիվ առաջանում են լրացուցիչ կապեր, տեղի է ունենում հողի կառուցվածքափոփոխություն, որն օժանդակում է հողային շերտի էրոզիոն կայունության մեծացմանը: Ծակոտկեն կանալների կալմատացիան կտրուկ պակասեցնում է հողից օրգանական ֆյութերի և պարարտանյութերի լվացումը, իսկ դա հանգում է գյուղատնտեսական կուլտուրաների աճեցման համար օգտագործվող պարարտանյութերի նվազեցման:

Ջրում աղերի քանակի մեծացման դեպքում ՊՀՀ-ի ուռչման աստիճանը նվազում է: Սակայն հեղինակների կողմից կատարված փորձերով բացահայտված է, որ 20-25 անգամ ուռչման աստիճան ապահովվում է մշտապես, նույնիսկ ոռոգման ջրի աղերի 20 *գ/լ* քանակի դեպքում: Քիմիական պարարտանյութերի օգտագործումը 25 անգամից քիչ չի փոքրացնում համակազմի ուռչման հատկությունը: Փաստորեն, կիրառական նպատակներ իրագործելու համար արգելքները հաղթահարելի են:

Այսպիսով, ՊՀՀ-ն օժանդակում է գյուղատնտեսական կուլտուրաների կողմից խոնավության հավասարաչափ օգտագործմանը, ապահովում հողի ջրաֆիզիկական հատկությունների բարենպաստությունը, նպաստում շրջակա միջավայրի պաշտպանությանը:

«Հույսիտի» օգտագործման նպատակահարմարությունն արդեն կասկած չպետք է հարուցի: Գրունտային զանգվածներում ինժեներական կառույցների հակաֆիլտրացիան և հիդրոմեկուսիչ պաշտպանության հուսալիությունը ապահովվում է ծածկային, էկրանային և ծածկույթային անջրանցիկ էլեմենտների ստեղծմամբ: Մեկուսացման միջոցառումներում (շինություններ) հիդրոստատիկ ճնշման առկայության դեպքում ՊՀՀ-ի ծախսը, ըստ մշակված տեխնոլոգիաների, կազմում է մոտավորապես 60 կգ/մ$^2$: Առանց ճնշումների հիդրոմեկուսիչ կառույցներում ՊՀՀ-ի ծախսը պակասում է մոտ 10 անգամ:

Հողերի ու գրունտների ջրատարողականության բարձրացման նպա-

տակներով առաջարկվող ջրահավաք և հողապաշտպան տեխնոլոգիաների օգտագործման դեպքում «Հույսիտի» ծախսը կազմում է ընդամենը հինգից մինչև տաս տոննա մեկ հեկտարի համար: Հաշվի առնելով «Հույսիտի» ազդեցության երաշխավորված երկարատևությունը, նրա ներմուծումը տվյալ գոյակցության մեջ կատարվում է ոչ ավելի, քան հինգ տարին մեկ անգամ, այն էլ անհրաժեշտության պարագայում:

Ամփոփախոսքից առաջ ասենք, որ «Հույսիտի» օգտագործման մշակված տեխնոլոգիաների քանակն արդեն անցնում է երկու տասնյակից: Ըստ փորձարկումների արդյունքների արդյունավետության այժմ կարող ենք նշել հետևյալ բնագավառները տեխնոլոգիաների բովանդակմամբ ջրատեխնիկական շինարարություն (ջրամբարների, ջրանցքների, ամբարտակների ու պատնեշների հակաֆիլտրացիոն համակարգերի ստեղծում), արդյունաբերական-քաղաքացիական շինարարություն (շենքերի, շինությունների ջրամեկուսացում, կցակար սահմանագծերի և հարթ տանիքների անջանցիկության ստեղծում), շինարարական նյութերի արտադրություն (բետոնի, գիպսի և ամրակալված գրունտային արտադրանքների նոր մակնիշների ստեղծում), մելիորացիա (ջրատարողության մեծացում, ոռոգման համալիրների ստեղծում), հորատանցում (հորատանցքային նոր լուծույթների ստեղծում, շերտերի տամպոնում, հեղուկային և գազային ելքերի մեկուսացում), լեռնային գործ (ստորգետնյա հանքավայրերում և հանքահորերում օդային և անջրանցիկ ծածկույթների կառուցում), միջավայրի պաշտպանություն (քիմիական արդյունաբերության մնացուկների և ատոմական թափոնների էկրանավորում) գյուղատնտեսություն (բազմաթիվ ասպարեզներ, այդ թվում աղուտների արդյունավետ օգտագործում, աղազրկում) և լանջերի ու սողանքների կայունության ապահովման բնագավառ (պաշտպանական համակարգերի ու միջոցառումների մշակում):

Ժողովրդատնտեսական դրական էֆեկտը կապված է ջրի կորուստների կրճատման, շինարարության համար բարենպաստ պայմանների ստեղծման և ինժեներական շինությունների ու հողերի մելիորացիայի ու շահագործման հետ, հակասողանքային ու հակաֆիլտրացիոն միջոցառումների հուսալիության հետ:

«Հույսիտի» օգտագործմամբ նոր տեխնոլոգրաների ներդնումը ապահովում է նյութական, էներգետիկ և աշխատանքային ռեսուրսների զգալի տնտեսում:

«Հույսիտի» արտադրության զգալի ծավալի դեպքում այն և նրա օգտագործմամբ մշակված տեխնոլոգիաները հնարավոր է արտահանել:

## ПОЛИМЕРНЫЙ КОМПОЗИТ "УЙСИТ"

**Р. Б. Ядоян, Г. Р. Мкртчян, А. Р. Гулканян**

Резюме

С учетом полученных результатов создан новый материал-полимерно-минеральный композит ПМК "УЙСИТ", обладающий устойчивым свойством набухания при увлажнении с увеличением объема в среднем до 50 раз. Технология изготовления ПМК "УЙСИТ" достаточно проста и может быть легко освоена в целях промышленного производства. Для практических нужд готовый продукт твердый, размельчается в зерна (порошок) различных размеров. Внесение полимерно-минерального композита в почву приводит к повышению влагоемкости слоя. Вместе с тем возможность направленного и более точного размещения зерен ПМК в почвенном слое существенно увеличивает эффект его использования в агротехнике.

## POLIMERIC COMPOSITE "UISIT"

**R. B. Yadoyan, H. R. Mkrtchyan, A. R. Gulkanyan**

Abstract

A new material – the polimeric-mineral composite (PMC) "Usit", whiche had a stable property of swelling when moistened and increase in volume up to 50 times on average – has been developed. The PMC "Uisit" production technology is rater simple and may be easily adapted for industrial manufacturing. The ready product is solid; then it is crushed to different-size grains (powders). Application of the polymeric-mineral composite into a soil resulted in increasing of moisture absorption of the soil layer. At the same time, a possibility to distribute PMC grains more targetedly and accurately in soil layers significantly increases the effects of the material use in agriculture.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Грин А.М., Коренкевич Н.И**. Хозяйственные воздействия на водные ресурсы СССР и принципы их оптимизации. В кн.: Проблемы оптимизации и экологии, М.: Наука, 1978, с.111-125.
2. **Кульман А**. Искусственные структурообразователи почвы. М.: Колос, 1982, 143с.
3. Авторское свидетельство, №1317059 (Григорян С.С., Гулканян К.А., Пилипенко В.Н., Шахназаров А.А., Ядоян Р.Б.).

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 109-110*

**НАУЧНАЯ ХРОНИКА**

# МЕЖДУНАРОДНОЕ СОВЕЩАНИЕ "ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОР И РАВНИН: ВЗАИМОСВЯЗИ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ"

**(6-10 октября 1998 г., Краснодар, Россия)**

Это Международное совещание представляло собой расширенный XXIV пленум геоморфологической комиссии РАН и было организовано Институтом географии РАН совместно с Кубанским госуниверситетом, Государственной компанией "Кубаньгеология" и Краснодарским региональным отделением "Русского географического общества".

Заявки на участие в работе совещания и тезисы докладов были представлены специалистами не только Российской Федерации (147 заявок), но и ряда стран СНГ: Украины (11), Узбекистана (9), Грузии (8), Армении (7), Азербайджана (6), Беларуси (1), Казахстана (1), а также Болгарии (1), Словакии (2), Кубы (1) и Чехии (1).

Тематика докладов охватывала:

1. Общие теоретические вопросы, связанные с формированием и динамикой горных систем и прилегающих к ним предгорий и равнин (39 докладов).

2. Нефтепоисковые и инженерно-геоморфологические исследования (14).

3. Методику исследований и особенности картирования горных и равнинных территорий (21).

4. Эколого-геоморфологические проблемы.

5. Региональные особенности геоморфосистем (88).

Наибольшее количество докладов было представлено учеными Москвы, Краснодара, Иркутска, хотя география докладов из городов РФ довольно обширная: Волгоград, Ростов-на-Дону, Санкт-Петербург, Белгород, Улан-Удэ, Магадан и др. (еще 14 городов).

Из Армении доклады были заявлены специалистами Ереванского госуниверситета и охватывали следующие вопросы:

*1. Основные проблемы геоморфологии Армянского нагорья (автор – С.П.Бальян).*

*2. Проблемы экологической геоморфологии и оползневые процессы Армянского нагорья (В.Р.Бойнагрян).*

*3. Пути развития склонов горных сооружений Армянского нагорья (В.Р.Бойнагрян).*

*4. Воздействие новейшей тектоники на форму склонов Армянского нагорья (В.Р.Бойнагрян).*

*5. Инженерно-геоморфологическая оценка территории Армении с целью получения энергии нетрадиционных источников (Р.Х.Гагинян).*

*6. Гидролого-геоморфологические и геоэкологические аспекты рационального использования ресурсов подземных вод Араратской равнины (В.А.Аветисян, С.П.Бальян, Р.Х.Гагинян).*

*7. Исследования связи между современным рельефом и палеорельефом вулканических хребтов (Р.С.Минасян, В.П.Варданян).*

Тезисы представленных к совещанию докладов уже опубликованы, а в скором времени выйдут из печати полные тексты заказных докладов (по Армении был заказан доклад "Проблемы экологической гео-

морфологии и оползневые процессы Армянского нагорья" – автор В.Р.Бойнагрян).

Из докладов, посвященных общим теоретическим вопросам, хотелось бы отметить работу Г.Ф.Уфимцева "Новейший тектонический этап: горы, наступающие на равнины", в которой автор рассматривает наступление гор на равнины вдоль границ орогенических поясов и в пределах орогенов со сложной дифференциацией тектонического рельефа на цепи горных поднятий и впадин.

Прикладные вопросы рассматривались в докладах, посвященных нефтепоисковым, инженерно-геоморфологическим, почвенным и др. исследованиям.

Ряд докладов был посвящен методике исследования и оценке напряженности динамических процессов, изучения глубинного тектонического строения, поисков нефти и россыпей золота, прогноза землетрясений и т.п.

Значительное внимание на совещании было уделено эколого-геоморфологическим проблемам и необходимости более широкого участия геоморфологов в экологической оценке природной среды.

Наибольшее число докладов было посвящено региональным особенностям геоморфосистем. В этих докладах рассматривались почти все районы бывшего СССР, а также особенности геоморфологии ряда стран дальнего зарубежья.

XXIV пленум Геоморфологической комиссии РАН еще раз показал необходимость и полезность встреч ученых бывшего СССР для обмена опытом и выработки стратегии дальнейших исследований в области геоморфологии.

**В.Р.Бойнагрян**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 111-112*

**ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ**

# НАУЧНАЯ СЕССИЯ, ПОСВЯЩЕННАЯ 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА А.Т.АСЛАНЯНА

## (20 апреля 1999г., Ереван)

В Институте геологических наук НАН РА состоялась научная сессия, посвященная 80-летию выдающегося ученого и государственного деятеля академика А.Т.Асланяна.

На открытии сессии присутствовали президент НАН Армении Ф.Т.Саркисян, вице-президент Ю.Г.Шукурян, представители различных геологических организаций, ВУЗ-ов республики, члены семьи А.Т.Асланяна.

Вступительным словом сессию открыл директор ИГН НАН РА академик Р.Т.Джрбашян.

Было заслушано 13 докладов, тематика которых, учитывая научные интересы А.Т.Асланяна, включала широкий круг вопросов – проблемы тектоники и сейсмотектоники, геодинамики и магматизма, метаморфизма и изотопной геологии, новейшего вулканизма и седиментогенеза, геофизики и информатики.

С докладом о жизни и деятельности А.Т.Асланяна выступил зам. директора ИГН НАН РА, доктор геол.-мин. наук Р.Л.Мелконян, охарактеризовавший А.Т.Асланяна как выдающегося ученого, организатора науки и геологического производства, государственного деятеля.

В докладе Р.Т.Джрбашяна, М.А.Сатиана, Р.Н.Таяна был рассмотрен вопрос о структурном сочленении южного Закавказья и северо-западного Ирана, в частности, резкий изгиб структурного плана от Зангезурского шва на восток объяснялся положением докембрийского фундамента.

В докладе А.С.Караханяна по сейсмотектонике и геодинамике Северо-Тебризского и Большого Кивирского разломов была представлена новая модель их геодинамики, подчеркнута их высокая сейсмотектоническая активность, угрожающая, в частности, г.Тебризу.

Доклад Л.С.Меликяна был посвящен обсуждению вопроса об "общекавказском" и северо-западном направлениях в структуре Кавказа, их сущности и взаимоотношению; подчеркивался сквозной характер северо-западной системы по отношению к "общекавказской".

В докладе П.Г.Алояна, на примере Сомхетского и Зангезурского сегментов, были рассмотрены вопросы характера сейсмической активности, рудоконтролирующей роли системы субширотных и субмеридиональных трансзональных разломов.

Доклад В.А.Агамаляна, Р.Х.Гукасяна, основанный на результатах петрологических и изотопных исследований, был посвящен основным этапам формирования и развития земной коры территории Армении.

Некоторые вопросы изучения офиолитов Армении были обсуждены в докладе Г.А.Казаряна.

Проблема развития мезозойского магматизма в Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоне на основе геологических данных и изотопных датировок обсуждалась в докладе Р.Л.Мелконяна, Р.А.Хоренян, З.О.Чибухчяна.

В докладе К.Г.Ширинян, С.Г.Карапетяна предлагалось среди неоген-голоценовых вулканических центров выделить самостоятельный

тип, под названием "двухъярусный вулкан".

Некоторые особенности седиментогенеза диатомитоносных бассейнов Армении были рассмотрены в докладе Т.А.Авакяна.

Вопросы межрегиональной корреляции континентального верхнего неогена Армении на примере Нурнусского месторождения были обсуждены в докладе Г.У.Мелик-Адамяна. На основании комплекса данных предлагается возраст Нурнусского местонахождения датировать в рамках 14 зоны Мэна, в интервале 4.5-4.6 млн. лет.

Доклад Р.Б.Ядояна, Г.Р.Мкртчяна был посвящен опасным геологическим процессам, получившим широкое развитие на территории Армении, была предложена их классификация по степени опасности.

В докладе А.М.Аветисяна, А.В.Николаева, Т.А.Смогличенко были рассмотрены вопросы изучения скоростной неоднородности строения Армянского нагорья с помощью методов сейсмической томографии.

В конце заседания состоялось обсуждение заслушанных докладов.

**Р.Л.Мелконян**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 113-115*

# ԳԻՏԱԺՈՂՈՎ ՆՎԻՐՎԱԾ ԳԱԱ ԱԿԱԴԵՄԻԿՈՍ Հ.Գ.ՄԱՂԱՔՅԱՆԻ ԾՆՆԴՅԱՆ 85-ԱՄՅԱԿԻՆ

1999թ. հուլիսի 22-ին ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում կայացավ հանրաճանաչ և ականավոր գիտնական, գիտության փայլուն կազմակերպիչ և վաստակավոր գործիչ, ակադեմիկոս Հ.Գ.Մաղաքյանի ծննդյան 85-ամյակին նվիրված գիտաժողով: Գիտաժողովում երկրաբանական տարբեր աշխատակիցների կողմից կարդացվեցին 17 զեկուցում, նվիրված նրա կյանքին ու գիտական գործունեությանը, միներալային հումքի տարբեր տեսակների ու տեղայնացման պայմանների ուսումնասիրման արդյունքներին, առանձին հանքային դաշտերի ու շրջանների երկրաբանական, տեկտոնական ու երկրադինամիկական պայմաններին և նրանց հեռանկարներին ու այլ հարցերի, որոնց մասին բերվում է ստորև:

Գիտաժողովում ներածական խոսքով հանդես եկավ ԵԳԻ տնօրեն, ակադեմիկոս Ռ.Ջրբաշյանը, որն ընդգծեց Հ.Գ.Մաղաքյանի որպես գիտնական, գիտության կազմակերպչի ու վաստակավոր գործչի, մեծ մարդու կարևոր հատկանիշները և նվաճումները: Նա բարձր գնահատեց Հ.Գ.Մաղաքյանի մետաղածնության, հանքավայրերի երկրաբանության, միներալոգիայի, միներագրաֆիայի ու երկրաքիմիայի ասպարեզում կատարած գիտական հետազոտությունների արդյունքները և այն համարեց կարևոր ներդրում հանքաբանության տեսության մեջ: Նա կարևորեց նաև նրա դերը երկրաբան-հանքաբան գիտնականների պատրաստման գործում:

Միներալային հումքի ուսումնասիրման և հանքավայրերի մասին Հ.Գ.Մաղաքյանի ու նրա դպրոցի նվաճումների մասին մանրամասնորեն խոսվեց Շ.Ամիրյանի և Ա.Ֆարամազյանի զեկուցման մեջ: Նշվեց այն կարևոր ներդրումը, որը վարեց մետաղային հանքավայրերի երկրաբանության, մետաղածնության, երկրաքիմիայի, միներալոգիայի ու միներագրաֆիայի բնագավառում: Մետաղածնության ու մետաղային օգտակար հանածոների հանքավայրերի ուսումնասիրման բնագավառում Հ.Գ.Մաղաքյանի հետազոտություններն ունեցան բացառիկ ու համընդհանուր ճանաչում գտած աշխատանքներ, որոնք լայնորեն օգտագործվեցին տարբեր երկրների գիտնականների կողմից: Նրանց արդյունքներն ունեցան մի քանի հրատարակություն: Նրա աշակերտների մանրամասն հետազոտությունները Հայաստանի Հանրապետության հանքավայրերում կարևոր դեր խաղացին հանրապետության հանքային հումքի լիարժեք գնահատման ու նրա բազայի ընդարձակման գործում: Այդ հետազոտությունների արդյունքները հրատարակվեցին բազմաթիվ մենագրություններում և հոդվածներում, որոնք կարևոր ներդրում են հանքային գիտության տեսության զարգացման ասպարեզում և երկար ժամանակ կծառայեն երկրաբաններին, միներոլոգներին, երկրաքիմիկներին, տեխնոլոգներին, տնտեսագետներին ու ուսանողներին:

Գ.Մեժլումյանի զեկուցումը նվիրված էր Հայաստանի Հանրապետության տարածքի երկաթի հանքավայրերի առանձնահատկությունների բնութագրմանը, նրանց դասակարգմանը և արդյունաբերական գնահատմանը: Նա առաջ է քաշում Հայաստանում սև մետալուրգիայի կազմակերպման հարցը:

Դիլիջան-Արջուտ հանքայնացման գոտու երկրաբանական կառուցվածքին ու հանքայնացման տեղայնացման օրինաչափություններին էր նվիրված Գ.Հալությունյանի և Ռ.Մովսիսյանի զեկուցումը, որտեղ փորձ է արվում նորովի գնահատել որոշ հանքավայրերի հասակի ու երկրաբանական կառուցվածքի հարցերը: Առաջ քաշված տեսակետը միանշանակ չընդունվեց գիտաժողովի մասնակիցների կողմից:

Լ.Մելիքյանը կատարած ուսումնասիրությունների արդյունքում հիմնավորում է Արմանիս հանքավայրի տեկտոնո-կառուցվածքային առանձնահատկությունները: Նրա տեսակետը հակասում է նախորդ ուսումնասիրողների տվյալներին:

Պ.Ալոյանի հաղորդումը վերաբերվում էր հանքայնացման արդյունաբերական տիպայնացման ֆորմացիոն-տեխնոլոգիական հիմունքների մշակմանը: Առաջարկված մեթոդների կիրառումը հանքավայրերի արդյունահանման և հանքաքարի մշակման արդյունավետությունը բարձրացնելու կարևոր գործոն կարող է հանդիսանալ:

Գ.Շեխյանի, Ռ.Մովսիսյանի ու Կ.Մալտիկյանի զեկուցման մեջ առաջարկվում է պինդ օգտակար հանածոների արդյունաբերական նշանակության գնահատման գործում ցուցաբերել նոր մոտեցումներ, ելնելով շուկայական հարաբերությունների առկայությունից:

Հայաստանի տարածքի ոչ մետաղային օգտակար հանածոների կիրառման հեռանկարներին էր նվիրված Պ.Բարտիկյանի զեկուցումը: Ըստ նրա մի շարք քարատեսակներ կարող են հումք հանդիսանալ պարարտանյութերի, ապակու, սալիկների, կղմինդրի և այլ արտադրանքների համար: Զեկուցումն արժանացավ գիտաժողովի մասնակիցների բարձր գնահատականին:

Թ.Ավագյանի զեկուցումը, ինչպես միշտ, նվիրված էր դիատոմիտային հանքավայրերի հեռանկարային գնահատմանը:

Հարավային Զանգեզուրի արդյունաբերական պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի առաջացման երկրաբանա-կառուցվածքային պայմանների մանրամասներին էր նվիրված Ռ.Տայանի, Ս.Սարգսյանի, Մ.Հարությունյանի զեկուցումը: Հեղինակները հանքառաջացման և նրա տեղայնացման գործում կարևորում են միջօրեական տարածման ռեգիոնալ և նրա սահմաններում լոկալ ստրուկտուրաների դերը: Բացասական վերաբերմունքի արժանացավ հեղինակների տեսակետը պղինձ-մոլիբդենային գոտու ոչ թե հյուսիս-արևմտյան, ինչպես ընդունված է մինչև այժմ, այլ դեպի հյուսիս ձգվելու մասին տեսակետը, որը ոչ մի երկրաբանական ու մետաղածին հիմք չունի:

Մ.Հարությունյանի հաղորդումը նվիրված էր Քաջարան հանքավայրի մետասոմատիկ առաջացումների զոնալականությանը: Եթե ընդունենք, որ հանքայնացման յուրաքանչյուր փուլ ուղեկցվում է յուրահատուկ մետասոմատիտներով, ապա նրանց զոնալ տարածումը պետք է համընկներ հանքայնացման զոնալականությանը, սակայն այդ հեղինակների կողմից լիովին չապացուցվեց: Այս հարցի պարզաբանումը պահանջում է ավելի մանրակրկիտ հետազոտություններ, քանի որ հանքայնացման պրոցեսում առանձնացվում են մի շարք փուլեր, որոնք իրենց ուղեկից մետասոմատիտներով իրար վրա դրվելով խճճում են մետասոմատիկ պրոցեսների արդյունքները, դարձնելով այն ավելի բարդ ու դժվար բացատրելի:

Դիլիջան-Տաշծուտ հանքադաշտի երկրաբանական ու ստրուկտուրային առանձնահատկությունների ու ոսկեբերության հեռանկարների մասին էր Ֆ.Շամցյանի հաղորդումը: Հիմնականում հենվելով հին տվյալների վրա նա լիովին չբացատրեց ոսկեբերության տեսակետից կարևոր հանքատեսակների դերը և նրանց հեռանկարային տարածքները:

Իջևանի քարածխի հանքավայրի շրջանակներում պղինձ-ոսկի հանքայնացման մասին էր Հ.Գյոլեցյանի հաղորդումը: Բերված տվյալներն այնքան էլ համոզեցուցիչ չէին և նույնիսկ կոնկրետ քարածխի հանքավայրին չէին վերաբերվում:

Ալավերդու անտիկլինորիումի և հանքային շրջանի ձևավորման երկրադինամիկ պայմաններին ու երկրաբանական կառուցվածքին էր նվիրված Հ.Թումանյանի զեկուցումը: Նրա կողմից շարադրված եզրակացությունները հիմնված էին եղած նյութի ռեգիոնալ անալիզի վրա և շատ բա-

ներով հակասում եղած տվյալներին: Այս ասպարեզում անհրաժեշտ են լուրջ հետազոտություններ:

Հայաստանի տարածքի օֆիոլիտային հիմքով պարզ կղզային աղեղի հրաբխականության հարցերին էր նվիրված Հ.Ղազարյանի հաղորդումը:

Կ.Մուրադյանի հաղորդումը վերաբերվում էր օգտակար հանածոների համալիր օգտագործման և բնապահպանության հիմնահարցերին:

Ընդհանուր բանավեճում ելույթ ունեցան մի շարք գիտնականներ կարդացված զեկուցումների այս կամ այն հարցի վերաբերյալ: Նշվեց գիտաժողովի կարևորությունը և առանձին հարցերի վերաբերյալ լայն մասշտաբի սեմինարներ անցկացնելու անհրաժեշտությունը:

**Շ.Հ.Ամիրյան, Ա.Ս.Ֆարամազյան**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* LII, *№2-3, 116-118*

**ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ**

# НЕУТОМИМЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬ ПРИРОДЫ

Сто десять лет назад началась деятельность Николая Ивановича Каракаша – крупного российского геолога, профессора Петербургского университета. Он родился в 1867 году в Симферополе в семье выходцев из Армении. По материнской линии Каракаш приходился родным племянником известному поэту и публицисту – Рафаелю Патканяну. Интерес к естественным наукам пробудился у будущего исследователя в школьные годы. Много путешествуя по родному краю, он собирал коллекции минералов и окаменелых организмов, наблюдал карстовые явления и волноприбойную деятельность моря, интересовался строением ископаемых рифов побережья Горного Крыма. Это увлечение привело одаренного юношу на геологический факультет Петербургского университета, который он с отличием окончил в 1889г. Начало исследовательской деятельности совпало с решением Геолкома о проведении 10-верстной геологической съемки всей территории Европейской части России, начатой с Крыма. В этой связи Каракашем проводилось картирование мезозойских отложений Крыма и их стратиграфическое расчленение. В особенности детально им изучались меловые отложе-

ния, которые были подразделены на ярусы с выделением руководящей фауны. Спустя несколько лет, аналогичные работы им были осуществлены на Большом Кавказе: в зоне Главного хребта и юго-восточного погружения. Их результаты были обобщены в трех монографиях (Петербург, 1887, 1904, 1907), принесших автору известность в геологическом мире. На 7-ом Международном геологическом конгрессе (1897г.) молодой исследователь был избран в состав редакционной комиссии. Каракаш принадлежал к числу виднейших российских палеонтологов и стратиграфов. Он первым в России осознал важное стратиграфическое значение белемнитов, которые им были широко использованы при разработке стратиграфических схем мела Крымо-Кавказской области. Им же были введены дополнения в общую систематику белемнитов. Его уникальные сборы аммонитов, пелеципод, гастропод и белемнитов, известные под названием "коллекция Каракаша", изучались последующими поколениями стратиграфов и, в частности, В.Ф.Пчелинцевым, В.П.Рентгартеном, А.А.Атабекяном, Е.А.Успенской. Спустя более полувека, достижения Каракаша в области стратиграфии Крымо-Кавказского региона получили высокую оценку члена-корреспондента АН СССР М.В.Муратова, академиков В.Е.Хаина и Е.Е.Милановского.

Как и другие видные члены Геолкома, Каракаш был исследователем универсального толка. Из его петрографических работ большую известность получила статья о составе морен Подолии с установлением источников питания. Им было начато изучение керченских железных руд.

Очень плодотворной была деятельность Каракаша в сфере прикладной геологии, связанной с насущными потребностями российской экономики. С целью изыскания подземных вод им проводилось бурение в окрестностях Симферополя, Феодосии и других пунктах Таврической губернии. Он занимался также вопросами водоснабжения Кисловодска, Шемахи, Александрополя и Карса. Работы Каракаша в области инженерной геологии были непосредственно связаны с бурным развитием железнодорожной сети России и, в частности, строительством крупнейшей магистрали Пермь-Екатеринбург-Курган. Аналогичные изыскания им проводились в Европейской части России и на Черноморском побережье Кавказа, где Каракашем изучались оползневые явления и были даны рекомендации по борьбе с этим грозным явлением природы. Николай Иванович сразу же принял участие в строительстве Закавказской (Тифлис-Карс) железной дороги. Являясь геологическим консультантом, он проводил изыскания вдоль намеченной трассы и на сопредельных площадях. Строительство осуществлялось в сложных природных условиях. Сильная расчлененность рельефа, изменчивость геологической обстановки и сейсмическая опасность требовали взвешенного выбора железнодорожной трассы и ее объектов. Сложных расчетов требовала проходка протяженного туннеля (1700 *м*) под Джаджурским перевалом и возведение трехпролетного моста через реку Дебет. Эти работы проводились с пониманием геологического строения местности и неуклонным соблюдением правил строительства в горных областях. Тогда не было геологических карт Армении с зафиксированными в них структурными дислокациями. Выручало другое: безукоризненное полевое восприятие природных явлений, профессиональный опыт. Прошедшие ровно 100 лет – свидетельство этому – железная дорога выдержала ряд стихийных бедствий, в том числе опустошительное Спитакское землетрясение 1988 года, в эпицентре которого оказался ее Джаджурский отрезок. Как не упо-

мянуть о мудрости специалистов того времени – для надежности обделка туннеля была проведена с дополнительным усилением.

Летом 1899 года началось регулярное движение поездов по маршруту Тифлис-Александрополь-Карс. Нужно ли писать об экономическом и стратегическом значении этой дороги для Армении!

Каракашем были составлены сведения о Джаджурском и Джермаинисском месторождениях углей и намечена программа работ по Армении, которая осталась неосуществленной ввиду его безвременной кончины осенью 1915 года.

Педагогическая деятельность Каракаша началась в 1903 году в звании приват-доцента, а затем профессора кафедры исторической геологии и палеонтологии Петербургского университета. Он состоял также профессором Петербургской сельскохозяйственной академии.

Интересно и научно-публицистическое наследие Каракаша. Им опубликованы материалы о деятельности VII и VIII Международных геологических конгрессов и других научных форумов, а также очерки о творчестве выдающихся ученых: геолога Эдуарда Зюсса и геохимика Андреаса Арцруни, с которым он поддерживал отношения. Плодотворная деятельность Каракаша снискала ему большую известность в российских государственных и научных кругах. О высоком авторитете Николая Ивановича свидетельствует факт его назначения официальным рецензентом крупной сводки горного инженера (впоследствии академика) В.А.Обручева "Центральная Азия, Северный Китай и Нянь-Шань", явившейся крупной вехой на пути познания этого огромного участка Земной коры.

Таковы основные сведения о неутомимом исследователе природы "Сейте разумное, доброе, вечное" – это крылатое выражение достойно характеризует его жизненный путь.

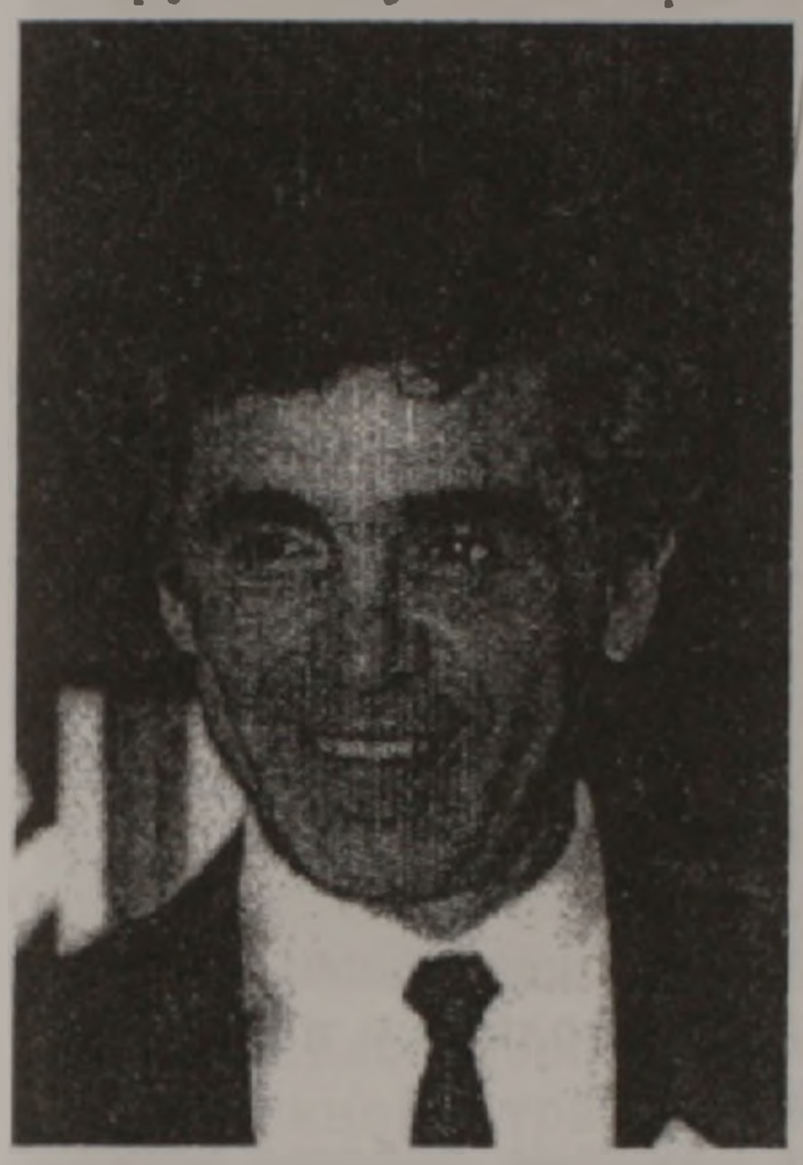
**Р.А.Мандалян**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999*, LII, *№2-3, 119-120*

**ПОТЕРИ НАУКИ**

# ПАМЯТИ ЭМИЛЯ ГАЙКОВИЧА АРУТЮНЯНА

8 октября 1998г. после тяжелой болезни скончался заведующий Лабораторией структуры биокристаллов Института кристаллографии РАН, профессор, доктор химических наук Эмиль Гайкович Арутюнян – крупный ученый кристаллограф, внесший большой вклад в становление и развитие рентгеновской белковой кристаллографии в нашей стране.



Родился Э.Г.Арутюнян 10 октября 1935г. в Ереване. В 1957г. он с отличием окончил геологический факультет Ереванского государственного университета, поступил в аспирантуру и был командирован в Москву. Под руководством профессора М.А.Порай-Кошица Эмиль Гайкович выполнил более десятка научных работ, посвященных кристаллохимии урана и тория, и в 1963г. защитил кандидатскую диссертацию, став высококвалифицированным специалистом в области кристаллохимии и рентгеноструктурного анализа.

Вскоре Э.Г.Арутюнян увлекается новой в то время областью кристаллографии, рентгеновской кристаллографией белков, и в 1966г. переходит работать в Лабораторию структуры белка, которую незадолго до этого организовал в Институте кристаллографии АН СССР академик Б.К.Вайнштейн.

С присущей ему энергией Эмиль Гайкович активно берется за новое и трудное дело, определение первой в нашей стране пространственной структуры кислород-связывающего белка растений леггемоглобина. Усилиями небольшого коллектива во главе с Э.Г.Арутюняном и при самом активном его участии леггемоглобин был выделен и очищен, найдены условия получения белковых кристаллов, налажена специальная рентгеновская аппаратура, проведены необходимые расчеты и построена первая атомная модель белковой молекулы в России.

Работа по исследованию пространственной структуры леггемоглобина сразу же нашла международное признание среди специалистов и получила поддержку в одной из ведущих лабораторий мира по белковой кристаллографии, лаборатории проф.Хубера в Германии, куда Эмиль Гайкович был приглашен для совместной работы по уточнению пространственной структуры леггемоглобина.

В 1984г. Э.Г.Арутюнян защитил докторскую диссертацию "Структура леггемоглобина люпина и его функция", которую можно считать классической работой по белковой кристаллографии в нашей стране. Наборы координат атомов леггемоглобина и его комплексов одними из первых были помещены в Международный банк белковых данных.

В последующие годы под руководством Эмиля Гайковича Арутюняна были определены пространственные структуры более десятка других белков и их комплексов, позволившие исследовать стереохимический механизм функционирования сложнейших биологических молекул.

В том числе им вместе с сотрудниками были определены пространственные структуры таких белков, как неорганическая пирофосфатаза, формиатдегидрогеназа и несколько пиридоксаль-зависимых ферментов. В эти годы в полной мере раскрылся большой организаторский талант Эмиля Гайковича. Он сумел привлечь к соотрудничеству и объединить усилия ученых различных специальностей из разных отечественных и зарубежных научных организаций: из ЕГУ, МГУ, Института молекулярной биологии РАН, Института биохимии РАН, Европейской молекулярно-биологической и биохимической лабораторий университетов Берлина, Йорка и Марселя. Его научные проекты находили поддержку таких научных фондов, как РФФИ, Wellcome Trust, Nato, INIAS, Folkswagen Stifftung и др.

После кончины академика Б.К.Вайнштейна Эмиль Гайкович Арутюнян в 1997г. возглавил Лабораторию структуры биокристаллов Института кристаллографии РАН, в которой он плодотворно работал более 30 лет и, несмотря на трудное для нашей науки время, за последние два года своей жизни сумел внести существенный вклад в обеспечение и развитие рентгеновской кристаллографии белков в нашей стране.

Эмиль Гайкович Арутюнян был хорошим учителем для многих талантливых молодых людей, которых он умел находить и которым всегда помогал найти свое место в науке. В течение всей своей научной деятельности он не прерывал контакты с научными организациями Армении, находил многообещающих молодых ученых, вовлекал их в новые направления исследований. Под его руководством было защищено 13 кандидатских диссертаций, его ученики в настоящее время успешно работают в области белковой кристаллографии не только у нас в стране, но и во многих зарубежных лабораториях.

Имя Эмиля Гайковича Арутюняна и его научные работы хорошо известны среди специалистов во всем мире, им опубликовано более 150 научных работ.

Эмиль Гайкович Арутюнян был талантливым ученым, обаятельным и жизнерадостным человеком. Все, кто знал его и работал с ним, высоко ценили его профессиональные знания и увлеченность наукой, смелость и мужество в решении самых сложных проблем, верность друзьям, доброжелательность и постоянную готовность помочь многим в трудную минуту. Таким он навсегда останется в нашей памяти.

**Группа друзей**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 121-122*

**ПОТЕРИ НАУКИ**

# СУСАННА МУШЕГОВНА ГРИГОРЯН

28 декабря 1998г. скончалась Сусанна Мушеговна Григорян, известный ученый-палеонтолог, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией палеонтологии и стратиграфии Института геологических наук Национальной Академии наук Армении.

С.М.Григорян родилась в 1928г. в г.Мегри. В 1952г., окончив биологический факультет Ереванского Государственного университета, она поступила в Институт геологических наук, с которым связала всю свою дальнейшую творческую жизнь. Уже с первых лет работы в Институте она проявила себя как весьма добросовестный, кропотливый, ищущий специалист. Пройдя обучение в аспирантуре у такого признанного знатока палеогена Армении, как академик А.А.Габриелян, она уже своей кандидатской диссертацией (1963), посвященной стратиграфии и фауне нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценовых отложений юго-западной части Армении, заявила о себе, как о состоявшемся специалисте и ученом.

С.М.Григорян в течение всей своей более чем 40-летней научной деятельности занималась систематической разработкой биостратиграфии палеогеновых, а затем и позднемеловых отложений Армении на основе детального изучения нуммулитов и орбитоидов. Результаты этих исследований были обобщены в монографии "Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР", вышедшей в свет в 1986г. и успешно защищенной ею в 1988г. в качестве докторской диссертации. Эта фундаментальная работа, в которой на большом фактическом материале рассмотрены вопросы филогении и систематики фораминифер, биостратиграфического значения крупных фораминифер для зонального деления палеогена и верхнего мела, по своей научной новизне представляет большую ценность не только для территории Армении и Кавказа, но и сопредельных стран Европы и Азии. Эта работа по своей научной значимости вышла далеко за пределы Армении, представляя и по сегодняшний день большой интерес для соответствующих специалистов различных стран.

Важный раздел исследований С.М.Григорян был связан с вопросами обоснования границы эоцена и олигоцена, верхнего мела и палеогена. Она была одним из руководителей и исполнителей международной программы №174 "Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена", результаты которой были опубликованы в специальной монографии "Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена на территории бывшего СССР" (Москва, 1996).

Более 12 лет возглавляя Лабораторию палеонтологии и стратиграфии Института, она направляла ее работы на решение актуальных

проблем в этой области.

В 60-ые годы С.М.Григорян преподавала курс палеонтологии студентам геологического факультета Ереванского Гос. университета.

Последняя работа, которую, несмотря на тяжелую болезнь, завершила С.М.Григорян, – "Атлас палеонтологических и стратиграфических памятников Армении", в котором впервые представлены наиболее полные и хорошо изученные разрезы всего фанерозоя, начиная от девона и до антропогена включительно. Многие из этих разрезов по своей полноте и богатой ископаемой фауне и флоре являются стратотипическими и парастратотипическими и представляют большой интерес с точки зрения расшифровки ряда узловых вопросов стратиграфии и палеонтологии.

Необходимо отметить плодотворное участие С.М.Григорян в работах, связанных с поисками нефти и газа на территории Армении. Активно участвуя в этих исследованиях еще с 60-х годов, она внесла решающий вклад в расчленение палеогеновых отложений, вскрытых скважиной Азат-I (1997-1998гг.) в долине р.Азат.

С.М.Григорян всегда поддерживала тесные отношения с геологами производственных организаций, неизменно откликаясь на их предложения и просьбы. Результаты ее работ, положенные в основу схемы расчленения палеогеновых отложений Армении и Кавказа, использовались при составлении геологических и специализированных карт различного масштаба.

С.М.Григорян была признанным специалистом в области палеонтологии и биостратиграфии крупных фораминифер, являлась членом палеогеновой комиссии МСК СССР, членом бюро Кавказского РМСК, ее знали далеко за пределами СССР.

С.М.Григорян была весьма общительным человеком, умела радоваться чужим успехам, была внимательна к окружающим ее людям, всегда помогала им в меру своих сил и возможностей.

С.М.Григорян не представляла свою жизнь без полевых работ и даже в трудные 90-ые годы она использовала любую возможность для выезда в поле, для сбора новых материалов. Именно в эти годы ею были получены новые интересные данные о возрасте дилижанской свиты и угленосных отложений долины р.Памбак.

В лице С.М.Григорян геологическая общественность Армении потеряла крупного специалиста и замечательного человека. Память о С.М.Григорян навсегда сохранится в нашей памяти.

**Группа друзей и коллег**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 123-124*

# ԼԵՎՈՆ ԱՎԵՏԻՍԻ ԱՎԱԳՅԱՆ

1999թ. հուլիսի 21-ին, 85 տարեկան հասակում վախճանվեց հանրապետության երկրաբանական ծառայության ճանաչված մասնագետներից մեկը, Հայաստանի վաստակավոր երկրաբան Լևոն Ավետիսի Ավագյանը:

Լ.Ա.Ավագյանը ծնվել է 1914թ. սեպտեմբերի 9-ին, Իգդիր գյուղում (Թուրքիա), ուսուցչի ընտանիքում:

Առաջին համաշխարհային պատերազմի օրերին, փրկվելով թուրքական յաթաղանից, Ավագյանների ընտանիքը, թողնելով հարազատ բնակավայրը, տեղափոխվում է Երևան, որտեղ էլ Լ.Ա.Ավագյանն ապրում և ստեղծագործում է մինչև իր կյանքի վերջը:

1934թ. Լ.Ա.Ավագյանը ընդունվում է Երևանի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը, որը հաջողությամբ ավարտում է 1939թ.: Համալսարանում նա ֆունդամենտալ գիտելիքներ է ստացել ժամանակի առաջավոր պրոֆեսորների Տ.Ջրբաշյանի, Պ.Ղամբարյանի, Հ,Կարապետյանի, Ստ.Լիսիցիանի և այլոց մոտ: Համալսարանն ավարտելուց հետո աշխատանքի է ընդունվում ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում, որտեղ աշխատում է մինչև 1942թ.: Լ.Ա.Ավագյանը 1942թ. զորակոչվում է զինծառայության: 1943թ. զորացրվում է և կրկին աշխատանքի է անցնում նույն ինստիտուտում որպես գիտական աշխատող, ապա երկար տարիներ ղեկավարել է նաև Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի քանգարանը:

Այդ տարիներին Ավագյանը զբաղվում է Հայաստանի չորրորդական դարաշրջանի ապարների շերտագրության հարցերով և նրանցում գտնվող բրածո կենդանիների ուսումնասիրությամբ: Հատկապես արժանի է հիշատակման Գյումրիի «Կազաչի պոստ» տեղամասում հայտնաբերված Տրոգոնտերիալ փղի մնացորդների ուսումնասիրությունը, որը 1948թ. հանդիսացավ նրա թեկնածուական դիսերտացիայի հիմնական թեման: Աշխատանքի արդյունքներն ամփոփվեցին մենագրությունում, որը լույս տեսավ 1949թ.:

Պետք է նշել, որ Տրոգոնտերիալ փղի ոսկորների մնացորդները հետագայում Լ.Ա.Ավագյանի և քանդակագործ Հ.Պողոսյանի համատեղ ջանքերով վերականգնվեցին և ներկայումս այդ կմախքը, որը լավագույններից մեկն է աշխարհում, ցուցադրված է Երևանում, երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի քանգարանի սրահներից մեկում:

Ավելի քան երկու տասնամյակ Լ.Ա.Ավագյանը նվիրվել էր շատ կարևոր և շնորհալի մի գործի՝ Հայաստանի երկրաբանական գիտության և ծառայության պատմության հարցերի ուսումնասիրմանը: Նրա գրչին են պատկանում մի շարք աշխատանքներ, նվիրված հայ անվանի երկրաբաններ Հ.Կարապետյանի, Պ.Ղամբարյանի, Հ.Ստեփանյանի, Կ.Մկրտչյանի, ինչպես նաև Ա.Դեմյոխինի, Պ.Բոնների կյանքին և գործունեությանը: Նա տպագրության էր պատրաստել նաև ԵՊՀ Երկրաբանական ֆակուլտետի և

ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ պատմությունը ներկայացնող աշխատությունները, որոնք, ցավոք, մնացին անտիպ:

Բացի գիտական գործունեությունից Լ.Ա.Ավագյանը երկար տարիներ փայլուն կերպով դասավանդել է հնէաբանություն առարկան Երևանի Պետական Համալսարանում և Պոլիտեխնիկական ինստիտուտում: Նա նաև Հայաստանի «Գիտելիք» ընկերության ամենահարգված և սիրված դասախոսներից մեկն էր և գեղեցիկ ու մատչելի հայերենով ունկնդիրների լայն շրջաններին էր մատուցում Հայաստանի երկրաբանության ու օգտակար հանածոներին վերաբերվող գիտական տեղեկությունները:

Լևոն Ավագյանի մահը մեծ կորուստ էր Հայաստանի երկրաբանական ծառայության համար:

**Մի խումբ ընկերներ – աշխատակիցներ**

*Известия НАН РА, Науки о Земле, 1999,* **LII**, *№2-3, 125-127*

**ПОТЕРИ НАУКИ**

# ИВАН ХОРЕНОВИЧ ПЕТРОСОВ

9 октября 1999 г. в возрасте 67 лет скоропостижно скончался крупный специалист в области литологии, минералогии осадочных и вулканогенно-осадочных пород и неметаллических полезных ископаемых, доктор геолого-минералогических наук Иван Хоренович Петросов. Ушел из жизни талантливый ученый, с трудами которого в течение более чем сорока лет связано развитие в геологической науке Республики целого научного направления – изучения неметаллических полезных ископаемых.

И.Х.Петросов родился 7 июля 1932г. в семье служащего в г.Баку. После окончания средней школы в 1951г. И.Х.Петросов поступает на геолого-географический факультет Азербайджанского Государственного Университета им. С.М.Кирова, отделение геологии нефтяных и газовых месторождений которого он успешно завершает в 1956г., получив квалификацию геолога.

Начало научной деятельности И.Х.Петросова связано с переездом в 1956г. в г.Ереван, когда он поступает работать в ИГН АН Арм.ССР, в сектор литологии сначала в должности лаборанта, затем инженера, с 1960г. – младшего научного сотрудника отдела региональной геологии и с 1967г. – старшего научного сотрудника отдела неметаллических полезных ископаемых.

В первые годы И.Х.Петросов занимался детальным изучением литолого-минералогических и генетических особенностей олигоцен-миоценовых глинистых отложений юго-западной части Армянской ССР. В те же годы его усилиями была организована лаборатория термического анализа, что обеспечило высокий уровень современных комплексных минералогических исследований. Завершением этого периода работ явилась кандидатская диссертация И.Х.Петросова, блестяще защищенная в 1964г. на Ученом Совете Института геологии им.Н.М.Губкина АН Азерб.ССР.

В дальнейшем сфера научных исследований И.Х.Петросова значительно расширяется. Начинаются целенаправленные работы по изучению вещественного состава и закономерностей размещения неметаллических полезных ископаемых Армении, причем особое внимание уделялось объектам промышленного значения. Уже в середине 60-х годов И.Х.Петросов обратился к изучению геологии, вещественного состава и условий образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений верхнемелового возраста. В опубликованной в 1971г. монографии четко обоснованы генетические различия этих месторождений, которые позволяли по-разному подходить к оценке их перспектив.

Одновременно И.Х.Петросов вложил много труда в изучение состава и генезиса огнеупорных глинистых пород и вторичных кварцитов Туманянского месторождения (1970), юрских вулканогенно-осадочных

и осадочных отложений Шамшадинского рудного района (1976). Следует также отметить его участие в разделе "Химическое сырье. Каменная соль" VII тома "Неметаллические полезные ископаемые" многотомной монографии "Геология Армянской ССР" (1966). Большой вклад принадлежит И.Х.Петросову в составлении и редактировании разделов по литологии и условиям осадконакопления верхнепалеозойских и палеоген-миоценовых отложений различных структурно-формационных зон территории Армении в V томе "Литология" того же многотомного издания (1974). В составе коллектива авторов он участвовал в создании и редактировании "Литологической карты Армянской ССР" (1983).

Огромный фактический материал и многолетний опыт систематического и целеустремленного исследования глинистых отложений разновозрастных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Армении были обобщены И.Х.Петросовым в монографическом труде "Глинистые породы Армянской ССР" (1983). В 1985г. монография была успешно защищена в качестве докторской диссертации в Институте геологии им.Н.М.Губкина АН Азерб.ССР в г.Баку. В этой поистине новаторской работе автор очертил широкий круг минералого-литологических и генетических проблем и разработал структурно-формационный принцип воссоздания типовых природных моделей глинообразования, принимая территорию Армении в качестве эталона внутренних зон Средиземноморского геосинклинального пояса.

С 1977 по 1990гг. И.Х.Петросов руководил долгосрочной договорной темой по изучению и геолого-вещественной типизации таких видов неметаллических полезных ископаемых, как бентониты, цеолитолиты, диатомиты, кварцевое сырье, яшмы, полевошпатовое и редкоземельное сырье, вторичные кварциты, самоцветные камни, перлиты (пемза), обсидианы, объединив при этом творческие усилия большого коллектива сотрудников ИГН АН Арм.ССР (1980, 1985, 1990). В те же годы по инициативе И.Х.Петросова начинается комплексное изучение петрографо-минералогических, структурно-текстурных особенностей, генезиса и пространственного распределения цеолитолитов Ноемберянского и Ширакского месторождений Армении. Эти работы нашли отражение в серии публикаций (1983, 1984, 1995, 1997) и монографии "Главнейшие месторождения цеолитолитов Армении" (1999), ставшей одним из самых значительных трудов его жизни. К сожалению, книга увидела свет после кончины автора. В работе четко сформулированы те главные научные аспекты, которые делают изучение цеолитолитов актуальными для современной геологии: первый аспект – цеолитолиты как геологический объект, являющийся индикатором генетических и термобарических условий аутигенного минералообразования, второй аспект – цеолитолиты как перспективное комплексное сырье, имеющее самое разнообразное применение в промышленности и сельском хозяйстве.

В последнее десятилетие И.Х.Петросов занимался также проблемами геологии глинистых пород территории Армении и разработкой критериев их систематизации (1998, 1999). Им научно обосновано выделение восьми геолого-промышленных типов глинистых пород, различающихся вещественным составом, структурно-текстурными признаками, технологическими свойствами, возрастом, условиями образования, особенностями локализации и масштабом проявления. И.Х.Петросову принадлежит также идея создания серии средне- и крупномасштабных специализированных карт размещения глинистого, цеолитолитового и других типов нерудного сырья. Эти карты, к сожалению, остались не-

завершенными, но они представляют большой методический и практический интерес, открывая новые подходы к рациональному использованию нерудного сырья в нашей Республике.

Оценивая научное наследие И.Х.Петросова, необходимо отметить широту постановки проблем, большое разнообразие тем и объектов его исследований. Одновременно, в его трудах прослеживается внутренняя связь и целостность, выраженная в сочетании глубоких теоретических знаний с разработкой прикладных задач и оценкой перспектив освоения различных типов нерудного сырья Республики.

Благодаря своей исключительной трудоспособности, И.Х.Петросов оставил большое количество опубликованных статей, монографий и рукописных отчетов. Результаты его научных исследований представлялись на Международных (Стокгольм, 1963), Всесоюзных и республиканских конференциях и совещаниях. С 1971г. И.Х.Петросов был постоянным членом Всесоюзной комиссии по глинам, в регулярных пленумах которой он принимал активное участие.

В И.Х.Петросове гармонично сочетались такие качества, как преданность геологической науке и высокая общая культура, широкая эрудиция, глубокий интерес к гуманитарным знаниям и искусству. Ему были свойственны большое личное обаяние, чувство собственного достоинства, скромность, деликатность, великодушие и доброжелательное отношение к людям. И эти незабываемые человеческие черты Ивана Хореновича Петросова будут долго и благодарно вспоминать его коллеги, близкие и друзья.

**ИГН НАН РА**