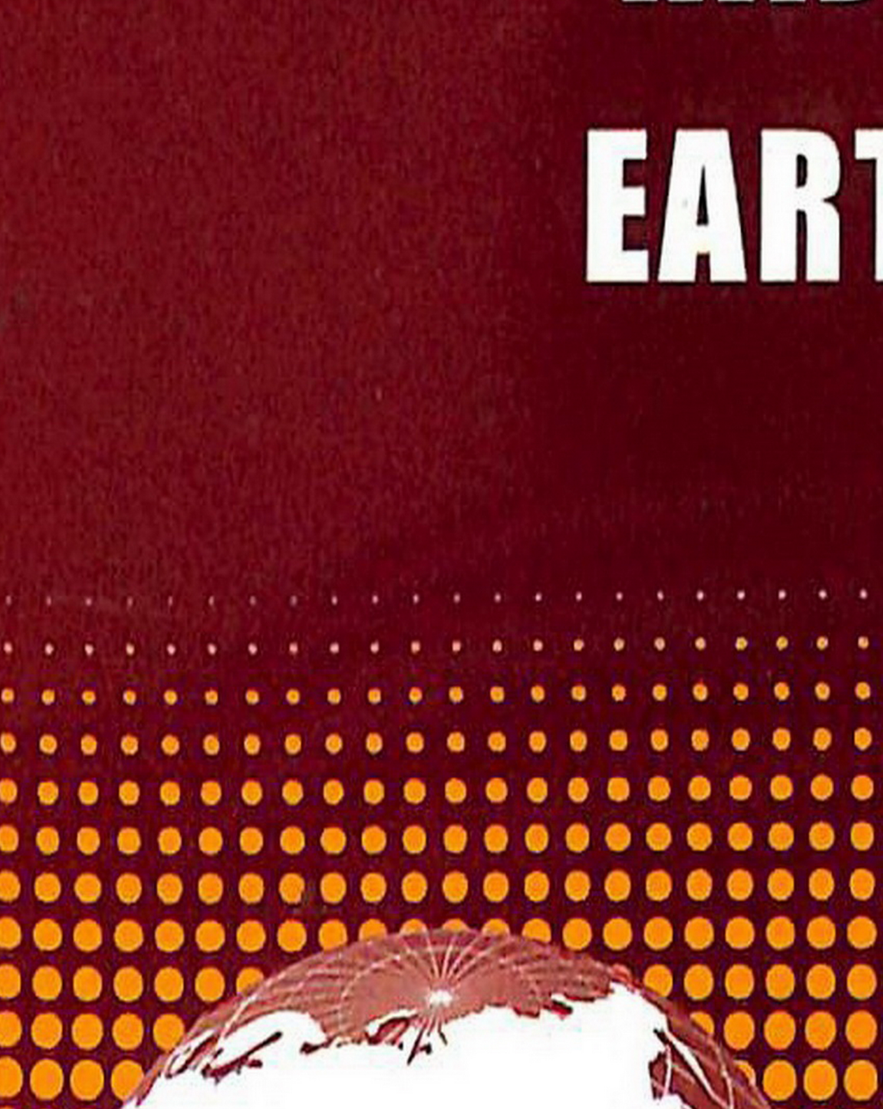
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 05[illegible]5-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Բ.-գ. գ. թ. Պ. Գ. Ալոյան, *բ.-գ. գ. դ.* Շ. Հ. Ամիրյան, *բ.-գ. գ. թ.* Ա. Լ. Անանյան, *աշխ. դ. թ.* Վ. Ռ. Բոյնագրյան, *ֆ.-մ. գ. դ.* Ս. Ս. Դարբինյան, *ՀՀ ԳԱԱ ակադ.* Բ. Կ. Կարապետյան, *(պատ. խմբ.)*, *ֆ.-մ. գ. դ.* Ս. Մ. Հովհաննիսյան, *բ.-գ. գ. դ.* Ռ. Լ. Մելքոնյան, *բ.-գ. գ. թ.* Ռ. Տ. Միրիջանյան, *բ.-գ. գ. դ.* Ս. Ն. Նազարեթյան, *ՀՀԳԱԱ ակադ.* Ռ. Տ. Ջրբաշյան *(պատ. խմբ. տեղ.)*, *բ.-գ. գ. դ.* Մ. Ա. Սաթիան, *բ.-գ. գ. թ.* Ա. Ս. Ֆարամազյան *(պատ. խմբ. տեղ.)*։

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова*

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

Издательство «Гитутюн» НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995

ԲԺՇ 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԹԻՎ 2—3 ՀԱՏՈՐ XLVIII 1995

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ի. Խ. Պետրոսով, Ա. Խ. Մնացականյան. *Հայաստանի Հանրապետության Շիրակի խմբի ցեոլիտոլիտների հանքավայրերի ծագումնաբանությունը* 3
Ճ. Հ. Ամիրյան, Գ. Ի. Մեժլումյան, Վ. Հ. Պարոնիկյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան. *Հայաստանի Հանրապետության գլխավոր հանքային ֆորմացիաները, նրանց գենետիկ առանձնահատկությունները և հետագա ուսումնասիրությունների պրոբլեմները* . . 17
Ի. Լ. Մելիոնյան, Ռ. Հ. Խորենյան. *Հայ-իրանական ենթապլատֆորմի հյուսիս-արևմտյան եզրապատման միջին էոցենի հասակի մագմատիտների երկրաբանության և ապարագիտության վերաբերյալ* 30
Ռ. Ա. Մանդալյան, Վ. Ա. Վարդանյան. *Օրախի լեռնաշղթայի տրավերտինառաջացման հարցի շուրջը* 39
Մ. Ա. Հարությունյան. *Զանգեզուրի հանքային շրջանի որոշ կրային սկառնների բնորոշ հատկությունները* 45
Մ. Ռ. Սարոյան, Ռ. Ն. Տայան. *Լիչք հանքավայրի երկրաբանա-ստրուկտուրային և երկրադինամիկական ձևավորման պայմանները* 53
Հ. Ս. Ավագյան. *Հայաստանի նոյեմբերյանի հանքավայրի հիդրոթերմալ-դիագենետիկ բենթոնիտների մեջ սինթեզված ցեոլիտների մասին* 60
Հ. Վ. Շահինյան. *Մագմագակ գետի ավազանի հիպերգենեզի գոտու երկրաքիմիական բնութագիրը* 67
Պ. Մ. Վափյանյան. *Հայաստանի տարածքի քաղցրահամ ստորերկրյա ջրերի չափակարգման սկզբունքները* 75
Վ. Ռ. Ռոյենագրյան. *Դելուվիալ տեղատարումը Հայկական լեռնաշխարհում և նրա ազդեցությունը լանջերի զարգացման վրա* 89
Պ. Գ. Ալոյան. *Լեռնահանքային արտադրության տեխնոլոգիական պայմանների քանակական գնահատումը* 94
Ս. Յ. Հակոբյան, Ռ. Գ. Գրիգորյան, Ա. Հ. Մարտիրոսյան. *Արարատյան միջլեռնային գոգավորության նստվածքային ծածկոցի ֆիզիկա-երկրաբանական մոդելավորումը* . 104
Է. Ն. Խաչիյան. *Անհամասեռ գրունտային հիմքի դինամիկական բնութագրերի հետազոտումը* 112

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Փ. Ն. Պետրովա, Ջ. Օ. Մինասյան, Ա. Ա. Վարդանյան, Ա. Կ. Կարախանյան. *Հայաստանի պլեյստոցենի հասակի երկրամագնիսական դաշտի հնէալարվածության շուրջը Արափի կտրվածքի օրինակով* 119
Ռ. Ա. Բաղդասարյան, Գ. Ջ. Էլբակյան. *Երկրահամակարգերի նախագծումը և կլիման* . 122
Լ. Յ. Սարգսյան, Ա. Մ. Հովհաննիսյան, Ժ. Հ. Ղուկասյան. *Քաջարանի մոլիբդենային խտանյութի բովման պրոցեսի ուսումնասիրությունը դիֆերենցիալ թերմիկ եղանակով* . 126
Ա. Ա. Թամրազյան. *Պղնձի որոշումը բազմամետաղային հանքաքարում ռենտգենոռադիոմետրիկ մեթոդով* 128

СОДЕРЖАНИЕ

И. Х. Петросов, А. Х. Мнацаканян. Генезис цеолитолитов Ширакской группы месторождений Республики Армения 3
Ш. О. Амирян, Г. Б. Межлумян, В. О. Пароникян, А. С. Фарамазян. Главнейшие рудные формации Республики Армения, их генетические особенности и проблемы дальнейших исследований 17
Р. Л. Мелконян, Р. А. Хоренян. К геологии и петрографии среднеэоценовых магматитов северо-западного обрамления Армяно-Иранской субплатформы 30
Р. А. Мандалян, В. А. Варданян. К проблеме травертинообразования Ерахского хребта 39
М. А. Арутюнян. Характерные особенности некоторых известковых скарнов Зангезурского рудного района 45
М. Р. Сароян, Р. Н. Таян. Геолого-структурные и геодинамические условия формирования Личкского месторождения 53
Г. С. Авакян. Природно-синтезированные цеолиты в гидротермально-диагенети-

ческих бентонитах Ноемберянского месторождения Армении . . . 60
Г. В. Шагинян. Геохимическая характеристика зоны гипергенеза бассейна р. Мазмазак 67
П. М. Капланян. Принципы нормирования концентраций элементов в питьевых водах территории РА 75
В. Р. Бойнагрян. Делювиальный смыв в горах Армянского нагорья и его воздействие на развитие их склонов 89
П. Г. Алоян. Количественная оценка технологических условий горно-рудного производства 94
С. Ц. Акопян, Р. Г. Григорян, А. А. Мартиросян. Физико-геологическое моделирование осадочного чехла Араратской межгорной впадины 104
Э. Е. Хачиян. Исследование динамических характеристик неоднородных грунтовых оснований 112

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Н. Петрова, Дж. О. Минасян, А. А. Варданян, А. К. Караханян. О палеонапряженности геомагнитного поля в плейстоцене Армении (на примере разреза Арапи) 119
А. А. Багдасарян, Г. З. Элбакян. Геоэкологическое проектирование и климат . 122
Л. Е. Саркисян, А. М. Оганесян, Ж. Г. Гукасян. Исследование процесса обжига каджаранского молибденового концентрата методом дифференциально-термического анализа 126
А. А. Тамразян. Определение меди в полиметаллических рудах рентгенорадиометрическим методом 128

CONTENTS

I. Kh. Petrosov, A. Kh. Wnatsakanian. Genesis of Zeolites of the Shirak Crop Deposits of the Republic of Armenia 3
Sh. H. Amirian, G. B. Mezhloumian, V. H. Paronikian, A. S. Faramazian. Major Ore Formations of the Republic of Armenia, Their Genetic Specific Features and Problems of Their Further Investigations 17
R. L. Melkonian, R. A. Khorenian. On Geology and Petrography of the Middle Eocene Macmatites of the North-Western Frame of the Armenian-Iranian Subplatform 30
R. A. Mandalian, V. A. Vardanian. On the Problem of Travertine Formation of the Yaraskh Range 39
M. A. Haroutyunian. Characteristic Properties of Some Calcareous Skarns of the Zangezour Ore Region 45
M. R. Saroian, R. N. Taian. Geologic-Structural and Geodinamic Conditions of the Formation of Litchk Ore Deposit 53
G. S. Avakian. Naturally Synthesized Zeolites in Hydrothermal-Diagenetic Bentonites of the Novemberian Deposit in Armenia 60
H. V. Shahinian. Geochemical Characteristics of Hypergenesis zone of the Mazmazak River Basin 67
P. M. Kaplanian. Principles for Rating of Element Concentrations in Drinking Waters in the Republic's Territory 75
V. R. Boinagrian. Deluvial Washing-Out in the Armenian Highland Mountains and Its Impact on Their Slope Development 89
P. G. Aloyan. Quantitative Estimation of Technological Conditions of Mining Production 94
S. Ts. Hakobian, R. G. Grigorian, A. A. Martirossian. Physical and Geological Simulation of the Sedimentary Cover of the Ararat Intermountain Depression. 104
E. E. Khachian. Investigation of Dynamic Characteristics of Nonuniform Ground Foundation 112

SHORT REPORTS

G. N. Petrova, J. O. Minasian, A. A. Vardanian, A. K. Karakhanian. On Palaeostrain of Geomagnetic Field in the Pleistocene in Armenia on the Example of the Arapy Section 119
A. A. Bagdasarian, G. Z. Elbakian. Geoecological Designing and Climate . . 122
L. E. Sarkissian, A. M. Hovhannessian, Zh. G. Gukasian. Investigation of Annealing Process of Kadjaran Molibdenum Concentrates by the Differential-Thermal Analysis Method 126
A. A. Tamrazian. Determination of Copper in Complex Ores by X-Ray Radiometric Method 128

Известия НАН РА, Науки о Земле. 1995, XLVIII, №2—3, с. 3—16

И. Х. ПЕТРОСОВ, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ГЕНЕЗИС ЦЕОЛИТОЛИТОВ ШИРАКСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ*)

Рассматриваются геологические и геохимические условия формирования цеолитолитов Ширакской группы месторождений (ШГМ). Показана принципиальная возможность растворения кислого вулканического стекла с последующей кристаллизацией цеолитов из продуктов его распада в условиях диагенеза. Авторы приходят к заключению о стратиформном диагенетическом типе цеолитолитов ШГМ—наиболее распространенном среди имеющих промышленное значение.

ШГМ цеолитолитов расположена в северо-западной части РА, в контуре Севано-Ширакского синклинория. Площадь распространения цеолитолитов составляет примерно 240 *кв. км*. В полосе шириной около 40 и длиной до 60 *км* цеолитолиты образуют ряд изолированных друг от друга участков, разобщенных главным образом выходами миоценовых и плиоцен-антропогеновых лав. Начиная с села Покр Сариар на востоке и села Кети на юге, она протягивается в северо-западном направлении вплоть до государственной границы с Турцией. Площадь отдельных участков составляет от 1 до 3, редко до 5 *кв. км*. (рис. 1). Цеолитолиты локализованы в среднеэоценовой [24] вулканогенно-осадочной формации мощностью до 2000 *м*. Залежи цеолитолитов представляют собой полого падающие пласты с простиранием до 2, реже 3 *км*. Мощность залежей составляет 5—8 *м*, иногда достигает 20 *м*.

Первые систематические поисково-оценочные, затем поисково-разведочные работы начаты здесь в 1983году геологической партией, руководимой М. С. Апресяном. С 1981года авторами проводится изучение вещественного состава и условий образования цеолитолитов главнейших месторождений РА, в том числе ШГМ, с 1983года [17, 23]. Другие исследования не проводились и, таким образом, по вопросу о генезисе цеолитолитов ШГМ имеются две точки зрения—М. С. Апресяна и авторов настоящего сообщения. Для полноты освещения вопроса отметим, что есть еще точка зрения В. Г. Гогишвили [6], которая однако основана не на анализе конкретного материала по ШГМ, а является концептуальной в отношении всех месторождений Закавказья. В. Г. Гогишвили считает [6], что цеолитолиты этого региона являются эпигидротермальными, т. е. образуются в результате «растекания» ювенильных растворов по проницаемым породам, включения их в динамику вадозных вод и совокупного воздействия на туфы, вследствии чего последние перерождаются в цеолитолиты. Несколько иначе объясняет генезис цеолитолитов ШГМ М. С. Апресян (фонды ГКГРА, 1986, 1988), согласно которому формирование их происходит в повышенных термобарических условиях, возникающих в результате складчатости и внедрения в рудовмещающую толщу андезито-дацитов миоценового возраста, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью.

Не останавливаясь подробно на критической оценке существующих точек зрения на генезис цеолитолитов, авторы пытаются ниже аргументировать свои представления о диагенетическом происхождении цеолитолитов ШГМ.

Распространение. Диагенетические цеолитолиты распространены как в наиболее древних цеолитсодержащих вулканогенно-осадочных фор-

---

*) Работа выполнена в рамках темы 92—242, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

мациях (девонских), так и в отложениях современных озер и морей. В кремнекласто-карбонатной формации девона Западного Ньюфаундленда (Канада) анальцим осаждался из поровых флюидов в стадию диагенеза [32]. К диагенетическому типу относятся цеолитолиты во многих формациях девона и карбона Сибири и Приморья [9, 15, 3]. Пермо-триасовые формации Урала, Сибири, Кузбасса, Русской плиты включают диагенетические цеолитолиты промышленного значения [27, 26, 16, 10]. В Монголии выделена мезозойская цеолитоносная провинция, в которой цеолитолиты большинства месторождений имеют диагенетическое происхождение [1]. На Балканах, в Закарпатье и Греции, в Средней и Малой Азии, в Закавказье, на Украине, в Поволжье и Забайкалье, в Корее и в других регионах цеолитолиты практически всех крупных месторождений в формациях верхнего мела-палеогена образовались в морских условиях в стадию диагенеза [31, 38, 49, 2, 4, 28]. В миоцен-антропогеновых и в современных морских и озерных отложениях Европы, Азии, Африки и Америки цеолитолиты, как правило, имеют диагенетическое происхождение [44, 43, 40, 39, 41]. Е. Пассаглиа отмечает [42], что диагенетические шабазиты и филлипситы являются главными компонентами многих цеолитизированных вулканокластических новейших отложений Италии. Таким образом, диагенетические цеолитолиты являются наиболее распространенным генетическим типом в стратифицированных формациях значительного большинства цеолитоносных регионов. Можно утверждать, что в Альпийской зоне в основном этот генетический тип образует месторождения промышленного значения [17, 23, 31, 38, 42, 46, 49]. Особенно показательным для рассматриваемой проблемы является образование диагенетических цеолитов в больших масштабах в современных морях и озерах. Общим для диагенетических цеолитолитов (в том числе и изученных) является наличие пирокластического материала (обычно вулканического стекла кислого состава) в качестве исходного вещества, а также присутствие в них парагенезиса цеолиты-смектиты-кремнистые минералы (низкотемпературный кристобалит, халцедон, опал).

Геологические критерии. Признаками диагенетического происхождения цеолитолитов ШГМ являются: 1) переслаивание собственно осадочных пород с цеолитолитами и генетически связанными с ними монтмориллонитизированными туфами; 2) наличие в цеолитолитах остатков микрофауны; 3) отсутствие пространственной связи цеолитолитов с имеющимися на месторождении разломами; 4) отсутствие в поле развития цеолитолитов, за исключением нескольких пунктов, парагенезов, типичных для гидротермально-метасоматических фаций, с характерной для них зональностью; 5) значительное площадное развитие цеолитолитов и совмещение их с площадью распространения отложений вулканогенно-осадочной формации среднего эоцена; 6) слабый транзит вещества в процессе преобразования пеплов в цеолитолиты; 7) наличие в цеолитолитах низкотемпературных, а также практически неизмененных малостойких минералов (халцедона и кристобалита—продуктов раскристаллизации опала, биотита, пироксенов и других).

По мнению авторов, перечисленные признаки и факты в совокупности уже достаточно определенно указывают на диагенетическое происхождение цеолитолитов ШГМ.

Механизм цеолитообразования. Об условиях формирования диагенетических цеолитолитов многое уже известно, но некоторые важные аспекты цеолитообразования пока еще разработаны недостаточно. Благодаря каким факторам и в какой форме происходит раство-

рение пирокластического материала; каким образом осуществляется синтез продуктов растворения и кристаллизации цеолитов (в виде ли мономеров или полимеров), предшествует ли этому образование промежуточной метастабильной фазы или цеолиты возникают непо-

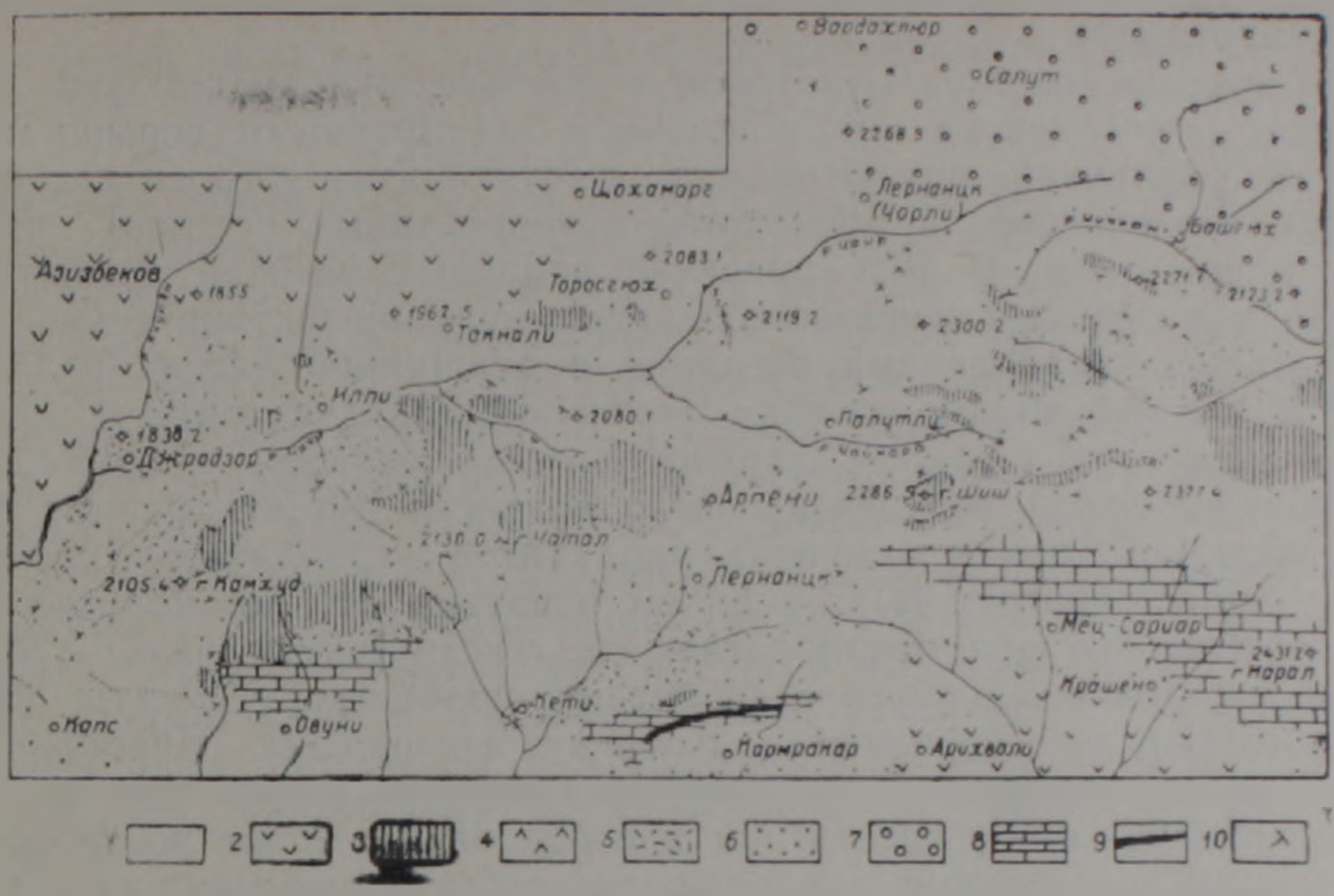


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта западной части Ширакского хребта. Составил Р. Т. Джрбашян. 1966. М 1:50.000. Усл. обозн.: 1. Аллювиально-делювиальные отложения; антропоген. 2. Туфы и базальты; неоген-плейстоцен. 3. Диорит-порфириты; верхний эоцен. 4. Трахиандезиты, андезиты; верхний эоцен. 5. Риолиты, дациты; верхний эоцен. 6. Туфы пепловых потоков, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, цеолитолиты, монтмориллонитовые глины, известняки, кремнистые породы; средний эоцен (ширакская свита). 7. Дациты, риолиты, их туфобрекчии; средний эоцен. 8 Известняки, мергели, туфопесчаники; верхний мел. 9. Офиолиты, офиолитокластиты, пироксениты; верхний мел (?). 10. Падение пластов

средственно из поровых флюидов; какие именно конкретные параметры определяют видовой состав цеолитов; почему парагенезис цеолиты- смектиты-кремнистые минералы является постоянным в цеолитолитах диагенетического происхождения. Существующие представления оставляют место для субъективных мнений: нет достаточно строгой теории, последовательно описывающей все стадии диагенетического цеолитообразования. Разумеется, авторы не претендуют дать исчерпывающий ответ на указанные вопросы; задача у них значительно более скромная—изложить свою точку зрения по этой проблеме, основываясь на материале по двум*) из наиболее крупных (промышленного масштаба) месторождений цеолитолитов.

Цеолитизация в условиях морского диагенеза есть результат реакции между твердой фазой и водой. Следовательно, характер и тип цеолитизации определяются прежде всего природой исходного вещества, а также концентрацией солей, ионным составом и pH водной среды. В нашем случае цеолитолиты образовались в среднеэоценовом море, в котором осаждались карбонаты и пепел, но при этом условия для обитания фауны были блигоприятными (часто встречающиеся в цеолитолитах остатки микрофауны). Таким образом, реаген-

---

* Имеется в виду и Ноемберянское месторождение РА.

том была морская вода, близкая к нормальной, но состав которой временами и на отдельных участках бассейна заметно изменялся Исходным веществом был пирокластический материал двух генетических типов: 1) пеплов течения, имеющих сравнительно ограниченное распространение и локализованных вблизи вулканических аппаратов, и 2) пеплов выпадения, отлагавшихся на значительном удалении от вулканов.

Отложения пепловых потоков в составе рудовмещающей толщи отвечают периодически повторяющимся эксплозивным вспышкам вулканизма различной интенсивности, сменяющимся относительным затишьем, накоплением карбонатных и терригенных осадков, перемывом пирокластики. В поле развития пепловых потоков зафиксированы [8] кольцевые и неполно-кольцевые вулкано-тектонические структуры (ВТС) с кальдерами оседания в вершинной части. Отложения рудовмещающей толщи слагают основания ВТС, которые в нескольких пунктах прорываются дайкообразными телами трахиандезитов и диорит-порфиров верхнеэоценового возраста. Во внутренних частях ВТС выступают некки и купола риодацитов и риолитов. Пространственная совмещенность ВТС с полем развития среднеэоценовых пирокластических потоков предполагает их генетическую связь, если учитывать продолжительность становления подобных структур. Однако нет сомнения, что первичные источники извержения пирокластических потоков (трещины, отдельные центральные жерла или их системы) разрушены или существенно преобразованы более поздними вулканическими процессами и внедрением субвулканических тел. В разрезах рудовмещающей толщи воссоздается лишь многократная смена интенсивности вулканических эксплозий, преобладание тонкообломочных фаций и антидромная (риодацит, риолит-дацит) эволюция состава изверженного материала. Можно допустить также существование отдельных вулканических центров, действовавших одновременно и поставлявших на поверхность в различной степени дифференцированный эксплозивный материал с завершающими выбросами пирокластики дацитового состава. В завершение вопроса об источнике и характере исходного вещества укажем, что максимальные содержания цеолитов (порядка 80%) отмечаются в туфах второго генетического типа—пеплов выпадения, характеризующихся сравнительно однородным составом и имеющих алевропелитовую размерность. Отметим также, что порфирокласты (кварц, плагиоклазы, циркон, биотит) и литокласты (андезиты, липариты) не подвергаются цеолитизации. В цеолиты и смектиты преобразуются витрокласты (пемза и перлитовые обломки) и стекло связующей массы. Последняя состоит из тонкой витрической пыли, которая преобразуется главным образом в монтмориллонит и занимает пространство между более крупными (в основном алевритовой размерности) обломками стекла, замещенными цеолитом. Таким образом, не вся пирокластика преобразуется в цеолиты и смектиты, а только определенные фрагменты кислого стекла, которые, вследствие перераспределении ювенильных компонентов в исходном магматическом расплаве, оказались обогащенными кремнеземом и щелочами.

Как показали экспериментальные исследования [25, 34, 48], характер кристаллизации цеолитов определяется термобарическими условиями при фиксированном составе системы или составом системы при фиксированных термобарических условиях. Если принять во внимание, что изученные цеолитолиты образовались по сравнительно однородному исходному материалу, а преобразующим агентом была морская вода (раствор с буферным свойством), можно считать, что

фиксированными (в значительной мере) были и термобарические условия, и состав системы. Иначе говоря, цеолитообразование имело место в сравнительно однородной устойчивой среде.

Как известно, по сравнению с кристаллическими веществами, природное стекло характеризуется более низкой энтропией, т. е более высокой свободной энергией и растворимостью, большей реакционной способностью в низкотемпературных условиях. Исследования показали, что тонкие пепловые частицы в морской среде начинают распадаться уже во взвешенном состоянии [5, 37, 46, 48, 33, 34]. Косвенным свидетельством этого является наличие диагенетических цеолитов в отложениях современных морей и озер. По данным Д. Брека [5], скорость растворения природного стекла со 100 $см^2$ его поверхности колеблется от 1 до 10 *мкг* в день. При такой скорости частицы алевритовой размерности могут полностью раствориться в течение первых десятков лет. Р. Сардам считает [11], что преобразование пирокластики риолит-дацитового состава в филлипсит в озерах Невады происходит в течение 600 лет. Р. Хей [35] по C^{14} в гейлюссите определяет возраст цеолитизированных туфов в озерных отложениях Калифорнии в 10000± ±400 лет. Хотя данные Р. Сардама и Р. Хея заметно отличаются от приводимых Д. Бреком, однако они также указывают на возможность массового синтеза цеолитов из продуктов распада кислого стекла в стадию седиментации и диагенеза. Итак, растворение кислого стекла в морской воде происходит в масштабах и со скоростью, вполне достаточных для образования промышленных концентраций цеолитов в диагенезе.

По мнению авторов, растворение стекла происходит не на ионном уровне, что в первую очередь справедливо в отношении поведения элюминия в морской воде; для перехода его в раствор и затем в состав анионной группировки (цеолитов и смектитов) требуются значительно более экстремальные условия, чем обстановка морского диагенеза (в частности, весьма высокий pH). Данные по изучению кинетики образования некоторых синтетических цеолитов показывают, что их кристаллизации предшествует формирование исходного гелеобразного субстрата [25, 34, 33]. Д. Брек [5], отмечая, что образование природных цеолитов происходит путем растворения стекла с его поверхности и последующей перекристаллизации растворенного материала (что согласуется с динамикой образования синтетических цеолитов), вместе с тем, не отрицает возможность их синтеза из гелей. По мнению Р. Баррера [29], формирование сложных решеток цеолитов трудно объяснить последовательным присоединением единичных алюмо- и кремнекислородных тетраэдров—гидратированных силикатных и алюминатных ионов. Экспериментальные исследования, в том числе по получению цеолитов из вулканического стекла [37, 46, 33, 47, 24], показали возможность их формирования за счет реакций циклических тетраэдров кремнезема. В результате этих исследований установлены константы скорости кристаллизации цеолитов при полимеризации олигомеров кремнезема, а также константы равновесия и свободной энергии первичных цеолитообразующих реакций. Кроме того, синтезированы цеолиты из смеси кремневого и алюмогидроксильного геля и показано [24, 53, 47], что важным фактором при этом является наличие зародышей в гелевом растворе. Кроме экспериментальных, имеются данные эмпирических наблюдений: в приповерхностном слое осадка обнаружены одновременно все три фазы—стекло, гель и цеолиты [11, 30]. Учитывая все это, можно думать, что соединения, в виде которых происходит растворение стекла и которые, ассоциируясь, образуют зародыши, а затем и кристаллы цеолитов и смектитов, представляют собой силикатные и алюмосиликатные бло-

ки, имеющие достаточно сложное строение и близкие к нестехиометрическим полимерам с многочисленными некомпенсированными связями. По данным А. А. Маракушева [14], в структуре кислых стекол существуют алюмосиликатные группировки с изначально кодированными связями между составляющими их элементами. Наличие таких группировок в составе стекла указывает на его предрасположенность распадаться на сравнительно автономные алюмосиликатные, тетра- и октаэдрические блоки или обрывки цепей. Полимеризация этих слабо структурированных образований, по мнению авторов, и приводит к формированию гелей, а затем к кристаллизации последних в цеолиты. Однако нельзя исключить, что часть цеолитов может возникнуть непосредственно из продуктов растворения стекла, минуя стадию гелеобразования.

Переходя к рассмотрению парагенезиса цеолиты-смектиты-кремнистые минералы, отметим, что данные по петрографии и минералогии изученных цеолитолитов указывают по крайней мере на два этапа процесса цеолитообразования. Первый этап соотносится со стадиями седиментации и раннего диагенеза и протекает в «открытой» системе, второй—охватывает стадии позднего диагенеза и начального катагенеза и реализуется в «закрытой» системе. «Закрытая» система, по мнению авторов, соответствует ситуации, для которой характерны: наличие порового пространства как среды минералообразования, отсутствие значительного притока в эту среду Н-ионов, дефицит кислорода, затруднительный вынос вещества за пределы реакции и накопление ее продуктов в иловой и поровой воде. На первом этапе осуществляется распад стекла на силикатные и алюмосиликатные блоки, частью их полимеризация, развитие слабо индивидуализированных новообразований, представленных в основном почти изотропными глобулями цеолитов и криптокристаллическим монтмориллонитом, замещающим стекло пелитовой размерности и тонкие волосовидные поры пемзы. Одновременно образуются опал и (иногда) селадонит. На этом этапе активность магния является преобладающей (фиксация смектитов). Второй этап можно назвать этапом прогрессивной кристаллизации и образования сложных псевдоморфоз по витрокластике. Для него характерны: формирование видового состава цеолитов, рост индивидуализированных кристаллов в свободных полостях, генерация пренита, селадонита, иддингсита, пластинчато-волокнистого монтмориллонита, а также преобладающая активность щелочей и кальция.

При рассмотрении парагенезиса цеолиты-смектиты-кремнистые минералы сразу же возникает вопрос—почему в одинаковых условиях диагенеза, по одному и тому же исходному эксплозивному материалу, на площади одного и того же месторождения в одних случаях формируются цеолиты, в других—смектиты, нередко образующие здесь самостоятельные залежи промышленного значения. Надо думать, что, несмотря на сходные условия минералообразования, поля развития цеолитов и смектитов все же существенно различались между собой. В этой связи отметим, что на площади ШГМ распространены цеолитолиты с незначительной примесью смектитов, бентонитовые глины с незначительной примесью цеолитов и породы смешанного состава—с соразмеримым содержанием этих минералов. Таким образом, можно говорить о существовании здесь самостоятельных полей образования цеолитов и смектитов, которые однако иногда перекрывались. По мнению авторов, область цеолитов в основном совпадает с заключительной «закрытой» стадией минералообразования, а область смектитов—преимущественно с начальной «открытой». Авторы

исходят, в частности, из того, что для поликонденсации отделившихся от стекла тетра—и октаэдрических блоков необходим дополнительный приток в систему Н-ионов, что обеспечивалось при «открытой» стадии минералообразования и было сравнительно затруднено при «закрытой». Как известно, реакция образования элементарного димера протекает с участием двух ионов водорода (по схеме: $2SiO_1^{+} + 2H = SiO_7^{6} + H_2O$). Несомненно, что для образования полимеров (смектитов и цеолитов) из продуктов распада стекла водородных ионов потребуется значительно больше. Таким дополнительным источником Н-ионов могли стать газы, которыми был насыщен исходный вулканический материал. Исследования показали, что механизм формирования туфов ШГМ предполагает сохранение в потоке части тепла и летучих к моменту их осаждения. Хлор, сульфат- и фторид-ионы, углекислота, растворяясь в морской воде, могли создать множество активных центров минералообразования. По-видимому, немаловажное значение имели и собственно морские газы (CO_2, H_2S, O_2), а также особенности их распределения в бассейне в зависимости от глубины, удаленности от берега, жизнедеятельности организмов и т. д. Р. Хей [35, 36] наблюдал фациальную приуроченность цеолитовых и глинистых минералов: в прибрежных осадках озер преобладают монтмориллонит и слабо измененное стекло, которые, по мере удаления от берега, сменяются филлипситом, клиноптилолитом и другими цеолитами. На месторождении Итая (Япония) выделяются три зоны [51], в которых также прослеживается переход вулканического стекла и монтмориллонита (первая зона) в клиноптилолит и морденит (вторая зона) и затем в альбит (третья зона).

Как известно, в морской воде, в отличие от поровой, ионы магния в 5—6 раз преобладают над ионами калия и кальция. Возможно поэтому на метастабильных продуктах растворения стекла вначале фиксируются катионы магния, образуя ядра монтмориллонита. Очевидно, магний занимает прежде всего вакантные позиции в октаэдрических группировках, проявляющих себя как нестехиометрические полимеры. На площади ШГМ область формирования смектитов в основном ограничивалась наддонной водой и верхними слоями осадка, где имелся избыток Н-ионов и магния, происходило активное взаимодействие стекла и морской воды, имел место более свободный транзит вещества, интенсивнее осуществлялась поликонденсация алюмосиликатных и силикатных группировок. Очевидно, смектиты образовались не только путем синтеза продуктов растворения стекла, но и в результате его гидролиза, сопровождавшегося ограниченным обменом и перестройкой остаточного алюмосиликатного материала, т. е. метасоматическим путем в относительно консолидированном осадке, в области преимущественного развития цеолитов (что и явилось причиной формирования пород смешанного, цеолит-смектитового состава). По мнению авторов, об этом свидетельствуют, в частности, сохранившиеся в бентонитовых глинах детали реликтовых структур туфов.

По мере захоронения осадка, т. е. возрастания «закрытости» системы, а также изменения соотношения концентраций щелочей и щелочных земель в поровой воде (по сравнению с наддонной), в силу вступают такие факторы, как ионные потенциалы, заряд, определяющие химическую активность элементов. В результате на поверхности продуктов растворения стекла в больших масштабах фиксируются ионы калия и натрия, что знаменует массовое формирование цеолитов. Возможно, последние образуются и в поле развития смектитов, однако масштабно цеолиты фиксируются там, где формирование смектитов в основном прекращается. В условиях низких температур ско-

рости реакций образования алюмосиликатов незначительны, поэтому до завершения катагенеза в смектиты успевает преобразоваться лишь наиболее реакционноспособная часть стекла—фрагменты пелитовой размерности; отметим, что в породах смешанного состава смектиты концентрируются в основном во фракции $<0{,}01$ *мм*. Таковы, по мнению авторов, условия формирования цеолитов и смектитов ШГМ. Теперь о кремнеземе и его минеральных формах.

Кремнезем является важным фактором процесса цеолитообразования, а его минеральные формы—низкотемпературный кристобалит, халцедон, опал—постоянными спутниками рассматриваемого парагенезиса. По мнению авторов, источником кремнезема, цеолитов и смектитов является одно и то же исходное вещество—пирокластический материал кислого состава. Вынос избытка кремнезема из кислого стекла способствует его полному распаду, что особенно интенсивно проявляется на границе твердой фазы и воды благодаря резкому повышению pH [7]. О перенасыщенности кремнеземом среды цеолитообразования свидетельствует, в частности, повышенное содержание в цеолитах свободного SiO_2 (табл. 1). Вынос кремнезема из стекла осу-

Таблица 1

Содержание свободного кремнезема в цеолитолитах ШГМ

Ширакская группа месторождений	№№ обр.	20/1	26/1	27/2	38/2	37/1	38/1	45/2	46/1	16/2
	% %	17,6	5,3	3,9	24,4	12,3	19,3	7,1	17,4	4,6

ществлялся в столь значительных масштабах, что его хватило не только на построение структур цеолитов и смектитов, а также на рассеянные формы его минералов, но и на образование самостоятельных линз и пластов кремнистых пород мощностью до 2—3, редко до 6 *м*. Последние обычно подстилают пласты цеолитолитов и бентонитов, но иногда встречаются и на других уровнях разрезов. Нужно отметить, что залегающие выше рудовмещающей толщи известняки также интенсивно окремнены, что свидетельствует об активности кремнезема в стадию катагенеза, т. е. об относительной продолжительности процесса цеолитообразования.

Установлено, что в природных водах кремнезем растворяется только до определенной концентрации, образуя истинный раствор, а избыток его приводит к полимеризации SiO_2 и образованию коллоидных систем [12, 22, 7]. При этом растворимость SiO_2 практически не изменяется в природных средах с pH от 1 до 8,5; лишь при $pH>9$ она резко возрастает в связи с диссоциацией монокремневой кислоты [7]. Очевидно, в древних бассейнах кремненакопление имело свои особенности, но в общем случае, если диспергированный кремнезем превышает критическую концентрацию для данной системы, то в образующихся коллоидных растворах он оказывается неустойчивым. Это обстоятельство оценивается [7, 12] как начало осаждения кремнезема: при поступлении в систему новых его порций происходит полимеризация частиц и их фиксация под воздействием силы тяжести. Авторы считают, что в цеолитолитах ШГМ аморфный кремнезем (опал) осаждается из гелей, образующихся в результате полимеризации тетраэдрических блоков—продуктов распада кислого стекла. При этом осаждение основной массы кремнезема предшествует осаждению смектитов и цеолитов, если учесть, что линзы и пласты кремнистых пород, как правило, подстилают залежи бентонитов и цеолитолитов. Скрытокристаллические (халцедон) и кристаллические (низкотемпе-

ратурный кристобалит) формы кремнезема образуются по опалу, скорее всего в стадию катагенеза.

В заключение коротко об условиях формирования видового состава цеолитолитов ШГМ и особенностях распределения здесь цеолитовых минералов. Нет достаточной ясности в вопросе о том, в каких именно конкретных, геохимически узко ограниченных, условиях фиксируются те или иные цеолитовые минералы. Вместе с тем, исследователи [25, 37, 51, 42, 43] единодушны, считая, что определяющими факторами при формировании видового состава цеолитолитов являются геохимические условия среды цеолитообразования и природа исходного материала. Низкие температуры, колебание (хотя и в узких пределах) значений pH, наличие пересыщенных кремнеземом поровых растворов обуславливают метастабильные условия реакций цеолитообразования. В этих условиях, как считают [25, 51, 42], пределы полей кристаллизации отдельных видов цеолитовых минералов определяются соотношением активностей щелочей, щелочных земель и кремнезема. Однако надо полагать, что другие факторы также имеют важное значение (фациальная обстановка, гранулометрия исходного материала и т. д.). По мнению авторов, поля развития клиноптилолита, морденита, анальцима и филлипсита на площади ШГМ определялись, главным образом, концентрацией натрия, калия, кремнезема в поровой воде, их активностью на разных стадиях цеолитообразования, pH среды, химическим и гранулярным составом материала, а также морфологией и режимом бассейнов седиментации.

Поскольку процесс цеолитообразования протекает непрерывно-вплоть до полной герметизации системы транзита, характеристики иловых и поровых растворов постоянно изменяются: после разгрузки (осаждения цеолитов и кремнезема) они становятся недосыщенными, затем (с поступлением новых порций вещества) вновь пересыщенными и т. д. По мнению авторов, фиксация морденита соответствует моменту максимальной концентрации в растворе кремнезема и щелочей при доминирующей активности натрия и повышенных значениях pH. Такие условия предпочтительно возникают при растворении наиболее кремнистых стекол, на что указывают особенности вторичных изменений и химизм морденитовых пород ШГМ. В сходных условиях образуется и клиноптилолит, но, очевидно, при доминирующей активности калия. Не случайно, что среди прочих цеолитов чаще всего в ассоциации с морденитом встречается клиноптилолит. В отложениях соляных озер наблюдается связь между цеолитовыми минералами и степенью осолонения бассейнов [45, 35]: значительные концентрации клиноптилолита и морденита отмечаются для обстановки, близкой к нормально-морской; по мере усиления эвапоритизации формируются ассоциации с филлипситом, эрианитом, шабазитом, анальцимом, клиноптилолитом, после которых фиксируются уже собственно эвапоритовые минералы. Таким образом, условия, благоприятные для формирования клиноптилолит-морденитовой ассоциации, соответствуют низкому уровню эвапоритизации озер или же морской воде с несколько повышенной концентрацией солей. Морденит-клиноптилолитовая минерализация характерна для многих месторождений США, Европы и Азии[1, 2, 9, 15, 31, 35, 40, 45, 46, 50]. Показательно, что она является обычной и для высококремневых перлит-цеолитовых месторождений. Она широко распространена также в областях современного вулканизма, где формируется при низких давлениях и температурах в слабощелочной среде [21]. Соотношение компонентов может быть различным, но чаще преобладает клиноптилолит—как в океанических отложениях, так и в континентальных. В меловых и палеогеновых

океанических отложениях господствует клиноптилолит [11, 13]. Исследованный А. Г. Коссовской [11] образец океанической эоценовой породы почти полностью состоит из кристобалита и клиноптилолита. В меловых и палеогеновых вулканогенно-осадочных формациях Альпийской зоны заметно преобладает клиноптилолит, как и в эоценовой формации Грин Ривер (США), в кремнисто-меловых формациях Англии и Урала, в вулканогенно-осадочных формациях фанерозоя Сибири, Монголии, Японии и в других регионах [1, 2, 11, 15, 45, 46, 50]. Создается впечатление, что условия для образования промышленных скоплений морденита возникают значительно реже, и что это в основном связано с установлением в растворах относительно редкого соотношения активностей натрия, калия, кальция и кремнезема.

Образование анальцимовых пород ШГМ авторы связывают с перерождением сравнительно низкокремневых стекол в условиях узких заливов с повышенной концентрацией натрия, а также с более грубообломочными, алеврито-псаммитовыми фациями. По данным Р. Хея [35, 36], в современных и плейстоценовых озерах Калифорнии с максимальной концентрацией солей анальцим образуется совместно с калишпатом и сирлезитом. В менее минерализованных озерах он ассоциируется с филлипситом. клиноптилолитом и эрианитом. Но во всех случаях анальцим фиксируется позднее других цеолитов по схеме [35]: стекло→гель→филлипсит→клиноптилолит→анальцим. Он образуется также путем прямого осаждения из вод или поровых флюидов современных содовых озер и древних морских бассейнов [32, 43, 16]. Указанные и другие данные [5, 18, 25,], а также особенности вещественного состава анальцимовых пород ШГМ, позволяют считать, что анальцим фиксируется здесь после клиноптилолита и морденита из недосыщенных кремнеземом и насыщенных щелочами и кальцием поровых флюидов.

Филлипсит в цеолитолитах ШГМ содержится в качестве второстепенной примеси, что затрудняет его генетическую интерпретацию. Он встречается здесь во всех типах пород, но чаще ассоциируется с анальцимом . В миоценовых океанических отложениях филлипсит является породообразующим минералом и формируется в результате палагонитизации базальтовых туфов [11] или за счет андезит-дацит-риолитовой пирокластики в диагенезе [13]. На континенте промышленные концентрации филлипсита в морских древних отложениях очень редки. По данным А. С. Михайлова [16], на территории бывшего СССР известно только одно месторождение филлипсита, локализованное в верхнеэоценовой туфогенной толще Ахалцихского района (Грузия). Можно предположить, что филлипсит ШГМ образуется за счет стекла с сравнительно низким модулем из недосыщенных кремнеземом поровых флюидов до или после фиксации морденита и клиноптилолита. При обильном поступлении в систему кремнезема (как показано выше), состояние недосыщенности им поровых растворов было кратковременным и, очевидно, поэтому филлипсит образует здесь лишь рассеянную минерализацию.

Особенности формирования видового состава цеолитолитов ШГМ позволяют заключить, что для образования здесь ряда минеральных видов цеолитов достаточно было весьма незначительного изменения параметров среды минералообразования. Такая же чувствительность к небольшим изменениям среды отмечается и при цеолитообразовании в областях современного вулканизма [19, 20]. Иначе трудно объяснить многообразие цеолитовых минералов в составе однотипных аргиллизитов в пределах одного месторождения. Вместе с тем, пока еще нет полной ясности в том, какие именно «узкие» геохимические

барьеры стимулируют фиксацию тех или иных видов цеолитовых минералов. Детализация этого важного вопроса—задача будущих исследований.

По-видимому, можно считать установленным (по крайней мере, для некоторых обстановок) зональное размещение цеолитовых фаций. Примеры латеральной зональности в новейших отложениях приводились выше [35, 36, 51]. В эоценовой формации Грин Ривер закартирована прибрежная зона монтмориллонита со свежим стеклом без цеолитов, которая к центру бассейна сменяется морденит-клиноптилолитовой зоной и затем—морденит-клиноптилолит-анальцимовой [45]. В вулканогенно-осадочных формациях мела, палеогена и неогена ряда районов Японии выделяются следующие зоны, отражающие изменение минеральных фаций в зависимости от различных факторов минералообразования [50]: вулканическое стекло+монтмориллонит+опал→морденит+клиноптилолит+монтмориллонит→гейландит+ +анальцим→ломонтит+корренсит+хлорит. Очевидно, последняя зона относится уже к фациям регионального метаморфизма.

Исследования показали, что на площади развития цеолитолитов ШГМ отсутствует сколько-нибудь отчетливо выраженная горизонтальная или вертикальная зональность в распределении отдельных видов цеолитовых минералов. По мнению авторов, это объясняется в основном низким уровнем постседиментационного изменения цеолитолитов, сравнительно однородным составом исходного вещества и морфологией бассейнов седиментации. Слабо дифференцированный пепловый материал осаждался в сравнительно узких бассейнах, с самого начала предопределяя незакономерное распределение зон с локальными особенностями цеолитообразования. Далее действовали такие факторы, как первичная газонасыщенность пеплового материала, скорость захоронения осадков, т. е. продолжительность пребывания частиц в «открытой» или «закрытой» системах, химическая активность участвующих в реакции элементов на разных стадиях минералообразования. Сложное сочетание указанных факторов исключало первичное зональное распределение минералов, но стимулировало формирование цеолитов разного видового состава в различных соотношениях со смектитами. Постседиментационные изменения на уровне незавершенного катагенеза (характерном для отложений рудовмещающей толщи), сравнительно незначительная амплитуда погружения осадков, слабое проявление регионального метаморфизма (связанного со складчатостью) не способствовали зональному перераспределению цеолитов и смектитов по степени их гидратации и устойчивости к различным термобарическим условиям.

В двух пунктах ШГМ (севернее села Кети и в районе горы Ухтасар) рудовмещающая толща прорвана дайкообразными телами андезито-дацитов, вероятно, верхнеэоценового возраста. Вдоль эндоконтактов этих тел вмещающие туфы подвергнуты гидротермальному изменению. Интенсивность изменения к экзоконтактам постепенно ослабевает и далее признаки гидротермальной деятельности полностью исчезают. В зоне гидротермально измененных пород развивается инородная для данной формации ассоциация с кристаллическим кальцитом, агатом, кварцем, другими гидротермальными минералами, в том числе с клиноптилолитом и морденитом. Наличие здесь последних двух минералов, родственных парагенезам рудовмещающей формации, может рассматриваться как пример конвергенции при формировании цеолитовых фаций.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 24.VII.1995.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Ա. Խ. ՄՆԱՑԱԿԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՇԻՐԱԿԻ ԽՄԲԻ ՑԵՈԼԻՏՈԼԻՏՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԾԱԳՈՒՄՆԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկվում են ՀՀ Շիրակի խմբի ցեոլիտոլիտային հանքավայրերի ձևավորման երկրաբանական և երկրաքիմիական պայմանները։ Ցույց է տրված թթու կազմի առաջնային հրաբխային ապակու տարալուծման սկզբունքային հնարավորություններ ծովային դիագենեզի պայմաններում։ Ցեոլիտների առաջացումն ընթանում է տրոհման հետևանքով ստացված նյութի հետագա բյուրեղացման ճանապարհով։ Ուսումնասիրության հիման վրա եզրակացություն է արվում, որ Շիրակի խմբի ցեոլիտոլիտների հանքավայրերը պատկանում են ստրատիֆորմ դիագենետիկական տիպին, որն արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքավայրերի շարքում ունի ամենից լայն տարածում։

I. KH. PETPOSOV, A. KH. MNATSHAKANIAN

GENESIS OF ZEOLITOLITES OF THE SHIRAK GROUP DEPOSITS OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

A b s t r a c t

The present paper discusses geological and geochemical conditions of zeolitolite formation in the Shirak Group Deposits (SGD). A principle possibility of acid volcanic glass dissolution whit following zeolite crystallization from its decay products in diagenesis conditions is shown. The authors come to a conclusion that the SGD zeolitolites are of a stratified diagenetic type, which are the most abundant among zeolitolites of industrial value.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Амарджагал П., Корим М.** Мезозойская цеолитоносная провинция Монголии. Прага: Проспект методика, 1989, с. 71—76.
2. **Ахлестина Е. Ф., Курлаев В. И.** О цеолитоносности эоценовых пепловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья.—Тр. Всесоюзн. конф. по цеолитам. Тбилиси: 1981, Тбилиси: 1985, с. 41—44.
3. **Богатов В. И., Ван А. В.** Перспективы поисков цеолитов в Сибири.—Разведка и охрана недр, 1988, № 5, с. 3—6.
4. **Бойко В. С., Шабанина Н. В., Журавлев Ю. П.** Аутигенные цеолиты в среднеэоценовых зернистых фосфоритах Центральных Кызылкумов.—Узб. геол. журн., 1986, № 4, с. 54—58.
5. **Брек Д.** Цеолитовые молекулярные сита. М.: Изд. Мир, 1976.
6. **Гогишвили В. Т.** Эпигенетичность стратиформных месторождений высококремнистых цеолитов (на примере Закавказья).—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Звенигород, 1978, с. 14—15.
7. **Дегенс Э.** Геохимия осадочных образований. Изд. «Мир» 1967.
8. **Джрбашян Р. Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ).—Автореферат докт. дисс. Тбилиси; 1990, 59 с.
9. **Колодезников К. Е.** Девон и нижний карбон—новый этап промышленной цеолитоносности. Тр. 4 Болгарского совещ. по цеолитам. Бургас: 1985. София: 1986, с. 20—24.
10. **Корниевский В. Г., Корниевский Е. В.** Сакмарская зона—вероятная цеолитоносная провинция Урала. Мат. 2 Уральского металлоген. совещания. Свердловск, 1991, с. 185—186.

11. **Коссовская А. Г.** Генетические типы цеолитов в стратифицированных формациях.—Литология и полезн. ископ., 1975. № 2, с. 23—44.
12. **Краускопф К.** Геохимия кремнезема в осадочных отложениях. В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд. ИЛ, 1963, с. 210—233.
13. **Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.** К вопросу о составе и генезисе океанических цеолитов.—В кн.: Геохимия, генезис и использование природных цеолитов. Звенигород; 1978. 80 с.
14. **Маракушев А. А., Яковлева Е. Б.** О происхождении перлитов.—Вест. МГУ, сер. 4, № 1. 1980, с. 3—17.
15. **Махутин Р. Г., Вааг О. В., Соколов П. И., Никитина Е. И., Константинова С. А.** Цеолито- и монтмориллонитность нижнего карбона Сибирской платформы.—В кн.: Полезные ископаемые Сибири в связи с гипергенными процессами. Новосибирск: 1969, с. 32—37.
16. **Михайлов А. С.** Филлипсит в вулканогенно-осадочных отложениях Ахалцихского района (Закавказье).—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов, Звенигород; 1978, 54 с.
17. **Мнацаканян А. Х., Петросов И. Х.** Вещественный состав цеолитовых пород Ноемберянского месторождения Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 2, с. 19—37.
18. **Молик В. А., Хлыбов В. В., Плотников М. А.** Анальцимсодержащие отложения верхней перми севера Русской плиты и возможные пути их практического использования.—Тр. 3 Республиканского семинара, Сыктывкар: 1989, с. 46—50.
19. **Набоко С. И.** Закономерности цеолитообразования в областях разгрузки гидротермальных систем мира.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Звенигород: 1978. с. 8—9.
20. **Набоко С. Н., Главатских С. Ф.** Высококремнистые цеолиты Долины Гейзеров на Камчатке.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Звенигород: 1987, с. 52—53.
21. **Наседкин В. В., Наседкина В. Х.** Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовых пород вулканических областей.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов, Звенигород; 1978. с. 52—53.
22. **Окамото Г.** Свойства кремнезема в воде. В кн.: Геохимия литогенеза, М.: Изд. ИЛ. 1963, с. 196—210.
23. **Петросов И. Х., Мнацакнян А. Х.** Парагенезис монтмориллонит-стильбит-клиноптилолит и его генетический смысл.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1983, № 6, с. 23—31.
24. **Саркисян О. А.** Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. Митк, 1965.
25. **Сендеров Э. Э., Хитаров Н. М.** Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. Изд. Наука, 1970.
26. **Супрычев В. И., Новиков В. Л., Выборов В. В.** Цеолитовая минерализация в пермских вулканогенно-осадочных отложениях Юго-Западного Дарваза.—ДАН Тадж. ССР, 1988, № 12, с. 809—812.
27. **Турченко Г. П.** Оптическая диагностика цеолитов в триасовых вулканитах Кузбасса.—В кн.: Мат. Всесоюзн. семинара, Новосибирск: 1984, № 1, с. 95—103.
28. **Цихоцкая Н. Н.** О цеолитах палеогена Украины.—Геол. журн., Киев, 1986, с. 18—23.
29. **Barrer R.** Synthesin of zeolites. Zeolites: Synth., Struct., Technol. an Appl. Amsterdam e. a., 1985, p. 3—36.
30. **De Kimpe C., Kodama H.** Transformation of an aluminosilicate gel into pre-kaolinite and prezeolite structure; effect of the solution media. Clay Miner., № 2, 1984, p. 237—242.
31. **Djurova E., Stefanova I., Gradev G.** Geological, mineralogical and ion exchange characteristics of zeolite rocks from Bulgaria I. Radioanal. and Nucl Chem Art., 1989. 130 № 2, p. 425—432.
32. **Gall Q., Hyde R.** Analcime in lake and lakemargin sediments of the Carboniferous Rosky Brook Formation, Western Newfoundland, Canada Sedimentology, 1989, 36, № 5, p. 875—887.
33. **Goto J., Sand H.** Crystallization of ZSM-5 from natural Japanese mordenite and clinoptilolite. Occurrence, Prop. and util. Natural Zeolites. 2 Int Conf. Budapest, 1985; Budapest, 1988, p. 161—169.
34. **Hawkins D.** A first-order Markov-chain model of zeolite cristallization. «Clay and clay miner.», 1989, 37, № 5, p. 433—438.
35. **Hay R. L.** Zeolites in sedimentary rocks Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, № 85, 1966, p. p. 130
36. **Hay R.** Features of geology of zeolites connected of minerals with them. 7 th Inter. Zeolite Conf., Tokyo, Amsterdam e. a., 1986, p. 35—40.
37. **Yoshida A., Inoue K.** Formation of faujasite-tupe zeolite from ground Schirasu volcanic glass. «Zeolites», 1986, 6, № 6, p. 467—473.

38 **Jucel H., Culfaz A.** Characterization of clinoptilolites of Western Anatolia. 2-nd Int. Conf. Budapest, 1985; Budapest, 1988, p. 99—108.
39. **Lenzi G., Cassano G.** The zeolitized tuffs of mount Vulture (Basilicata. Italy): mineralogical and physicochemical study for use as decontamina is for radioactive solutions. 2-nd Int. Conf., Budapest, 1985; Budapest, 1988, p. 803—819.
40. **Li B.** Applied investigation of clinoptilolite and mordenite in China. 2-nd Worid Congr. Non-metal. Miner., Beijing, 1989, vol. 3; Beijing, 1989, p. 103—106.
41. **Oginara S., Hjima A.** Exceptionally K-rich clinoptilolite-heulandite group zeolites from three offshore boreholes off northern Japan. Eur. J. Miner., 1990, 2, № 6, p. 819—826.
42. **Passaglia E., Vezzaline G., Carnevali R.** Diagenetic chabazites and phillipsites in Haliy. crystal chemistry and genesis. Eur. J. Miner., 1990, 2, № 6, p. 827—839.
43. **Remy R., Ferrel R.** Distribution and origin of analcime in marginal lacustrine mudstones of the Green River Formation. southcentral Uinta basin, Utah. «Clays and Clay Miner.», 1989, 37, № 5, p. 419—432.
44 **Riviere M.** En cvant et en arriere du blic d'Albaran, les paragene ses diagenetiques a Zeolites des depats volcanogeniques marins temoignent d'un episode de confinement burdigalicn. Acad., sci., Ser. 2, 1989, № 14, p. 1407—1412.
45. **Roehler H.** Zonal distribution of montmorillonite and zeolites in the Lanay Shale member of the Green River formation in the Washakie Basin Wyoning. Geol. Surv. Profess. Paper., 1972, № 800-B, p. 121—124.
46 **Samajova E.** Zeolites in tuffaceous rocks of the West Carpathians (Slovakia). 2-nd Int. Conf., Budapest, 1985; Budapest, 1988, p. 49—57.
47. **Schmitz W., Kornatowski J., Figner G.** Growth of NaX zeolites in the presence of trietha-nobamine (TEA). «Crist. Res. and Technol.», 1988, 23, № 1, p. 25—28.
48. **Senderov E. E.** Physical-chemical aspects of zeolite formation in nature. 2-nd Int. Conf., Budapest, 1985/ Budapest, 1988. p. 111—147.
49 **Tsolis-Katagas P., Katagas S.** Zeolitic diagenesis of oligocene pyroclastical rocks in Trakia, Greece. «Miner. Mag.», 1990, № 1, p. 95—103.
50. **Utada M.** Occurence and distribution of authigenic zeolites in the neogene pyroclastic rocks in Japan Scient. Pap. Col. gen. educat. Univ. Tokyo, 1970, v. 20, p. 191—262.
51. **Watanabe J., Utada M., Lijima A.** Geology of the Halya zeolite deposit, Yamagata, Northeast Honshu. «New Dev. Zeolite Sci. and Technol. Proc.». 7th Int. Zeolite Conf., Tokyo, 1986« Tokyo, Amsterdam e. a., 1986, p. 51—58.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 17—29

Ш. О. АМИРЯН, Г. Б. МЕЖЛУМЯН, В. О. ПАРОНИКЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

ГЛАВНЕЙШИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ*)

В статье рассматриваются генетические особенности и проблемы дальнейших исследований главнейших рудных формаций РА—медно-молибденовых, медно-серноколчеданных, золоторудных, полиметаллических и железорудных. Хромитовая, стибнитовая, ртутная и марганцевая формации изучены слабо и их перспективы пока не ясны.

Многолетними детальными исследованиями, проведенными различными научными и производственными организациями на территории Армении, выявлены и изучены многочисленные месторождения Fe, Cr, Mn, Cu, Mo, Pb, Zn, Au, As, Sb, Hg и других металлов, которые по геологическим, генетическим и минералого-геохимическим особенностям относятся к различным рудным формациям [1, 3, 6, 7, 9, 10, 11, 12]. Главными рудными формациями являются железорудные, золоторудные, медно-молибденовые, медно-серноколчеданные, полиметаллические. Второстепенное значение имеют хромитовая, марганцевые, стибнитовая, ртутная, реальгар-аурипигментовая. Месторождения металлических полезных ископаемых развиты в различных структурно-металлогенических зонах и характеризуются специфическими особенностями геологического строения, магматизма, оруденения и генезиса.

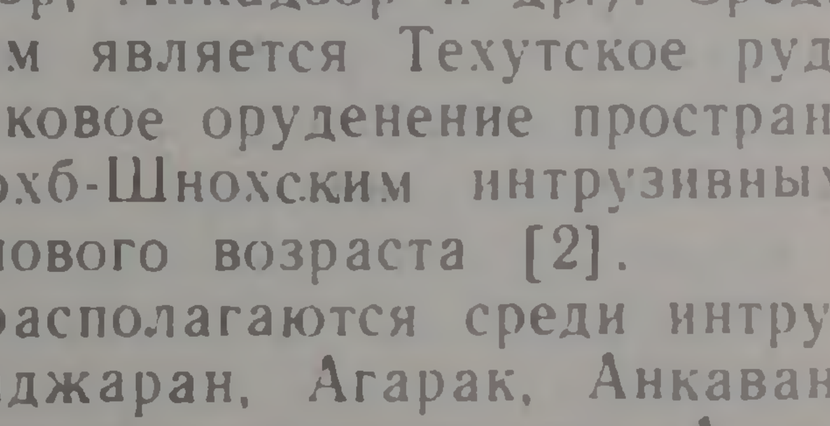
Медно-молибденовая формация руд является самой крупной и важной в промышленном отношении. Месторождения этой формации развиты главным образом в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне (Каджаран, Агарак, Анкаван, Дастакерт, Айгедзор и др.). Они расположены линейно вдоль региональных складчатых и разрывных структур, пространственно и парагенетически связаны с гранитоидами верхний эоцен-миоценового возраста [9, 10].

Молибденовое оруденение Вайкского рудного района (Варденис, Элпин и др.) имеет небольшое развитие и генетически связывается с субвулканическими, лакколитообразными интрузиями дацитов миоплиоцена. Оно отличается от типичного медно-молибденового оруденения Анкаван-Зангезурской зоны не только возрастом, геологическим строением рудопроявлений, но и минералого-геохимическими особенностями. Следовательно, их также можно отнести к другой подформации или формации молибденовых руд [3, 6, 9, 10].

За последние десятилетия медно-молибденовое оруденение установлено также в Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоне (Техут, Шикахох, Дзорастан, Мец-дзор, Анкадзор и др.). Среди них наиболее интересным и перспективным является Техутское рудное поле, где медно-молибденовое штокверковое оруденение пространственно и парагенетически связано с Кохб-Шнохским интрузивным массивом тоналитового состава нижнемелового возраста [2].

Медно-молибденовые месторождения располагаются среди интрузивных пород гранитоидного состава—Каджаран, Агарак, Анкаван, местами в породах кровли—Дастакерт и скарнах эндоконтакта—Анкаван, Кефашен, а нередко и вулканитах (Анкадзор, Мец-дзор, Варденис,

*) Работа выполнена в рамках темы 96—108, финансируемой из госбюджета Республики Армения.



Элпин и др.). Крупные концентрации медно-молибденовых руд контролируются разломами, зонами дробления и брекчирования, где породы подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям. В процессе рудообразования важную рудоконтролирующую роль играют дайки порфиров, которые часто служили путями циркуляции гидротермальных растворов. Широко развитым промышленно важным является прожилково-вкрапленный тип минерализации (Каджаран, Агарак, Техут). Жильный тип оруденения (Айгедзор, Каджаран) имеет второстепенное значение. Брекчиевидные руды развиты на Дастакертском месторождении.

В медно-молибденовых месторождениях отмечается прерывистость в рудоотложении и многостадийность в минералообразовании. На каждом месторождении четко проявляются 4—6, местами до 10 стадий минерализации. Обычно продуктивными являются 2—3 рудные стадии—кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-молибденовая и кварц-халькопиритовая.

Среди медно-молибденовых месторождений по вещественому составу руд выделяются существенно медные (Личк), медно- молибденовые (Каджаран, Агарак, Анкаван, Техут) и молибденовые (Айгедзор, Варденис, Элпин). Медно-молибденовые формации руд с другими (полиметаллическими, золото-полиметаллическими, золото-свинцово-сурьмянымн) составляют единый генетический ряд (Зангезурский, Баргушатский, Вайкский, Памбакский рудные районы).

Руды медно-молибденовых формаций характеризуются большим многообразием минеральных видов и постоянным преобладанием халькопирита и молибденита, при подчиненной роли пирита, сфалерита, борнита, галенита, редко теллуридов, самородного золота и других минералов. Кроме главных компонентов медно-молибденовых руд, практический интерес представляют рений, селен, теллур, висмут, золото, серебро, платина, палладий. Медно-молибденовые месторождения и проявления относятся к типу порфировых руд, образованных в условиях средних температур и умеренных глубин.

Медно-молибденовые формации имеют большие перспективы по расширению сырьевой базы меди, молибдена и многих примесей. В первую очередь геологоразведочные и научно-исследовательские работы следует сконцентрировать в рудных полях Каджарана, Агарака, Техута. Поисковыми работами следует охватить полосу Дебаклинского регионального разлома, восточную экзоконтактовую часть Мегринского плутона и районы развития гранитоидных интрузивных массивов в различных рудных районах республики (Гехи, Гярд, Шнох, Кохб, Воскепар, Анкаван и др.).

Месторождения медноколчеданной и серноколчеданной формаций приурочены к разновозрастным структурно-формационным зонам территории республики (Капан, Алаверди, Шамлуг, Анкадзор, Чибухли, Тандзут, Тигранаберд, Карнут, Алвард и др.). Парагенетически они связаны с очагами вулканизма верхнеюрского, мелового и эоценового времени [6, 11].

Благоприятными структурными факторами локализации оруденения явились вулканические постройки, разрывные нарушения, межформационные и внутриформационные зоны отслаивания пород различного состава. Оруденение представлено линзами (Шамлуг, Алаверди), жилами, штоковерковыми зонами (Капан, Алаверди, Анкадзор, Чибухли, Тигранаберд), развитыми главным образом в вулканогенных породах. Отмечается приуроченность оруденения к участкам развития кварцевых порфиров и альбитофиров. В вулканогенных

рудовмещающих породах широко развиты пропилитизация, серицитизация, эпидотизация, хлоритизация.

Во всех месторождениях медноколчеданной и серноколчеданной формаций отмечается многостадийность рудообразующего процесса, причем интенсивно проявлены кварц-пиритовая, кварц-карбонат-пирит-халькопиритовая и кварц-карбонат-халькопиритовая стадии минерализации. На отдельных месторождениях проявлена полиметаллическая стадия, образующая полиметаллические тела на верхних горизонтах, Нередко слабо проявлены медно-мышьяковая (Капан), сульфатная (Капан, Шамлуг, Алаверди) и карбонатная стадии.

Руды медноколчеданной и серноколчеданной формаций характеризуются большим многообразием минеральных видов. Кроме главных рудообразующих минералов—халькопирита, пирита, борнита, сфалерита, халькозина встречаются галенит, энаргит, теннантит, люцонит, алтаит, теллуровисмутит, тетрадимит, гессит, висмутин, виттихенит, эмплектит, германит, реньерит, самородное золото и другие.

Руды характеризуются достаточно высоким содержанием селена, теллура, висмута, золота и серебра, которые сконцентрированы главным образом в сульфидах и должны извлекаться из медных и пиритовых концентратов.

Месторождения описанных формаций относятся к типу среднетемпературных образований малых-умеренных глубин, формирование которых протекало в тесной связи с вулканическими и субвулканическими образованиями верхней юры-эоцена. Медно-серноколчеданные формации руд образуют единый генетический ряд с полиметаллическими и золото-полиметаллическими (Алавердский, Капанский, Анкадзорский, Чибухлинский рудные поля). Генетическое единство ряда подтверждается возрастом оруденения, приуроченностью к одним и тем же структурам, связью оруденения с определенным магматизмом, минералого-геохимическими особенностями, физико-химическими условиями рудообразования (температура, глубина, химизм растворов и т. д.).

Медноколчеданная и серноколчеданная формации руд имеют определенные перспективы в рудных полях Капанского, Алавердского, Шамлугского, Тигранабердского, Чибухлинского и других месторождений и рудопроявлений. Большой интерес представляет также Шамлугский рудный район, где установлены многочисленные проявления медноколчеданных и серноколчеданных руд.

Золоторудные формации представлены многочисленными месторождениями и рудопроявлениями. Среди них по общепринятым критериям выделяются следующие эндогенные формации: кварц-карбонат-золото-сульфидно-теллуридовая (Зод, Меградзор, Меликгюх и др.), кварц-золото-сульфидная (Тей, Шаумян, Арманис и др.), кварц-карбонат-золото-антимонит-сульфоантимонитовая (Азатек, Марджан), кварц золото-шеелитовая (Гехарот), золото-кварцевая (Капутсар, Ванкидзор и др.) и вторичные кварциты с золотом (Казачий Бугор, Каварт). Среди них промышленно ценными в настоящее время являются первые три формации [1].

Эндогенные золоторудные месторождения пространственно и парагенетически связаны с интрузивными и экструзивными комплексами пород главным образом верхнетретичного возраста. Наиболее благоприятными для оруденения золота являются средние и умеренно-кислые гранитоиды и субвулканические образования.

Важными структурными факторами локализации оруденения золота являются региональные разломы глубокого заложения, в связи с которыми развиты разрывные нарушения более низких порядков и

сопряженные с ними зоны смятия, дробления и брекчирования, контакты даек и их пересечения, контакты разнотипных пород (Зод), трещины внутренней тектоники интрузивных и жильных пород (Зод, Гехарот, Меградзор), зоны межпластовых подвижек (Азатек).

В морфологическом отношении рудные тела представлены жилами (простыми и сложными) и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, рудными столбами (Зод, Меградзор, Тей, Шаумян, Марджан). Жильные формы рудных тел более характерны месторождениям, которые образовались на сравнительно больших глубинах (Шаумян, Тей, Меградзор, Личкваз). Зоны прожилково-вкрапленной минерализации хорошо представлены на близповерхностных месторождениях (Зод, Арманис, Гехарот, Марджан).

Золоторудные месторождения образуют характерные генетические ряды рудных формаций с другими типами руд, что имеет важное поисковое значение. Они обычно формируются после медных, медно-молибденовых, полиметаллических, однако до сурьмяных, ртутных и реальгар-аурипигментовых и редкометальных.

Рудовмещающие породы золоторудных месторождений претерпели интенсивные многостадийные метасоматические изменения. Характер этих изменений разнообразен на различных месторождениях. Кроме околожильных изменений широкое распространение имеют предрудные изменения—серпентинизация, лиственитизация, пропилитизация, аргиллизация, образование вторичных кварцитов (Зод, Меградзор, Тей, Шаумян, Арманис, Меликгюх и др.). Околожильные изменения представлены главным образом кварц-карбонатными, тальк-карбонатными, кварц-карбонат-серицитовыми, серицит-каолинитовыми метасоматитами (Зод, Меградзор, Тей и др.). Нередко наблюдаются цеолитизация и огипсование (Тей, Азатек, Арманис и др.).

Рудообразование на золоторудных месторождениях происходило многостадийно. Золото гидротермальными растворами привносилось в течение 3—4 стадий минерализации, обычно средних и поздних. Самородное золото в продуктивных стадиях выделялось после сульфидов, сульфосолей и теллуридов. Основными формами нахождения золота в рудах являются самородная и теллуриды. Кроме первичного золота, на некоторых месторождениях образовалось также вторичное золото (Зод).

Проба золота из различных месторождений и ассоциаций минералов различна и варьирует в пределах от 700 до 960. Самая высокая проба у россыпного (960) и вторичного (930) золота. Проба золота понижается с переходом к сравнительно низкотемпературным рудам.

Руды золоторудных месторождений характеризуются телескопированностью различных минеральных типов, поэтому отличаются сложностью структурно-текстурных особенностей и комплексностью химического и минерального составов. В них установлены самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, арсениды, карбонаты, окислы, сульфаты, вольфраматы, силикаты.

Наряду с золотом, руды золоторудных месторождений характеризуются высоким и повышенным содержанием серебра, висмута, теллура, селена, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, меди, кадмия, нередко молибдена, вольфрама (Гехарот), никеля, кобальта (Зод) и других элементов, в связи с чем они приобретают комплексный характер. Золото-серебряное отношение варьирует в пределах от 1:150 до 1,3:1. Основные промышленные типы руд характеризуются высоким золото-серебряным отношением (1:2—1:6).

Распределение золота и сопутствующих элементов в рудах и минералах колеблется в значительных пределах в зависимости от их формационной принадлежности, наложения минеральных парагенезисов, структурных условий отложения руд и других физико-химических условий минерало-и рудообразования и размещения. Благоприятное сочетание структур, многостадийность рудного процесса и их наложение нередко приводили к образованию рудных столбов (Зод, Меградзор, Арманис и др.). На отдельных месторождениях (Зод, Меградзор, Марджан, Тей, Арманис и др.) наблюдаются элементы вертикальной и горизонтальной зональности оруденения. Например, на Зодском месторождении на средних и нижних горизонтах хорошо развиты золото-полиметаллические и золото-арсенопиритовые руды, а на верхних и средних—золото-теллуридовые, золото-антимонитовые и реальгар-аурипигментовые, с глубиной меняется (повышается) также золото-серебряное отношение. На Меградзорском месторождении золото-теллуридовые руды наблюдаются на верхних горизонтах. На Тейском месторождении на верхних горизонтах хорошо представлены золотоносные низкотемпературные арсенопиритовые руды и т. д.

Золоторудные месторождения образовались на умеренных—малых и приповерхностных глубинах, при средней и низкой температуре.

Проведенные комплексные геологические, металлогенические и минералого-геохимические работы в значительной степени расширили перспективы территории республики по золоторудной минерализации. Дальнейшие поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы должны быть направлены в Капанский, Зангезурский, Баргушатский, Вайкский, Севанский, Памбакский, Чкнах-Базумский, Дилижан-Тандзутский, Туманянский, Кохбский, Шамшадинский рудные районы.

Известные в настоящее время на территории республики более 20 рудопроявления *железа классифицируются* на следующие формации: собственно магматическая, титаномагнетитовых руд (Сваранц, Камакар), скарновая магнетитовых руд (Раздан, Базум, Агавнадзор), гидротермально-метасоматическая магнетит-апатитовых руд (Абовян), гидросиликатная окисно-сульфидных железных руд (Кохб), вулканогенно-осадочная железо-марганцевых руд (Чайкенд), гидротермальная гематитовых руд (Бовери-гаш, Айри-джур, Еркати-цакер), метаморфогенная магнетитовых кварцитов (Меградзор), прибрежно-морская россыпь титанистых магнетитовых песчаников (Агарцин, Лалвар). Среди них важное промышленное значение имеют месторождения первых трех формаций.

Руды собственно магматической титано-магнетитовой формации представлены титаномагнетитовыми оливинитами и пироксенитами, размещенными среди дифференцированных ультраосновных и основных пород верхнеэоцен-олигоценового комплекса. Морфологически это секущие линзовидные дайкообразные тела мощностью в среднем 60—70 *м*, по простиранию прослеживающиеся на 260—280 *м*, нередко до 1400 *м*. Оруденение на глубину прослеживается на 800 и более метров. Титаномагнетитовые руды относятся к позднемагматической (гистеромагматической) формации [7].

Титаномагнетитовые руды характеризуются титаномагнетит-ильменит-шпинель минеральным парагенезисом, вкрапленной текстурой и сидеронитовой структурой. В минеральном составе руд участвуют ильменомагнетит, вторичный магнетит, оливин, пироксен, основной плагиоклаз и серпентин. Руды комплексные и отличаются сравнительно высоким содержанием титана, ванадия, марганца, магния, никеля, кобальта, низким—вредных примесей фосфора, серы и мышьяка.

Перспективы этого типа оруденения большие. Более 50% геологических и прогнозных запасов железных руд республики падает на эту формацию. (Баргушатский и Мегринский рудные районы).

Формация скарновых железных руд широко представлена в Памбакском и Чкнах-Базумском рудных районах (Раздан, Базум, Ахавнадзор). Скарновые железные руды образовались в зоне контактового ореола Каджерийского, Разданского и Ахавнадзорского интрузивных массивов, субщелочного и щелочноземельного составов среднеэоцен-олигоценового времени, с карбонатными и алюмосиликатными вулканогенными породами.

Железорудные скарны состоят в основном из граната, пироксена и магнетита. Второстепенное значение имеют амфибол, эпидот, плагиоклаз, гематит, пирит, халькопирит, кварц, кальцит, нередко сфалерит и др. минералы. По минеральным ассоциациям выделяются гранат-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые, гранат-эпидот-магнетитовые, гранат-апатит-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетит-пиритовые скраны.

Скарны представлены линзовидными, жилообразными, гнездообразными телами на контакте интрузивных массивов. Рудоконтролирующими структурами магнетитовых руд являлись тектонические нарушения в скарнах, зоны трещиноватости и раздробления.

Приуроченность железных руд к гранатовым и гранат-пироксеновым скарнам в контакте интрузивных массивов является поисковым критерием оруденения скарновой формации. Перспективными районами поисков этого типа оруденения являются Мегринский, Баргушатский, Вайкский, Памбакский, Кохбский, Шамшадинский, Чкнах-Базумский рудные районы, где широко развиты гранитоидные массивы.

Формация гидротермально-метасоматических магнетит-апатитовых руд представлена Абовянским месторождением. Магнетит-апатитовые руды размещены в молодых вулканитах—андезитовых порфиритах, андезито-дацитах экструзивно-эффузивного комплекса плиоцена с возрастом оруденения 5—7 *млн. лет*. Магнетит-апатитовые руды расположены в трещиноватых и раздробленных андезитовых порфиритах жерловой фации. Морфология рудных тел (жилообразные, линзообразные, гнездообразные тела) и оруденелых зон обусловлена сложной формой жерлового некка, что контролируется тектоническим нарушением.

Главными рудообразующими минералами являются магнетит и апатит. В рудах и околорудных метасоматитах распространены кальцит, скаполит, альбит, актинолит, биотит, пирит, нередко мартит и гематит. Характерными элементами руд являются железо, кальций, фосфор, хлор, фтор, кремний и редкие земли цериевой группы. Из элементов-примесей характерны титан, ванадий, марганец, никель, кобальт, медь, стронций, бериллий.

Метасоматические изменения рудовмещающих пород представлены скаполитизацией, актинолитизацией, альбитизацией, биотитизацией и карбонатизацией. Месторождение формировалось в условиях высоких и средних температур (580—390°С) в субвулканической фации глубинности (1,0—1,5 *км*).

Перспективы месторождения связаны с глубокими горизонтами и флангами месторождения, где установлены слабо изученные магнитные аномалии.

Остальные формации железных руд характеризуются ограниченными запасами, бедностью руд, поэтому в настоящее время промыш-

ленного интереса не представляют. Однако, по своим геолого-генетическим особенностям, составу руд они четко отличаются друг от друга и относятся к известным формациям.

Полиметаллические формации руд крупных промышленных концентраций не образуют. Эти формации в основном связаны с юрским и третичным вулканогенным и интрузивным магматизмом и преимущественно тяготеют к Памбак-Зангезурской и Алаверди-Капанской структурно-металлогеническим зонам.

По геологическим условиям образования, составу руд и связи с другими формациями среди полиметаллических месторождений выделяются следующие формации: вулканогенно-гидротермальная колчеданно-полиметаллическая, свинцово-цинковая и плутоногенно-гидротермальная полиметаллическая [8], которые различными исследователями именуются по-разному.

Колчеданно-полиметаллическая формация развита в Вираайоц-Капанской структурно-металлогенической зоне в парагенетической связи с позднеюрским (или постюрским) кислым известково-щелочным натриевым субвулканическим магматизмом. Колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к участкам грабенообразных прогибов, характеризующихся интенсивным проявлением позднегеосинклинального эффузивного, экструзивного и субвулканического магматизма, представленного гомодромно последовательно дифференцированным базальт-андезит-дацит-риолитовым рядом. Рудно-магматические комплексы формировались в условиях островодужных режимов или вторичных эвгеосинклиналей с континентальным основанием салически-фемического профиля.

Рудовмещающими являются вулканогенно-осадочные и субвулканические породы средне-верхней юры (Шаумян, Халадж, Ахтала), а также различные сланцы кристаллического фундамента и нижней юры (Мурхузская зона). Рудоносные участки пространственно обычно совмещены с областями интенсивного проявления юрского эксплозивного вулканизма преимущественно кислого состава. Промышленные концентрации руд часто контролируются куполовидными брахискладками в сочетании с межформационными контактами разнородных пород (Ахтала, Шамлуг, Алаверди). Рудоконтролирующими являются близмеридиональные нарушения, а рудолокализующими—близширотные разрывы. Рудные тела представлены линзами, штоками, жилами и прожилками. Рудовмещающие вулканиты подвергнуты региональному зеленокаменному метаморфизму. Околорудные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания от рудных тел и дальше представлены фациями аргиллизитов—кварц-серицитовых метасоматитов и пропилитов.

Рудообразование на месторождениях этой формаций происходило многостадийно с образованием нескольких парагенетических ассоциаций минералов.

Главными минералами руд являются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, теннантит, борнит, редко встречаются германит, реньерит, теллуриды, самородное золото, электрум. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, а нередко баритом. Характерными элементами руд являются железо, цинк, свинец, медь, мышьяк, сурьма. Элементы-примеси представлены серебром, золотом, селеном, теллуром, германием, галлием, кадмием, индием. Цинково-свинцовое отношение составляет в среднем 3—5:1.

Перспективными для руд этой формаций являются Мурхузская рудоносная зона в Шамшадинском районе и медно-серноколчеданные рудные поля в других районах.

Вулканогенно-гидротермальная свинцово-цинковая формация характерна для Севано-Амасийской зоны, особенно для ее северо-западного сегмента. Этот грабенообразный сегмент заполнен вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена с небольшой ролью интрузивных пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Эффузивный магматизм вместе с экструзивными и жильными комагматическими образованиями относится к известково-щелочной кали-натриевой андезитовой формации.

Свинцово-цинковая минерализация представлена метасоматическими пластообразными залежами (Привольное) в скарноидных породах, образованных за счет маломощных мергелистых и известковистых туфопесчаников среднего эоцена, и жилами (Дзагидзор, Мец-дзор, Марц).

Свинцово-цинковая минерализация парагенетически связана с экструзивно-субвулканическими комагматами риолитовых фельзит-порфиров с абсолютным возрастом 41—46 *млн. лет*. В рудах отмечаются следующие парагенезисы минералов: пирит-халькопирит-гематитовая (Дзагидзор, Привольное), теннантит-энаргитовая (Мец-дзор), галенит-сфалеритовая (Привольное, Марц), кальцит-цеолитовая и кварц-карбонатная. Главными минералами руд являются галенит, сфалерит, энаргит, халькопирит ,пирит, гематит, кварц, карбонат. Элементами-примесями являются золото, серебро, кадмий, редко молибден, висмут. Перспективы руд формации ограничены небольшими запасами, однако повышенные содержания золота и серебра нередко повышают комплексное значение руд некоторых месторождений (Марц, Дзагидзор).

Плутоногенная-гидротермальная полиметаллическая формация позднеальпийского цикла характерна для Памбак-Зангезурской зоны, где она интенсивно развита на участках погружения Ахтинского мегантиклинория (Газма, Аткиз, Какавасар, Аравус, Барцраван, Шенатах, Пхрут и др.). Полиметаллическая минерализация вместе с медно-молибденовой и золото-сульфидной контролируется позднеэоцен-раннемиоценовым циклом интрузивного орогенного магматизма с субщелочной направленностью, представленным габбро-монцонит-граносиенитовой и более поздней субвулканической гранит-гранодиоритовой формациями с повышенной калиевой щелочностью. Обычно рудные тела (жилы, зоны) находятся в экзоконтактовой части гранитоидных массивов, редко переходя в эндоконтактовые участки. Рудовмещающими являются слабо дифференцированные породы основного и среднего составов и туфоосадочные толщи средне-верхнего эоцена, реже—олигоцена. Околорудный метасоматоз представлен аргиллизитами, кварц-серицитовыми метасоматитами и пропилитами.

Руды характеризуются сложным составом и парагенезисами минералов: пиритовым, пирит-халькопиритовым, теннатит-энаргитовым, полиметаллическим, золото-полиметаллическим, сульфоантимонитовым, антимонитовым, реальгар-аурипигментовым. Главными минералами руд являются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, нередко арсенопирит, золото, антимонит, сульфоантимониты (бурнонит, буланжерит, геокронит), айкинит, козалит, матильдит, алтаит, гессит и другие. Цинково-свинцовое отношение в рудах этой формации составляет 1:1. Важными примесями руд являются золото, серебро, висмут, кадмий, индий, нередко молибден, теллур, селен.

Перспективы руд этой формации хорошие. Они имеют широкое развитие. Детальные работы могут привести к обнаружению новых участков промышленных концентраций таких руд. Нередко повышен-

ные концентрации золота,серебра и редких элементов в рудах этой формации делают их комплексными, а некоторые месторождения— золоторудными (Азатек, Марджан, Пхрут и др.).

Хромитовая формация руд представлена небольшими месторождениями (Джил, Шоржа, Дара, Бабаджан, Агбаба и др.), приуроченными к зоне развития ультраосновных пород верхнеэоценового времени. Залегают они среди массивов серпентинизированных дунитов и перидотитов. Распределение отдельных месторождений внутри массивов подчинено элементам прототектоники интрузивов.

Формы рудных тел линзообразные, гнездообразные, реже столбообразные и жилообразные. Наряду с массивными рудами, существуют и вкрапленные. Размеры рудных тел небольшие—3-4 *м* для гнездообразных, 25—30 *м*—линзообразных, 60—65 *м* в длину для жилообразных при мощности 0,6—2 *м*.

В минеральном составе руд участвуют магнохромит, хромпикотит, серпентин, иногда оливин, хромгранаты, хромхлориты, хром-диопсид, кальцит, миллерит, пентландит.

Хромитовые месторождения относятся главным образом к гистеромагматическим образованиям, а небольшие шлировые скопления— к сегрегационным.

Перспективы хромитового оруденения связаны с массивами ультраосновных пород, поэтому следует провести детальные работы в их пределах, особенно на глубоких горизонтах с применением буровых и геофизических методов поисков и разведки.

Среди *марганцевых месторождений* выделяются [12] следующие формационные типы: глубоководные и мелководные эксгаляционно-осадочный (Севкар-Саригюх, Калача, Чах-Чах, Саринар, Сваранц), эксгаляционный (Мартирос, Барцратумб, Цахкуняц) и гидротермальный (Кармрашен, Дебед, Горадис). Марганцевые рудопроявления тяготеют к вулканогенно-осадочным и вулканогенным образованиям верхнего мела—миоцена.

Эксгаляционно-осадочные руды связаны с вулканизмом основного и среднего состава. Этот тип представлен марганцевистыми радиоляритами и скоплениями богатых марганцевых руд в местах выхода рудоносных эксгаляций.

Рудные тела представлены линзами и гнездами брекчиевидных и полосчатых руд. Встречаются небольшие жилы и прожилки. В минеральном составе руд участвуют браунит, гаусманит, биксбиит, редко якобсит и вреденбургит. Из силикатов присутствуют пьемонтит, родонит, бустамит и редко—фриделит, тулит. В мелководных разностях руд верхнего мела (Севкар-Саригюх, Калача) в минеральном составе участвуют пиролюзит и рамсделлит, криптомелан, голландит и манганит, из нерудных—кальцит и анальцим.

Формация эксгаляционных руд марганца связана с позднеорогенным ареальным вулканизмом неогена. Она представлена небольшими рудопроявлениями (Мартирос, Барцратумб, Цахкуняц). Оруденение представлено прожилками, гнездами, натеками, налетами колломорфного криптомелана и голландита. Формирование руд связано с поствулканической эксгаляционно-фумарольной деятельностью.

Формация гидротермальных руд марганца (Кармрашен, Дебед, Горадис) пространственно связана с секущими вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена штокообразными и дайкообразными телами кварцолитов. Рудные тела представлены гнездами брекчиевидных руд среди кварцолитов и линзообразными метасоматическими залежами среди туфопесчаников и туффитов среднего эоцена. Руды сложены браунитом и гаусманитом, редко—криптомеланом, пиролюзитом

и раисьеитом. В метасоматических рудах широко развиты хлориты. Парагенетически руды этой формации связывают со штоками гранодиоритов верхний эоцен-олигоценового времени.

В марганцевых рудах установлены примеси кобальта, никеля, меди, ванадия в сотых и десятых долях процента.

Ртутная формация руд представлена небольшими рудопроявлениями (Кясаман, Буратапа, Джанахмед) на северо-восточном побережье оз. Севан, в бассейне р. Веди (Хосров) и в бассейне р. Марцигет (Атан, Шамут, Лорут).

Ртутные проявления северо-восточного побережья оз. Севан приурочены к зонам глубоких региональных разломов, представленных гидротермально измененными (лиственитизированными, каолинизированными, окварцованными) брекчированными породами. Оруденение представлено прожилками, гнездами и вкрапленностью киновари. В качестве примеси в рудах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, из вторичных минералов—лимониты, халькозин, борнит. В шлихах установлены также антимонит, реальгар и аурипигмент. Последние в коренном залегании установлены на Зодском месторождении. Главными рудовмещающими породами являются лиственитты, образованные за счет гидротермальной переработки основных и ультраосновных пород. Содержание ртути в рудах колеблется в пределах от 0,1% до 0,24% в бедных рудах и от 1,62% до 2,5% в богатых рудах. В качестве примеси в рудах установлены никель, медь, хром, железо, магний, кальций, марганец, кремний, нередко цинк, свинец, сурьма.

Остальные рудопроявления ртути изучены слабо. Генетически оруденение связывается с глубинными очагами средних и умеренно кислых пород, которые в виде небольших штоков и даек прорывают основные и ультраосновные массивы..

Перспективы ртутного оруденения не ясны по причине слабого его изучения. Они связаны главным образом с участками развития глубинных разломов, куда и должны направиться поисковые работы.

Стибнитовая формация руд на территории республики развита слабо (Амасия, Зод, Азатек, Марджан). На Амасийском рудопроявлении сурьмяные руды проявляются с реальгар-аурипигментовыми, а на Зодском, Азатекском и Марджанском месторождениях сурьмяная минерализация участвуют в составе комплексных золотосодержащих руд. Она в основном представлена антимонитом, при второстепенной роли сульфосолей сурьмы, свинца и меди. Рудопроявления сурьмы парагенетически связаны с верхнетретичным субвулканическим магматизмом. Рудные тела представлены гнездами, линзами, жилами, приуроченными к разрывным нарушениями и гидротермально измененным породам. Самостоятельные проявления сурьмы практического интереса не представляют, а комплексные руды, обогащенные золотом, серебром и другими металлами, имеют определенную ценность.

Рудопроявления мышьяка на территории республики связаны с рудами других металлов. В виде примеси собственных минералов он находится в рудах медно-молибденовых, золоторудных, полиметаллических и медносерноколчеданных месторождений. Здесь он представлен арсенопиритом, энаргитом, теннантитом (Каджаран, Зод, Тей, Капан, Мец-дзор, Ахтала, Гладзор, Азатек, Анкаван), нередко лёллингитом, никелином, кобальтином, хлоантитом (Зод), саффлоритом (Арманис), зелигманитом (Тей). Кроме этого мышьяк образует низкотемпературную формацию реальгар-аурипигментовых руд, иногда в ассоциации с киноварью и антимонитом (Амасия, Зод, Сальварт, Газдан, Веди). Реальгар-аурипигментовые руды приурочены к зонам глубинных разломов. Возраст этих проявлений миоплиоценовый и,

вероятно, парагенетически связан с субвулканическими интрузиями дацитов. Рудные тела представлены гнездами, прожилками, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, нередко протяженностью более 1 *км* (Амасия). В составе руд участвуют реальгар, аурипигмент, реже антимонит, халькопирит, сфалерит, колломорфный пирит, марказит, самородный мышьяк.

Первоочередной задачей изучения рудных формаций республики, следует считать составление крупномасштабных специализированных геолого-структурных, геолого-петрологических, геолого-геофизических, геохимических и прогнозно-металлогенических карт рудных районов, полей и месторождений. Для этого необходимо начать детальное и всестороннее изучение наиболее перспективных рудных районов, полей и участков с их типизацией. Следует разработать научные основы и критерии локального и глубинного прогноза оруденения по каждой формации в отдельности и критерии комплексной оценки рудных районов. Необходимо установить геодинамические условия рудообразования и источник рудного вещества, используя новейшие данные изотопного анализа свинца, серы, кислорода, углерода, кремния. Нужно окончательно выяснить генетическую связь оруденения с определенными магматическими комплексами, углубить теоретические представления о генетических типах, геологических и физико-химических условиях образования рудных месторождений. Необходимо создать модели геолого-структурной, минеральной, геохимической зональности месторождений, геолого-генетические модели главных рудных формаций, разработать физико-химические и физические основы рудообразующих процессов, выявить изотопно-геохимические и термодинамические параметры рудообразования. Недостаточно изучены и окончательно не выяснены вопросы металлогенической и геохимической специализации отдельных металлогенических поясов и магматических комплексов. Не полностью изучено поведение рудогенных элементов в породах рудоносных формаций и их минералах, что непосредственно соприкасается с генетической связью оруденения. Слабо изучены первичные и вторичные ореолы рудообразующих элементов. Эти исследования могут послужить основой для выработки определенных критериев обнаружения новых участков рудной минерализации. Следует продолжать и углублять работы по выявлению взаимоотношений оруденения, интрузивных и жильных пород в рудных полях и районах, которые помогут выяснению различных вопросов генезиса руд.

Необходимо выяснить возрастные, минералого-геохимические, генетические особенности медно-молибденового оруденения. С этой целью важно определение в молибдените рения и радиогенного осмия. Следует уточнить различия среди медно-молибденовых месторождений и на этой основе выработать более объективную и совершенную схему их классификации. При этом надо иметь в виду геодинамические условия образования месторождений, наряду с другими геологическими и генетическими признаками.

Не окончательно решен возраст колчеданного оруденения—является ли оно типичным колчеданным или нет. Не решен вопрос взаимоотношений медных, серноколчеданных и полиметаллических руд. Следует выяснить: полиметаллические руды являются продуктами одной из стадий единого рудообразовательного процесса, или же это результат другого этапа процесса. Не выяснен вопрос связи колчеданного оруденения с интрузивным или эффузивным магматизмом.

Для железорудных месторождений недоработанными являются вопросы связи оруденения с интрузивными комплексами. Следует уси-

лить внедрение геофизических методов в поисковые и разведочные работы по выявлению железорудных месторождений.

Важной задачей изучения полиметаллических руд являются установление четких признаков различия минералогического, геохимического и генетического характера между различными месторождениями и уточнение возраста отдельных месторождений.

Для месторождений золоторудных формаций важно установление причин различия состава руд, формы переноса золота в растворах и причины осаждения. Необходимо уточнить возраст оруденения на некоторых месторождениях (Шаумян) и место золоторудной минерализации в ряду родственных рудных формаций в отдельных рудных районах. Следует выяснить вопрос вероятного нахождения золотого оруденения в метаморфических породах территории республики.

Большие требования предъявляются к расширению минерально-сырьевой базы сурьмы и ртути. Рудопроявления этих металлов изучены слабо и не все закономерности их металлогении выявлены.

Слабо изучены руды марганцевой и реальгар-аурипигментовой формаций. Не выяснены вопросы их генезиса и перспективной оценки. Особое внимание следует обратить на изучение рутилоносных сланцев. Необходимо продолжать изучение вкрапленных хромитовых руд, обогащенных магнохромитом. Из таких руд можно получить богатые магнием концентраты. Обратить внимание на платиноносность массивов основных и ультраосновных пород.

В изучении рудных месторождений республики необходимо широко применять геофизические и геохимические методы поисков и разведки. Серьезные задачи стоят перед технологами, которые должны разработать рациональные методы обогащения и извлечения не только главных компонентов руд, но и элементов-примесей—Pt, Pd, Re,Se, Te, Bi, Cd, Au, Ag, V, редких земель и др. Важнейшей задачей исследователей и освоителей рудных месторождений является сохранение экологических условий окружающей среды.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 29.III.1996.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Գ. Բ. ՄԻՔԱԼՈՒՄՅԱՆ, Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ, Ա. Ս. ՅԱՐԱՄՄԱԶՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԼԽԱՎՈՐ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՁՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ, ՆՐԱՆՑ ԳԵՆԵՏԻԿ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՀԵՏԱԳԱ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՊՐՈԲԼԵՄՆԵՐԸ

Ամփոփում

*Երկրաբանական երկարամյա և մանրակրկիթ հետազոտությունների Հայաստանի Հանրապետության տարածքում հայտնաբերվել են երկաթի, պղնձի, մոլիբդենի, ոսկու, մանգանի, կապարի, ցինկի, ծարիրի, մկնդեղի, անտիկի և այլ մետաղների բազմաթիվ հանքավայրեր։ Այդ հանքավայրերի ու հանքանյութերի բազմակողմանի և մանրամասն երկրաբանական, մինեբալոգիական ու երկրաքիմիական ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս նրանց ստորաբաժանել մի շարք հանքային ֆորմացիաների, որոնց մեջ կարևոր և արդյունաբերական նշանակություն ունեն պղինձ-մոլիբդենային, ոսկուն, պղինձ-կոլչեդանայինը, երկաթինը և բազմամետաղայինը։ Քրոմի, մանգանի, անտիկի, ծարիրի և մկնդեղի ֆորմացիաները թույլ են ուսումնասիրված և նրանց հեռանկարները դեռևս լրիվ բացահայտված ու գնահատված չեն։ Առանձին հանքային շրջաններում և դաշտերում տարբեր ֆորմացիան

տիպերը կազմում են գենետիկ շարքեր, որոնք ունեն կարևոր որոնումապական և կանխատեսումնային նշանակություն։ Տարբեր հանքային ֆորմացիաներ են առանձնացվում նաև միևնույն մետաղների համար՝ ոսկու, երկաթի, մոլիբդենի, պղնձի, կապարի, ցինկի և այլը, որոնք ևս տարբերվում են իրարից երկրաբանական, միներալոգիական, երկրաքիմիական առանձնահատկություններով և արդյունաբերական նշանակությամբ։

Հոդվածում առաջ են քաշվում տարբեր ֆորմացիաներին վերաբերվող չլուծված պրոբլեմները և նրանց համալիր արդյունահանման և օգտագործման խնդիրները։

SH. O. AMIRIAN, G. B. MEZHLOUMIAN, V. O. PARONIKIAN, A. S. FARAMAZIAN

MAJOR ORE FORMATIONS OF THE REPUBLIC OF ARMENIA, THEIR GENETIC SPECIFIC FEATURES AND PROBLEMS OF THEIR FURTHER INVESTIGATIONS

Abstract

In the paper the genetic specific features and the problems of further investigations of the major ore formations of the Republic of Armenia—copper-molybdenum, copper-pyrite, gold-ore, complex ore and iron ore ones—are discussed. The chromite, stibnite, mercury and manganese formations are studied poorly and their prospects are not clear yet.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Амирян Ш. О.** Золоторудные формации Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР. Ереван. 1984, 304 с.
2. **Асланян А. Т., Э. Х. Гульян и др.** Техутское медно-молибденовское месторождение. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1980, XXXIII, № 5, с. 3—24.
3. **Карапетян А. И.** Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1982, 348 с.
4. **Магакьян И. Г.** Главнейшие промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО. 1950, ч. 79. № 4, с. 241—268.
5. **Магакьян И. Г.** Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М: Изд. Недра, 1969, 224 с.
6. **Магакьян И. Г.** и др. Редкие и благородные элементы в рудных формациях АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, 392 с.
7. **Межлумян Г. Б.** Формационная классификация железорудных месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1986, т. XXXIX, № 2, с. 30—37.
8. **Пароникян В. О.** Количественный минеральный состав полиметаллических руд Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, т. XXXIII. №1, с. 42—49.
9. **Пиджян Г. О.** Медно-молибденовая формация Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975. 311 с.
10. **Фарамазян А. С.** Каджаранское медно-молибденовое месторождение. В кн.: Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 145—255.
11. **Хачатурян Э. А.** Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, 318 с.
12. **Яшвили Л. П.** Некоторые особенности различных генетических типов марганцевых руд Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XLI, № 2, с. 38—45.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 30—38

Р. Л. МЕЛКОНЯН, Р. А. ХОРЕНЯН

К ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ МАГМАТИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АРМЯНО-ИРАНСКОЙ СУБПЛАТФОРМЫ*)

Проведено комплексное исследование среднеэоценовых магматитов северо-западного обрамления Армяно-Иранской субплатформы (Цахкунк-Зангезурская структурно-формационная зона), развитых на западных отрогах Памбакского хребта. Особенности вещественного состава, приуроченность к одним и тем же магмоконтролирующим структурам, близость во времени формирования позволяют выделить единый Артагюхский вулкано-интрузивный комплекс.

В альпийской истории тектоно-магматического развития Армянского нагорья палеогеновый, прежде всего эоценовый, магматизм ха-

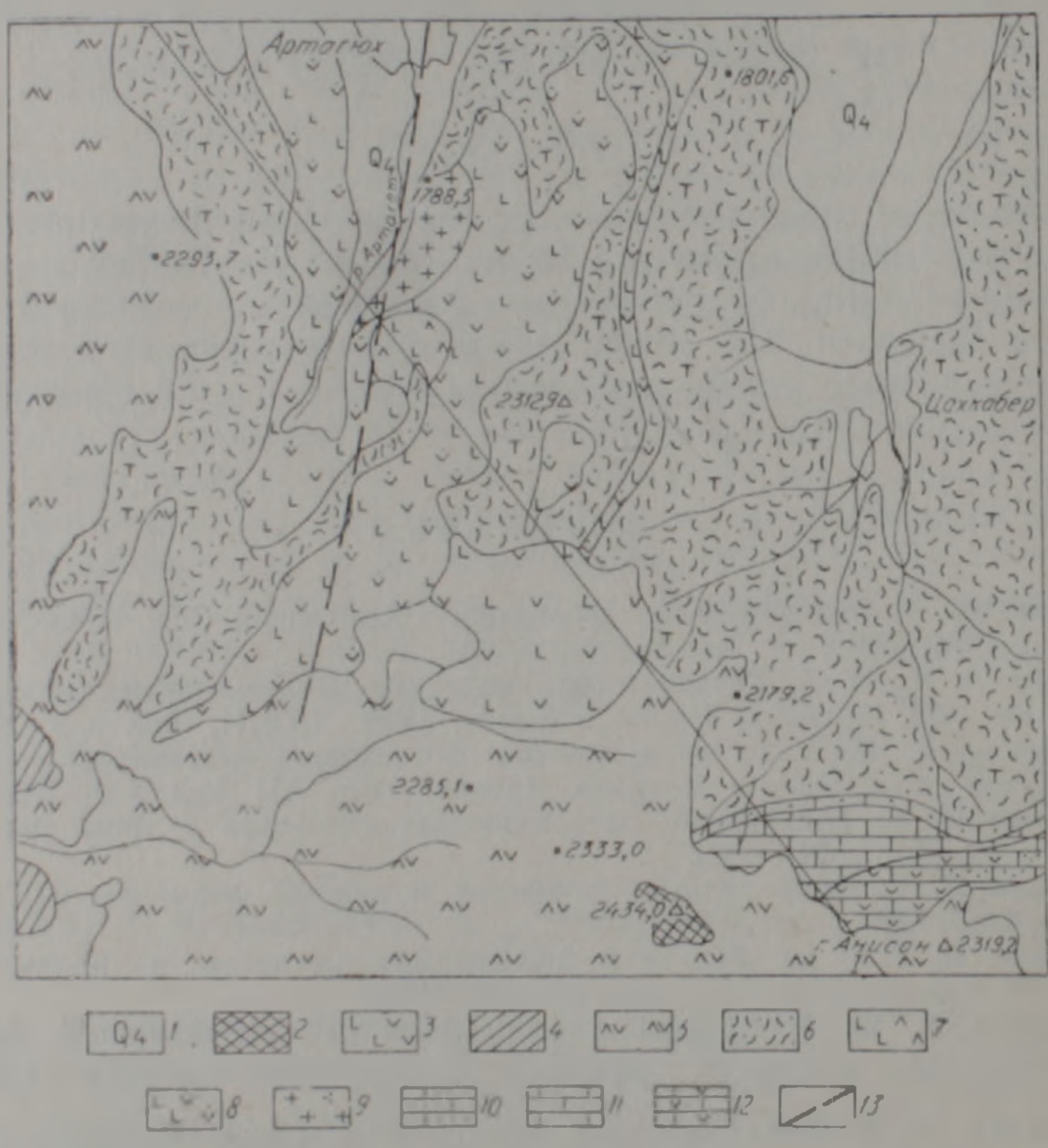


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта и разрез района Артагюхского вулкано-интрузивного комплекса. Усл. обозн.: 1. Современные аллювиально-пролювиальные отложения. 2. Средний плейстоцен. Андезито-базальты. 3 Нижний плейстоцен. Андезиты, андезито-базальты. 4. Верхний плиоцен—нижний плейстоцен. Игнимбриты амбердского типа, лацитовые. 5. Мэотис-понт (пахкумская свита). Андезито-базальты, андезиты, андезито дациты. 6—9 Средний эоцен. 6. Ширакская свита. Туффиты, туфопесчаники среднего состава, туфы морских пирокластических потоков, аркозовые песчаники. 7—9. Магматиты Артагюхского вулкано-интрузивного комплекса. 7. Андезито-базальты андезиты. 8. Габбро, габбро-диорит-порфириты (экструзии). 9. Монцогаббро, монцодиориты. 10. Нижний эоцен. Известковистые песчаники. 12. Сантон. Органогенные известняки, песчаники, песчанистые мергели. 13. Разломы.

*) Работа выполнена в рамках темы 92—224, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

рактеризовался интенсивностью проявления и фациальным разнообразием слагающих его магматитов. Широким развитием эоценовые образования пользуются и на территории РА, и прежде всего, в пределах Цахкунк-Зангезурской и Присеванской структурно-формационных зон, представляющих собой северо-западное обрамление Армяно-Иранской субплатформы. Вопросы тектоники, магматизма, литологии этой области разработаны относительно детально [1—11], однако некоторые районы развития эоценового магматизма, в том числе западные отроги Памбакского хребта (рис. 1), остались как бы вне поля зрения исследователей. Более того, закартированные в М 1:50000 Вегуни А. Т. и Птухяном А. А. в этом районе как пластовые тела габбро, габбро-диоритов в действительности оказались эффузивными, экструзивными и интрузивными образованиями. Это обстоятельство послужило основанием для фациального расчленения эоценовых магматитов и изучения их вещественного состава.

Палеогеновый магматизм рассматриваемого района приурочен к зоне пересечения Цахкунк-Зангезурского разлома северо-западного простирания с поперечным Спитак-Привольное-Поладаурским—на востоке и Джавахетским—на западе, разломами. Геодинамический режим области в течение палеогена соответствовал островодужной обстановке—Понтиды-Малый Кавказ-Североиранская магматическая дуга [10].

На западных отрогах Памбакского хребта, в 4 *км* юго-западнее с. Артагюх на высоте 2143,5 *м* возвышается Артагюхская вулканическая постройка, прорывающая среднеэоценовые туффиты ширакской свиты. Породы, слагающие ее андезитобазальтовые, андезитовые лавы, с развитой в них экструзивной фацией, представленной габбро, габбро-диорит-порфиритами. Породы интрузивной фации—монцогаббро, монцодиориты и фазы жильно-магматических пород кварцевые монцодиориты, обнажаются в левобережье р. Артагет в Цахкашенской долине, севернее вулканической постройки на 450—500 *м*. Возраст магматитов определяется их стратиграфическим положением в разрезе палеогеновых образований [9] (прорывают среднеэоценовую свиту туффитов) и изотопными K—Ar определениями: вулканиты—43±2,2 *млн. л.*, монцодиориты—42±0,9 *млн, л.*, кварцевые монцодиориты—41,6±0,1 *млн. л.**).

Ширакская свита туффитов средне-кислого состава, прорываемая артагюхскими вулканитами, накапливалась в среднеэоценовых бассейнах палеоостровной дуги. Туффиты согласно сменяются пачками терригенных вулкано-осадочных отложений водораздельной части Памбакского хребта, фаунистически датируемых как низы среднего эоцена [4]. Они окрашены в зеленовато-серый цвет. Состоят из пирокластического (свыше 50%) и осадочного компонентов. Размерность частичек пелитовая. Пирокластика представлена вулканическим стеклом, пелитовыми частичками с характерными рогульчатой, треугольной формами. Осадочной примесью является карбонатный материал, частично представленный органогенным детритом (фораминиферы), за счет которого образуются мелкие (до 1 *мм*) кальцитовые сгустки, гнезда. Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, гидроокислами железа. Последние преимущественно выполняют трещины.

В контакте с артагюхскими вулканитами туффиты интенсивно сроговикованы. Структура роговиков микрогранобластовая, текстура массивная. Перекристаллизация основной ткани породы приводит к

---

*) Изотопные определения выполнены в лаборатории изотопных исследований ИГН НАН РА.

образованию мелких (0,1 *мм*) зерен кварца и плагиоклаза. Зерна кварца располагаются как бы в ряд по всему контакту. Наблюдаются нарастания гребенчатого кварца, местами халцедона на мелкие обломки туффита. Трещины в туффитах заполняются кварцевыми прожилками (до 0,8×0,9 *мм*), которые рассекаются кальцитовыми прожилками.

Артагюхские вулканиты—авгитовые андезито-базальты, темно-серые, массивные с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Вкрапленники составляют 40% породы. Плагиоклаз, представленный лабрадором, образует табличатые, призматические, зональные зерна (количество зон 3—5), полисинтетически сдвойникованные, трещиноватые, содержат включения зерен магнетита, авгита. В ядерной зоне наблюдаются редкие включения крупных капель стекла, которыми изобилуют последующие зоны; две крайние, оконтуривающие зоны, совершенно чистые и соответствуют андезину. Авгит в основном представлен призматическими зернами с отчетливой спайностью по (010). Краткая петрографическая характеристика приведена в табл. 1. Трещины в вулканитах заполнены микроаплитовыми прожилками (0,1—0,2 *мм*), представляющими собой раскристаллизованную полевошпатовую массу и стекло. Вкрапленники плагиоклаза (до 1,5 *мм*) тонко полисинтетически сдвойникованы, края разъедены основной массой.

В вулканитах наблюдаются частые включения мелких, зернистых, черных, угловатых ксенолитов, достигающих 8—10 *см* в поперечнике, представленных витрокристаллокластическими туффитами, неравномернозернистой, алевропесчаной размерности. Кластический материал (~50%) погружен в тонкозернистую пепловую массу, в которой местами сохранены реликты вулканического стекла. Местами связующая масса лимонитизирована, участками ее так мало, что обломки спекаются друг с другом. Обломочный материал представлен кристалликами плагиоклаза (0,5×0,4 *мм* и мельче); пироксена (0,4×0,3 и редко 0,9×0,6 *мм*); кварца (0,6×0,4 *мм* и мельче); магнетита до 0,5 *мм*. Сглаженно-угловатый облик витрокластического материала говорит о том, что они являются либо продуктами размыва вулканической постройки, либо синхронных вулканических образований.

Экструзивная фация среднеэоценового магматизма представлена габбро-порфиритами, габбро-диорит-порфиритами. Структура порфировая, структура основной массы гипидиоморфнозернистая, призматически зернистая, микрогаббровая. Вкрапленники составляют около 50%. Количественно-минеральный состав и краткая петрографическая характеристика пород экструзивной фации приводятся в табл. 1.

В сложении пород субвулканической фации выделяются следующие парагенетические ассоциации минералов. Для авгитовых габбропорфиритов: I раннемагматическая стадия кристаллизации—плагиоклаз №74—75, достигающий до 3,8×2,0*мм*, авгит—1,3×0,7 *мм*; II главная стадия—плагиоклаза №60—62/0,25, авгит; III позднемагматическая стадия—плагиоклаз №50—52/0,15 (тонкая кайма, оконтуривающая крупные зерна), микроаллотриоморфные зерна плагиоклаза, авгита основной массы, магнетит, апатит; IV постмагматическая стадия—альбит, хлорит, кварц.

Для габбро-диоритовых порфиритов: I раннемагматическая стадия кристаллизации—плагиоклаз №60—63 (ядра зональных зерен), авгит, роговая обманка; II главная стадия—плагиоклаз №55/0,25, авгит, роговая обманка, магнетит; III позднемагматическая стадия—плагиоклаз №48—50/0,15 (оконтуривающая зона), плагиоклаз №48—50/0,15, авгит, роговая обманка, магнетит, апатит, кварц основной массы; IV постмагматическая стадия—пелит, альбит, опацит, кварц.

Таблица 1

Краткая петрогафическая характеристика пород эффузивной и субвулканической фаций

Порода	Минеральный состав		Текстура и структура	Поствулькаканические изменения
	Вкрапленники	Основная масса		
Авгитовые андезитобазальты	Плагиоклаз—30%, N60—62 0.25—35(ядро) №48—50 0,10 (край). Авгит—7% cNg=57—58° Магнетит 6%.	Игольчатые кристаллики плагиоклаза, розеточки магнетита, стекло, загрязненное рудной пылью, апатит.	Массивная, порфировая; основная масса-гиалиновая, гиалопилитовая, микролитовая.	Деанортизайия плагиоклазов. хлоритизация, окварцевание, карбонатизация.
Авгитовые габбропорфириты.	Плагиоклаз—49%, №74—75, авгит—1,2%. Акцессорные—магнетит—5%, апатит.	Плагиоклаз—30%, №50—55, авгит—5,1%, магнетит 6% хлорит—1,7%, кварц—3,%.	Массивная, порфировая; основная масса-микроаллотриоморфнозернистая микрогаббровая.	Деанортизация плагиоклазов, хлоритизация, окварцевание.
Габбро=диоритовые порфириты.	Плагиоклаз—38%, №60—63 0.50(ядро), №48—50,0,25 (край). Авгит—6%, cNg=57°, 2V=58°. Опацитизированная роговая обманка—5%. Акцессорные: магнетит—8%, апатит.	Плагиоклаз—35%, №48—50 0,25, авгит—3%, роговая обманка—4%, магнетит—5%, кварц—1%.	Массивная, порфировая; основная масса гипидиоморфнозернистая.	Пелитизация, деанортизация плагиоклазов, опацитизация.

Породы интрузивной фации представлены монцогаббро, монцодиоритами главной фазы, развитыми в Цахкашенской долине, в левобережье р. Артагюх. Обнаженная площадь равна примерно 500 *кв. м*, в основном же массив задернован. Это крупнозернистые, сероватого цвета массивные породы, состоящие из кристаллов полевого шпата и цветных минералов. Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз представлен двумя генерациями: I—крупные зерна, достигающие 3,8×3,2 *мм*. Они в основном призматические, полисинтетически сдвойникованные, зональные (количество зон 3—5); ядра деанортизированы. Имеются частые включения чешуек биотита. Края чистые, зональные (2 зоны). II генерация плагиоклаза составляет 17% от общего количества плагиоклаза. Это в основном чистые зерна, доходящие до 1,5×0,5 *мм*, содержащие включения мелких зерен авгита, двойников плагиоклаза, биотита, магнетита. Плагиоклаз второй генерации вместе со слабо пелитизированным калиевым полевым шпатом заполняет интерстиции между плагиоклазом первой генерации.

Породы главной фазы секутся породами второй интрузивной фазы, представленными кварцевыми монцодиоритами, в основном в виде даек близмеридионального простирания, мощностью 1—2 *м*. Краткая петрографическая характеристика пород главной фазы—монцодиоритов и даек кварцевых монцодиоритов приводится в табл. 2.

Таблица 2

Краткая петрографическая характеристика пород интрузивной (1) и жильно-магматической (2) фаций

Породы	Монцогаббро	Кварцевые монцодиориты
	1	2
Главные породообразующие минералы	Плагиоклаз I-ой генерации—35,2% № 75—80(ядро), № 50—55(II, III зоны), № 39—40(край). плагиоклаз II-генерации—17%, № 39—40. Авгит—5,4%, cNg=55°, 2V=58°. Мелкие чешуйки биотита—6% Калиевый полевой шпат—26,7%.	Плагиоклаз—56%, №50—52. роговая обманка—3,3%, cNg=16—18°,—2V=70°, биотит—2,6%, калиевый полевой шпат—27,2%, кварц—3%.
Акцессорные минералы	Магнетит—4,7%, апатит	Магнетит—5,2%, апатит—1,7%.
Вторичные минералы.	Пелит, хлорит, альбит.	Пелит.
Текстура и структура.	Массивная, гипидиоморфнозернистая.	Массивная гипидиоморфнозернистая.

Монцогаббро главной интрузивной фазы сложены минералами следующих парагенетических ассоциаций: I раннемагматическая стадия кристаллизации—плагиоклаз №76—80 (ядра зональных зерен), эвгит; II главная стадия—плагиоклаз №50—55, авгит, биотит, магнетит; III позднемагматическая стадия—плагиоклаз №38—39 (вторая генерация) и края зональных зерен, авгит, биотит, калиевый полевой шпат, апатит; IV постмагматическая стадия—пелит, хлорит, альбит.

В формировании лейкократовых, кварцевых монцодиоритов фазы жильно-магматических пород выделяются: I раннемагматическая стадия кристаллизации—плагиоклаз №50—52, роговая обманка, магнетит; II главная стадия—плагиоклаз №47—48, роговая обманка, магнетит, биотит; III позднемагматическая стадия—плагиоклаз №28—30, калиевый полевой шпат, кварц, апатит; IV постмагматическая стадия—пелит.

Постмагматические преобразования представлены ранними фациями пропилитизации, характеризующимися региональной распространенностью в широком температурном интервале: а) высокотемпературная пропилитизация—деанортизация плагиоклазов (битовнит, лабрадор) всех пород, слагающих артагюхский вулкано-интрузивный комплекс, пелитизация плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, опацитизация роговых обманок; б) средне-низкотемпературная пропилитизация—окварцевание, хлоритизация, карбонатизация. Поздняя пропилитизация развита в основном в виде жилообразных тел. Это кварцевые жилы, пересекающиеся карбонатными прожилками. Наблюдается заполнение трещин в 3—7 *см* пластичными ороговикованными туффитами вмещающей толщи.

Таблица 3

Химические составы среднеэоценовых магматитов артагюхского вулкано-интрузивного комплекса

Окислы	2091	2092	2097	2098	2099	2099а	2100	2106
SiO_2	53.65	53.61	54.00	56.00	55.42	57.00	58.00	55.26
TiO_2	0.51	0.45	0.80	0.80	0.36	0.96	0.68	0.65
Al_2O_3	19.42	19.68	21.50	22.60	19.97	20.58	20.00	23.84
Fe_2O_3	4.76	4.12	4.90	3.90	3.57	3.81	4.79	1.34
FeO	1.96	4.20	2.01	2.30	1.96	3.16	2.01	2.56
MnO	0.18	0.06	0.14	0.12	—	0.14	0.14	0.14
MgO	4.11	3.45	2.88	2.80	3.69	2.90	2.50	2.48
CaO	7.56	9.38	7.21	7.80	6.51	6.30	6.51	5.95
Na_2O	3.10	2.00	2.00	2.10	2.20	2.00	2.00	2.60
K_2O	2.30	1.20	1.80	1.40	2.40	2.10	1.50	2.70
P_2O_5	0.23	0.13	0.07	0.14	0.25	0.23	0.18	0.34
H_2O	1.40	0.41	1.34	0.76	1.64	0.40	0.90	0.10
п. п. п	1.48	1.31	1.60	—	1.65	1.20	1.28	2.02
сумма	100.66	100.0	100.2	100.70	99.62	100.8	100.4	100.0

Окислы	2107	2102	2103	2104	2104а	2088	2093	2101
SiO_2	55.17	52.05	51.39	62.43	62.20	63.53	57.57	64.30
TiO_2	0.45	0.39	0.30	0.33	0.52	0.36	0.45	0.50
Al_2O_3	21.34	21.35	21.04	18.00	22.51	15.07	17.28	18.00
Fe_2O_3	2.02	1.41	4.51	1.82	1.73	2.10	3.52	3.40
FeO	3.92	5.88	3.08	1.96	0.11	1.68	3.08	2.30
MnO	0.04	—	—	0.04	0.05	—	0.18	0.03
MgO	2.34	3.03	4.32	1.35	0.95	4.47	3.83	2.00
CaO	6.02	6.12	3.81	2.45	2.17	3.36	7.00	5.30
Na_2O	3.50	3.30	4.20	3.40	2.60	4.20	2.00	1.30
K_2O	3.30	4.50	4.00	5.30	4.90	3.10	2.00	1.00
P_2O_5	0.11	0.34	0.29	0.11	2.30	—	—	0.18
H_2O	0.57	0.73	0.49	0.58	—	0.60	1.30	0.80
п.п.п	2.19	1.22	2.19	2.03	0.10	2.11	2.16	1.80
Сумма	100.97	100.32	100.22	99.80	100.10	100.69	100.55	100.90

Опись химических анализов: обр. 2091, 2092, 2097—андезито-базальты, северо-восточный склон артагюхской вулканической постройки, аналитик М. Барсегян; обр. 2098- андезит, северный склон, аналитик М. Барсегян; обр. 2099- андезито-базальт, северо-западный склон, аналитик М. Барсегян; обр. 2099а, 2100-андезиты, северо-западный склон, аналитик М. Давтян; обр. 2106, 2107-габбро-порфирит, габбро-диорит-порфирит, западный склон, аналитик М. Давтян; обр. 2102, 2103-монцогаббро, левобережье р. Артагет, аналитик М. Барсегян; обр. 2104, 2104а-кварцевый монцодиорит, левобережье р. Артагет, аналитик М. Барсегян; обр. 2093, 2101-туффиты (ксенолиты), аналитик М. Давтян.

Петрохимическая характеристика артагюхских магматитов основана на 13 полных силикатных анализах (табл. 3), из коих девять анализов характеризуют породы эффузивной и экструзивной фаций, четыре—интрузивные разности, один—вмещающие туффиты, два—ксенолиты в вулканитах.

Породы эффузивной и экструзивной фаций характеризуются низкой—умеренной щелочностью при небольшом преобладании Na_2O над K_2O (n=58,3—69,4), высокой глиноземистостью (Al_2O_3=19,4—23,8%), низкой титанистостью (TiO_2=0,3—0,9%), умеренной магнезиальностью (m=27,6—47,9%), умеренной известковистостью (CaO=6,3—7,8%), умеренной железистостью (F=51,5—75,0)*.

Интрузивные разности—монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцодиориты характеризуются однотипными с вулканитами петрохимическими особенностями—средней щелочностью (n=44,7—61,8), высокой глиноземистостью (Al_2O_3=18,0—22,5%), низкой титанистостью (TiO_2=0,3—0,5%), умеренной магнезиальностью (m=27,6—42,5), умеренной известковистостью (CaO=2,45—6,12%), умеренной железистостью (F=63,7—73,7).

На диаграмме Т. Ирвина и В. Барагара (рис. 2) магматиты артагюхского комплекса располагаются в известково-щелочном поле. На диаграмме Джилла (рис. 3) они располагаются в поле средне-высококалиевых пород.

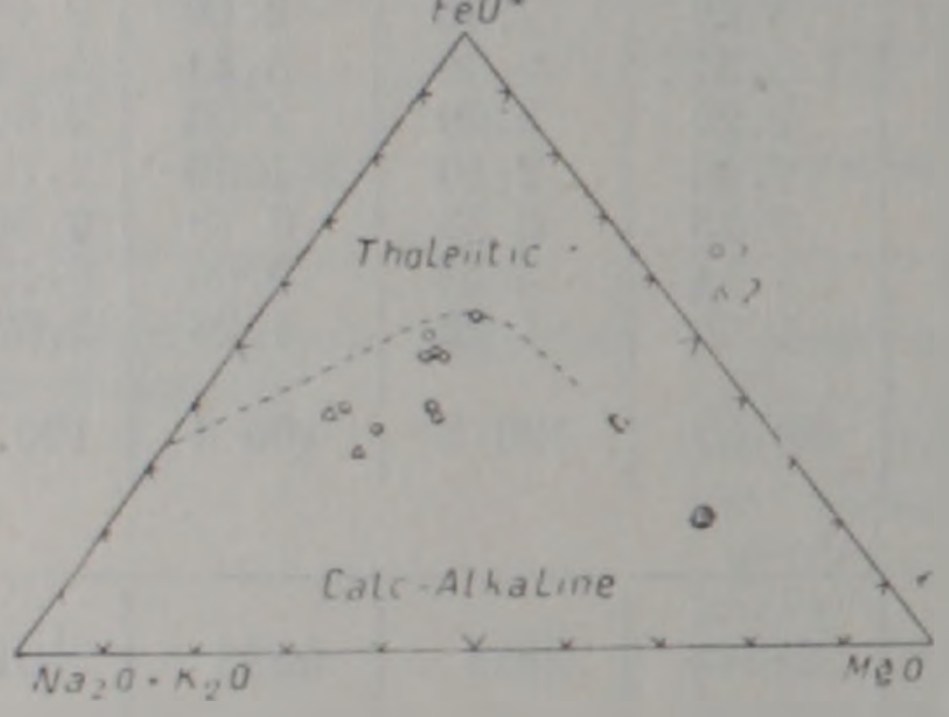


Рис. 2. Диаграмма Т. Ирвина и В. Барагара. Усл. обозн.: 1—эффузивная фация; 2—интрузивная фация.

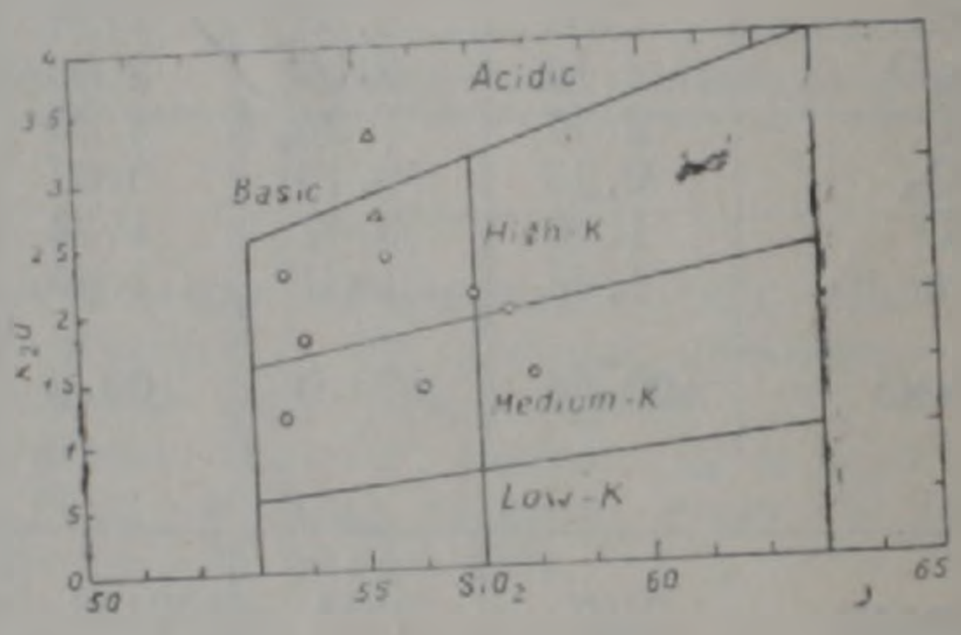


Рис. 3. Диаграмма Джилла (усл. обозн. см. рис. 2).

Обогащенность пород всех фаций апатитом, магнетитом, оконтуривание андезиновыми, совершенно чистыми каемками лабрадоровых ядер плагиоклаза, изобилие точечных включений стекла в предшествующих андезиновым отторочкам зонах плагиоклаза в вулканитах, включения мелких кристалликов плагиоклаза, пироксена, магнетита в крупных зернах плагиоклаза, образованных в результате кристаллизации базальтового расплава в новой кислой среде, наличие двух генераций плагиоклаза в породах интрузивной фации, соответствие состава плагиоклазов второй генерации (№ 39—40) составу оконтуривающих крупные зерна каемок, кристаллизация плагиоклазов второй генерации с калиевым полевым шпатом, в интерстициях между ранее образованными зернами, обогащенность всех фаций глиноземом, указывают на гибридную природу изученных магматитов.

---

*) Классификационные показатели приведены согласно петрохимической классификации вулканических пород и породных групп по А. Ф. Белоусову (1982).

В целом сходство вещественного состава магматитов различных фаций, приуроченность в пространстве к одним и тем же магмоконтролирующим структурам, близость времени формирования (41÷42*млн. лет*) позволяют их выделить в качестве единого вулкано-интрузивного комплекса. Становлением палеоостроводужного Артагюхского вулкано-интрузивного комплекса фиксируется второе, после мезозойской субдукции [12], сокращение океанического дна, имевшее место в конце среднего эоцена, перед коллизией, и сводово-глыбовое воздымание региона в условиях взаимодействия Евразиатской активной континентальной окраины и Афро-Аравийской платформы—пассивного края Гондваны.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 17.IV.1996.

Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ռ. Հ. ԽՈՐԵՆՅԱՆ

ՀԱՅ-ԻՐԱՆԱԿԱՆ ՆՆԹԱՊԼԱՏՖՈՐՄԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ԵԶՐԱՊԱՏՄԱՆ ՄԻՋԻՆ ԷՈՑԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱԳՄԱՏԻՏՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԱՊԱՐԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայ-իրանական ննթապլատֆորմի հյուսիս-արևմտյան եզրապատման (Ծաղկունք—Զանգեզուրի կառուցվածքային-ֆորմացիոն գոտի) միջին էոցենի մագմատիտների ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս անջատել Արտագյուղի հրաբխաինտրուզիվ կամպլեկս, որի առաջացումը և զարգացումը տեղի է ունեցել Փամբակի լեռնաշղթայի արևմտյան մասում կղզաղեղային երկրադինամիկ պայմաններում։ Այդ մագմատիտները ներկայացված են՝ էֆֆուզիվ (անդեզիտո-բազալտ, անդեզիտներ), սուբհրաբխային (գաբբրո, գաբբրո-դիորիտ պորֆիրիտներ) և ինտրուզիվ (մոնցոգաբբրո, մոնցոդիորիտներ, կվարցային մոնցոդիորիտներ) ֆացիաներով։

Հայկական լեռնաշխարհի ալպիական պատմության տեկտոնո-մագմատիկ զարգացման ընթացքում, մագմատիզմի ինտենսիվությունը և ֆացիաների բազմազանությունը բնորոշ են պալեոգենի և առաջին հերթին էոցենի համար։ Ուսումնասիրվող ռեգիոնում մագմատիզմը հարում է Ծաղկունք—Զանգեզուրի հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող խախտմանը և միջօրեական ուղղության Սպիտակ—Պրիվոլնի—Պոլադաուրի արևելքից և Ջավախքի արևմուտքից խորքային բեկվածքներին։

Արտագետ գետի հյուսիս-արևելյան լանջին. 2143,5մ բարձրության վրա գտնվում է Արտագյուղի հրաբխային կառույցը, որը պատում է միջին էոցենի տուֆֆիտները (Շիրակի շերտախումբ)։ Այդ կառույցը կազմված է անդեզիտո-բազալտային, անդեզիտային լավաներով, որոնց մեջ լայն տարածում ունեն էկստրուզիվ ֆացիայի ապարները՝ գաբբրո, գաբբրո-դիորիտ պորֆիրիտները։ Ինտրուզիվ ապարները մերկանում են Ծաղկաշենի հովտում 450—500մ հյուսիս հրաբխային կառույցից։ Մագմատիտների հասակը որոշված է իրենց դիրքով պալեոգենի գոյացումների կտրվածքում և իզոտոպային K—Ar որոշումներով՝ հրաբխային ապարները—42±0,9մլն.տ., մոնցոդիորիտները—42±0,9մլն.տ. և կվարցային մոնցոդիորիտները—41,6±0,6մ.։

Ուսումնասիրված մագմատիտների ապարաբանա-երկրաքիմիական առանձնահատկությունների նմանությունը, նրանց հարումը տարածության մեջ միևնույն խախտումներին, առաջացման հասակի մոտիկությունը թույլ են տալիս Փամբակի լեռնաշղթայի արևմտյան մասում անջատել միասնական համալիր, ո-

րով ֆիկսվում է, երկրորդ, մեզոզոյան սուբդուկցիայից հետո, կղզապեղային կառույցի ընդլայնում, որը տեղի է ունեցել միջին էոցենի վերջում Հոնդվանայի պլատֆորմի հյուսիսային եզրի ներգործության պայմաններում Ծվրասիական սալի հետ, կոլիզիայից առաջ։

R. L. MELKONIAN, R. A. KHORENIAN

ON GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE MIDDLE EOCENE MAGMATITES OF THE NORTH-WESTERN FRAME OF THE ARMENIAN-IRANIAN SUBPLATFORM

Abstract

The comprehensive study of the Middle Eocene magmatites of the north-western frame of the Armenian-Iranian subplatform (the Tsakhkounk-Zangezour strutural-formational zone) which were developed at the western offshoots of the Pambak Range, was carried out. The specific features of substance composition, relation to the same magma controlling structures, and close formation times allow to reveal the unified Artagyugh volcanic-intrusive association.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 261 с.
2. **Вегуни А. Т.** Палеоген Армении и сопредельных территорий. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Изд. Госунта, Львов, 1978. 41 с.
3. **Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 259 с.
4. **Григорян С. М.** Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 219 с.
5. **Джрбашян Р. Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ): Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.—мин. наук. Тбилиси: ТГУ, 1990. 59 с.
6. **Меликсетян Б. М.** Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулкано-интрузивных формаций Малого Кавказа (магматизм зон коллизии). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН ГССР. 1989. 49 с.
7. **Милановский Е. Е., Короновский Н. В.**. Орогеновый вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Изд. «Недра», 1973. 266 с.
8. **Паффенгольц К. Н.** Стратиграфия палеогена Малого Кавказа Л.: Изд. «Недра» 256 с.
9. **Садоян А. А.** Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989. 286 с.
10. **Садоян А. А. Хоренян Р. А.** Аркозы в эоценовых отложениях Памбакского хребта Армянской ССР.—ДАН АрмССР, 1980, т. 8, № 13. с. 130—133.
11. **Саркисян О. А.** Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «МИТК», 1989 178 с.
12. **Хоренян Р. А.** К петрологии мезозойских магматитов северо-западного обрамления Ирано-Армянской субплатформы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 6. с. 11—18.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 39—44

Р. А. МАНДАЛЯН, В. А. ВАРДАНЯН

К ПРОБЛЕМЕ ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЯ ЕРАХСКОГО ХРЕБТА*)

Травертинонакопление—характерный процесс поздний плиоцен-четвертичной седиментации Армении, в особенности интенсивно проявленный вдоль Ерахского хребта и предгорной части Араратской котловины. Это сложное явление, обусловленное сочетанием ряда унаследованных и продолжающихся факторов. Особенность состоит в источнике карбонатного вещества, каким явились погребенные древние толщи, их растворение термоминеральными водами, а затем и разгрузка последних по зонам проницаемости в приповерхностных условиях. Травертинонакопление имеет место и в настоящее время.

Обширное травертиновое поле, развитое вдоль Ерахского хребта, слагает максимальные мощности у подножья г. Ерах, где формирует систему уступовидных плато общей протяженностью 2,5—3км. Его разведанная часть, расположенная в 3—3,5 *км* к северо-западу от райцентра Веди, известна под названием Артаваздского месторождения травертинов.

Геологическое положение. В региональном плане травертиновое поле находится в пределах Ведийской офиолитовой зоны и расположено на стыке Урц-Айоцдзорского антиклинория и Приараксинского наложенного прогиба. Здесь большое развитие имеют карбонатно-терригенные отложения среднего-верхнего палеозоя-триаса, смятые в коробчатые брахискладки разных порядков [3]. Крылья их сложены породами альпийского этапа—преимущественно карбонатными образованиями верхнего мела и палеогена, а также песчано-глинистыми накоплениями неогена. Альпийские движения раскололи регион на грабены и горсты, обусловив тем самым сложную мозаично-блоковую структуру коры и возникновение зон проницаемости. В непосредственном залегании травертины развиты в периклинали близширотной Ерахской антиклинали, имеющей асимметричное строение: пологое северное крыло (10—20°) и крутое—южное (30—70°), находящееся в опрокинутом залегании. Именно к нему приурочены травертиновые залежи. Крылья Ерахской антиклинали сложены карбонатными и офиолитокластическими накоплениями сантон-верхнего сенона, палеоцен-новым карбонатно-терригенным флишем и известняками эоцена. В ядре выступает офиолитовая ассоциация (серпентинизированные ультрамафиты, базальтоиды, габброиды, яшмы, микритовые известняки, доломиты). Севернее полосы Нор Уги-Енгиджа, параллельно оси антиклинали развит тектонический меланж, в котором наряду с породами офиолитовой ассоциации присутствуют блоки известняков берриаса и верхнего триаса, а также базальты [5]. Возраст последних датируется в интервале верхний триас—верхняя юра. Строение Ерахской антиклинали осложено серией дизъюнктивных дислокаций: надвигами, сбросо-взбросами, сбросо-сдвигами. Границы развития известняков (южное крыло) смещены ими как минимум на 500 *м*. В зонах дислокаций отчетливо фиксируются зеркала скольжения, трещиноватость, будинаж, наличие тектонических брекчий, мраморизация и наложенная доломитизация.

Тектонические нарушения отражают заложение Араксинского глубинного разлома, отчетливо проявленного по линии Арташат-Нор Уги-Веди-Урцадзор-Арарат [4]. Он имеет сейсмоактивность порядка

---

*) Работа выполнена в рамках темы 96—135, финансируемой из госбюджета Республики Армения

7—9 баллов. Таким образом, область травертинообразования представляет собой активную тектоническую зону с большой проницаемостью земной коры.

Строение и вещественный состав. Травертины в обнажении—это преимущественно слоистые карбонатные накопления, имеющие горизонтальное залегание или падающие под углами 5—7°. Они непосредственно ложатся на делювиальные отложения, известняки верхнего мела, а местами—на породы офиолитовой серии. Сводный разрез травертиновой залежи представлен следующим образом.

Нижняя часть (25—30 *м*)—слоистые, преимущественно серые травертины, содержащие линзы крупно-среднеобломочных цветных брекчий и пачки мелко-среднеобломочных разностей брекчиевых травертинов.

Средняя часть (30—35 *м*)—плитчатые светло-серые и кремово-серые травертины, переходящие в небольших интервалах в полосчатые разновидности. Последнее свойство обусловлено чередованием тончайших прослоев светло-серого и коричневого цвета. Наряду с плотными травертинами (преобладают) развиты пористые и кавернозные разновидности, а также слои с заметной песчано-алевритистой (3—10%) примесью. Характерно развитие нескольких (0,5—2,6*м*) горизонтов брекчиевых траверитов.

Верхняя часть (25—32 *м*) близка по составу к средней, однако в ней меньше развиты брекчиевые разности и терригенная примесь. Кроме того, здесь шире представлены линзовидные залежи и жилы иных карбонатных накоплений типа сахаровидного кальцита (арагонита), полосчатых желтовато-белых и полупрозрачных накоплений аналогичного состава и так называемых ониксовидных мраморов.

Ниже приводим описание главных разновидностей травертиновых накоплений.

Пластовые травертины характеризуются пространственной выдержанностью и отчетливо проявленной горизонтальной слоистостью [1]. В их составе преобладают разности со сливной (однородной) макротекстурой. Это крепкие монолитные породы, преимущественно светло-серые, участками кремово-серые и светло-коричневые. В отдельных интервалах, как в средней части залежи, им присуща повышенная пористость и кавернозность. В шлифах видно, что порода сложена мелко-среднезернистым кальцитом, в однообразной массе которого спорадически развита песчано-алевритистая примесь, представленная полуокатанными и окатанными зернами эффузивов основного-среднего состава, известняков, силицитов и реже аргиллитов. В породе присутствуют также темные желвачки синезеленых водорослей, которые, однако, не образуют скоплений. В гораздо меньшей мере травертинам присущи оолитоподобные и пизолитовые структуры. Травертины содержат отпечатки листьев, остатки стеблей растений. В карьере Арташаздского месторождения в них встречены раковины пелеципод и скелеты рыб .

Брекчиевые разности пластовых травертинов представляют собой пятнистую породу, состоящую из обломков микрозернистых и шламово-микрозернистых известняков, а также мергелей, погруженных в травертиновый матрикс. Форма обломков разная: удлиненно-таблитчатая, квадратная, палочкообразная, трапецовидная, треугольная. В большинстве из них контуры четкие, без зазубрин. Размеры обломков, главным образом, находятся в пределах 1,5—5,5 *см*×3—4 *см*, через все промежуточные величины и изредко достигают величин 7×10 *см* и более. Лишь в 12—20% обломков обнаруживается разной степени окатанность. Сгруженность обломков разная, но матрикса, как прави-

ло, не менее 60—65%. Брекчиевые травертины имеют мощность порядка 0,3—3,6 *м* и по мере убывания обломков переходят в пластовые разности с однородной макротекстурой. В основании и в средней части травертиновой залежи они слагают несколько выдержанных горизонтов.

Цветные брекчии представляют собой пестроцветную породу, в составе которой присутствуют следующие главные разновидности неокатанных (преобладают) и полуокатанных обломков: серые, сероватобурые и красные известняки (50—70%); серые и пепельно-серые мергели (15—25%); бурые, лиловые, фиолетовые и серые эффузивы основного и среднего составов (30—60%); серые и красноватые силициты (5—15%).

Весь этот материал сцементирован тонко-мелкозернистой травертиновой массой, серого, буровато-серого или светло-коричневого цвета. Подобным строением обусловлен мозаичный облик цветных брекчий, делающий их после полировки ценным декоративным материалом. Мощность линз цветных брекчий колеблется в пределах от 2,5—3 до 10 *м*, однако их крупные скопления по площади не выдержаны и замещаются другими типами травертиновых накоплений.

Кроме описанных накоплений в травертиновом поле развит иной тип карбонатных образований, известный под общим названием ониксовидные мрамора. Это преимущественно пологопадающие тела мощностью от 0,3 до 2,5 *м*, изредка 5 *м*, приуроченные к приразломным участкам. По внешним признакам они разнообразны—в строении их большей части наблюдается чередование субпараллельных полос светло-серого, янтарно-желтого и буровато-коричневого кальцита. В шлифах они характеризуются гранобластовыми и колломорфными структурами.

Как следует из таблицы, изученные травертины являются карбонатно-кальциевыми, при небольших содержаниях магния. Им присущи некоторые колебания по содержанию CaO и других компонентов. Наряду с химически чистыми разновидностями пластовых травертинов (анализы 2, 7, 9) в их составе имеются разновидности с несколько завышенными содержаниями глинозема, железа и силиция, что прежде всего обусловлено наличием обломочной примеси. В пробе 9 она представлена буро-красными окремненными известняками, а в 6-ой предполагается наличие бобовин глинозема.

Ниже приводим пределы колебаний и средние содержания элементов-примесей по данным 40 спектральных анализов: Si—0,04-0,75, среднее 2,24; Al—0,032-0,76, среднее 0,14; Fe—0,032-1,0, среднее 0,19; Mg—0,22-3,15, среднее 0,92; Mn—0,013-0,075, среднее 0,02; Sr—0,042-0,18, среднее 0,09; Ba—0,0003-0,0035, среднее 0,003; Cu—0,00018-0,0056, среднее 0,0002; Pb$<$0,0001; Zn$<$0,0001; F—0,014-0,2, среднее 0,08. В целом же по чистоте состава изученные травертины несколько уступают араратским, которые являются редким по качеству химическим сырьем многоцелевого использования. В ряде горизонтов Арташаздского месторождения травертины также характеризуются высокими содержаниями карбоната кальция (CaO$\geqslant$53) при минимальном содержании вредных примесей (табл. 1).

Условия формирования. Формирование травертиновых залежей представляет собой многофазное явление, обусловленное сочетанием следующих геологических факторов и предпосылок.

—Развитии в обрамлении будущих травертиновых полей мощных карбонатных толщ, подвергшихся разрывным дислокациям. Это главным образом известняки среднего-верхнего палеозоя-триаса, верхнего

сенона, а также эоцена. Травертинообразование при этом в большей мере приурочено к узловым зонам пересечений разломов.

—Воздействии на карбонатные накопления термоминеральных глубинных вод и формировании вследствии углекислотного выщелачивания растворов, насыщенных кальцием. Смешение их при подъеме по зоне проницаемости с межпластовыми, карстовыми и другими водами.

Таблица 1

Химические анализы травертинов

№ п.п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	п.п.п.	CO_2
1	2,06	1,30	н.о.	50,69	0,84	0,13	0,04	н. о.	0,02	4,60	40,32
2	0,43	0,25	0,40	54,05	0,45	н.о.	н.о.	н. о.	0,05	1,47	42,90
3	2,82	2,50	0,6	41,64	1,10	0,18	0,10	0,04.	0,20	7,60	37,22
4	2,32	1,00	н о	51,00	1,11	0,13	н.о.	н о.	1,03	2,72	40,70
5	0,33	1,07	н.о	51,28	1,15	0,11	0,12	н. о.	0,02	5,00	40,82
6	0,31	5,72	н.о	48,70	1,13	0,13	н.о.	н. о.	0,03	4,16	39,82
7	0,41	0,20	0,67	53,64	0,70	н.о	н.о.	н. о.	0,40	2,28	42,10
8	6,01	0,72	2,59	48,97	0,60	0,21	0,22	н. о.	0,1	0,4	40,18
9	0,44	0,20	6,25	54,10	1,12	0,10	н.о.	0,01	0,70	1,12	41,96

Химлаборатория ИГН НАН Армении, аналитики М. Барсегян, Б. Талиашвили.

Примечание: все анализы приведены к 100%. Анализ 8 проведен в химлаборатории АрмГУ (1974).

—Последующей разгрузки термоминеральных вод с постепенным остыванием и потерей газовой фазы (CO_2, H_2S и др.) в поверхностных условиях, что приводит к хемогенному и биохемогенному осаждению травертиновых накоплений.

Формирование травертинов имело место в обводненной (озерной, русловой) и сухой (долинной, склоновой) обстановках. В первом случае, в особенности в условиях озерного водоема, имело место смешение термальных вод с пресными, что сказывалось на составе выпадающих осадков. Это слабое развитие гидроокиси железа, рудных элементов, бора. Во втором—травертиновые накопления нередко заохрены и содержат выше кларковые содержания железа, цинка, натрия, бора, серебра, германия [7].

Изученные травертиновые накопления, возникшие в озерной обстановке, характеризуются большой мощностью, выдержанностью в пространстве и комплексом седиментационных признаков. В этом смысле их можно именовать озерными известняками гидротермно-осадочного происхождения. В процессе литификации, завершенной после осушения пресноводного водоема, изученные травертины испытали этап наложенной кальцитизации. Связано это с продолжающимся подъемом и разгрузкой термальных вод по трещинам и межпластовым пространствам, что приводит к формированию линзовидных залежей с натечными структурами. С этим же наложенным фактором связано образование в пластовых травертинах кальцитовых прожилков и псевдоморфоз, выполнение пустот, а в приразломных зонах—залежей оникосовидных мраморов. Таким образом, являясь продуктами гидротермно-осадочного озерного седиментогенеза, травертины испытали явление катагенеза, приведшее к новообразованиям. В связи с этим отметим, что в регионе и в настоящее время протекает тра-

вертинообразование в форме натеков, корок и прослоев небольшой мощности (Енгиджа, Нор-Уги, Салаи-джур).

В силу высоких качеств—физико-механических, пилимости, полируемости, шлифуемости описанные травертины нашли значительное применение в строительной индустрии [6]. Это облицовка стен, цокольных частей зданий, отделка залов и подземных переходов. Цветные брекчии и ониксовидные мрамора являются превосходным отделочным материалом для производства декоративных и сувенирных изделий.

Дальнейшее изучение травертиновых полей Ерахского хребта и сопредельных предгорных участков Араратской котловины имеет большое научно-практическое значение. Помимо интереса в качестве неметаллических полезных ископаемых, знание этой проблемы важно при разработке многих насущных вопросов геологии этого региона: литогенеза и палеогеографии, сейсмотектоники и глубинного строения, инженерно-геологического районирования, палеогидрогеологической истории, особенностей регионального теплового поля.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 4.IX.1995

Ռ. Ա. ՄԱՆԴԱԼՅԱՆ, Վ. Ա. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ԵՐԱԽԻ ԼՃՈՆԱՇՂԹԱՅԻ ՏՐԱՎԵՐՏԻՆԱԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ամփոփում

Երախի լճոնաշղթայի երկայնքով ձգվող տրավերտինների ընդարձակ դաշտը (2,5—3կմ և 90—100մ հզորությամբ) ուշ պլիոցեն-չորրորդական հասակի կարբոնատային խոշորագույն հանքավայրերից մեկն է։ Ըստ ռեգիոնալ պլանի հանքավայրը գտնվում է Վեդու օֆիոլիտային գոտու տարածքում և տեղադրված է Ուրց—Հայոցձորի անտիկլինորիումի և Մերձարաքսյան վրադիր ճկվածքի սահմանագոտում՝ Արաքսի խորքային խախտման գոնայում։ Կառուցվածքային տեսակետից արևմտյան պերիկլինալին և հարավային թևվին Երախի կառույցը իրենից ներկայացնում է ասիմետրիկ անտիկլինալ՝ հյուսիսային մեղմ (10—20°) և հարավային կտրուկ 30—70°) և միջմասամբ շրջված թևերով։

Տրավերտինագոյացումը բազմափուլ երևույթ է և պայմանավորված է հետևյալ երկրաբանական գործոններով.

— *խզումնային ինտենսիվ դիսլոկացիաների ենթարկված հզոր կարբոնատային հաստվածքների ներկայություն։ Դրանք գլխավորապես պալեոգոյի, վերին սենոնի ու էոցենի կրաքարերն են։ Տրավերտինաառաջացումն անմիջականորեն առնչվում է խզումների հանգուցակետերին, այսինքն երկրակեղևի թափանցիկ գոնաներին։*

— *ջերմա-հանքային խորքային ջրերի ներգործություն կարբոնատային նրստվածքների վրա, որի հետևանքով առաջանում են կրով հագեցած ածխաթթվային, ապա ալկալացված լուծույթներ։*

— *մակերևույթային պայմաններում ջերմա-հանքային ջրերի հետագա տարածանմամբ ու գազային ֆազայի կորուստը, ինչը նպաստում է տրավերտինների քիմիական և կենսաքիմիական նստվածքակուտակմանը։*

— *տրավերտինների հանքաշերտերի առաջացումը կատարվել է ջրատար (լճային, գետահունային) և չոր (հովտային, լանջային) պայմաններում։*

R. A. MANDALIAN, V. A. VARDANIAN

ON THE PROBLEM OF TRAVERTINE FORMATION OF THE YERASKH RANGE

Abstract

Travertine accumulation is a characteristic process for the Late Pliocene-Quaternary sedimentation of Armenia, that is intensively pronounced, particulary, along the Yeraskh Range and the piedmont part of the Ararat basin. It is a complex phenomenon caused by a combination of a number of factors. The specific feature is a carbonate substance source which is ancient buries, their dissolution by hydrothemal waters and the following spreading along permeability zones in near surface conditions. Travertine accumulation is continuing at the present time too.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авакян Т. А., Мандалян Р. А.** Поздний плиоцен-четвертичные отложения.—В кн.: Карбонатные породы Армении. Ереван: Изд. АН Армении. 1993. с. 155—160.
2. **Ананян А. Л.** Главнейшие типы минеральных вод Армянской ССР и распределение в них изотопов серы.—Сб. научных трудов к 50-летию геологич. ф-та. Ереван: Изд. ЕГУ. 1988, с. 35—48.
3. **Варданян А. В.** Разломно-блоковая тектоника Урц-Вайоцдзора.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1978, с. 35—44.
4. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 240 с.,
5. **Сатиан М. А., Варданян А. В.** Обнаружение базит-ультрабазитовой диатремы в Вединской офолитовой зоне.—Докл. НАН РА. том 94, № 5, 1993, с. 294—298.
6. **Назарян Р. А., Чарчоглян А. Г.** Исследование вединских травертинов и конгло-брекчий.—Тр. НИИКС, вып. 6. М.: Стройиздат, 1973, с. 17—21.
7. **Халатян Э. С.** О химизме углекислых вод и травертинов Чатминского прогиба.—Зап. Арм. отд. Всес. мин. общ-ва. Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР, вып. 4, 1970, Ереван: с. 216—221.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII. №2—3, с. 45—52

М. А. АРУТЮНЯН

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Обобщение материала по известковым скарнам Зангезурского рудного района позволило выделить среди них группу пород, отличающихся своей геологической позицией, ассоциацией вмещающих скарны пород, минеральным составом и содержанием элементов-примесей. Выделенные известковые скарны являются продуктами магматической стадии и составной частью метасоматической колонки базификатов.

В соответствии с принятыми в настоящее время принципами систематики скарновые образования Зангезурского рудного района отнесены к известковой формации, типоморфными для которой являются пироксен диопсид-геденбергитового состава, андрадит-гроссуляровый гранат, волластонит, скаполит и плагиоклаз.

Продуцирующий скарновые процессы магматизм орогенного этапа имеет верхнеэоцен-нижнемиоценовый возраст [6]. Образование скарнов связывается с габброидами, монцонитами и сиенитами габбро-монцонит-сиенитового и средними фазами габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивных комплексов, а также нередко их дополнительными интрузиями. Время образования контактовых скарнов—Анкасара, Кефашена, Гехи, Ньювади, Абгяза, Тирани-дзора, Сагюкали и т. д. устанавливается по наложению на эндоконтактовые фации интрузивов околоскарнового пироксен-плагиоклазового изменения. Образование скарнов, независимо от их связи с глубинным магматическим или камерным очагом, происходит до отщепления аплитов.

Выделяемые по механизму образования скарны диффузионно-биметасоматического и инфильтрационного типа, независимо от возраста и пространственно-генетических связей с магматизмом, значительных расхождений в строении метасоматической колонки не обнаруживают. Сводная метасоматическая колонка имеет следующий вид: алюмосиликатная порода—пироксен-плагиоклазовая порода—(пироксен-скаполитовая порода)—(пироксеновый скарн)—гранатовый скарн—(салитовый скарн)—(волластонитовый скарн)—мраморизованные известняки. Обозначенные в скобках фации пород носят реликтовый характер. Скарны представлены главным образом мономинеральными гранатовыми (90%) и околоскарновыми пироксен-плагиоклазовыми породами (7—8%).

Гранат—андрадит-гроссулярового состава с колебаниями андрадитового минала от 20 до 88%. Примесь пиральспитов составляет 3—14,5%. Доминирует пироп. Клинопироксен—диопсид-геденбергитового ряда от $Ди_{70}Гед_{19}$ до $Ди_{45}Гед_{24}$:

Процессы скарнообразования в пределах Зангезурского рудного района протекали в условиях пироксен-гранат-волластонитовой и пироксен-гранатовой температурных фаций [4]. Данные гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений в скарновых минералах дают температурный интервал в 560—440°*C* [1].

Режим щелочности по парагенезису пироксен-плагиоклазовых и пироксен-скаполитовых пород определен как умеренно-щелочной [4]. Оценка кислотности скарнового процесса по коэффициенту распределения железа в сосуществующих пироксене и гранате указывает на пониженную кислотность $\bar{K} = 0{,}12—0{,}30$ [4]. Давление, при котором происходили процессы скарнообразования по минеральному баромет-

ру, где используется коэффициент распределения магния между сосуществующими пироксеном и гранатом, определяется в 3—5·10⁸Па [1]

Анализ всех данных по известковым скарнам Зангезурского рудного района, а именно—характер развития метасоматической колонки, мономинеральность скарновых реакционных зон, их морфология, структурно-текстурные особенности пород на фронтах замещения, физико-механические свойства скарновых пород, особенности минерального состава, распределение элементов-примесей в скарновых минералах, свидетельствует об однотипности развития скарновых процессов.

Вместе с тем, из этой общей схемы выбивается ряд скарнов, обнаруженных в зоне экзоконтакта интрузивных массивов, характеризующихся широким проявлением апоэффузивных метасоматитов железо-магнезиального ряда. Для этих скарнов установлены факты пересечения их апофизами метасоматически не измененных околоскарновыми процессами гранитоидов.

Первое наблюдение такого рода отмечалось в пределах Дрнаджарского проявления, в западном эндоконтакте Ковшутского интрузива, где известковые скарны контактово-инфильтрационного типа пересекались апофизой кварцевых диоритов. Гранатовые скарны переходили в метабазальты амфибол-плагиоклазового состава (рис. 1). Та же ситуация повторялась по юго-восточному экзоконтакту Сурбкарского штока, с тем же переходом гранатовых скарнов непосредственно в метабазальты амфибол-плагиоклазового парагенезиса. В последнем случае, благодаря исследованиям О. П. Гуюмджяна [3], впервые выявившего широкое развитие комплекса Fe—Mg метасоматитов в пределах Баргушата, в том числе и вокруг Сурбкарского штока, было ясно, что метабазальты представляют собой продукт незавершенного процесса базификации, проявляющегося в магматическую стадию становления Сурбкарского штока.

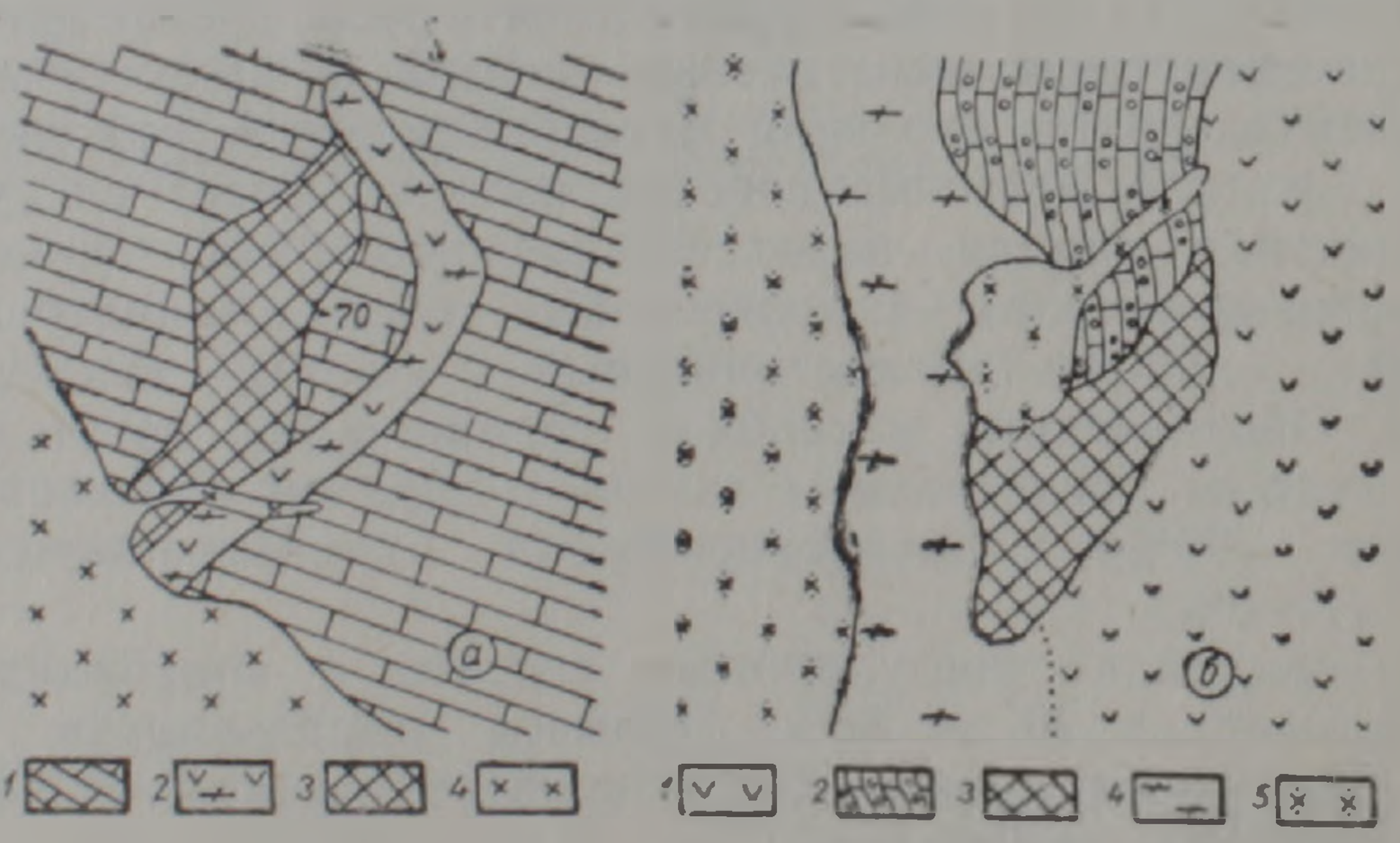


Рис. 1. Пересечение метасоматитов зоны экзоконтакта апофизами интрузива. а). Восточный борт Ковшутского интрузива. Сухан. 1. Известняки (пермь) 2. Амфиболизированные андезито-базальты. 3. Гранатовые скарны. 4. Кварцевые диориты, тоналиты. б). Сурбкар юго-восточный экзоконтакт. 1. Андезито-базальты, базальты. 2. Везувиановые кальцифиры. 3. Гранатовые скарны. 4. Апоэффузивные амфибол-плагиоклазовые метасоматиты. 5. Гранаты, гранодиориты.

Аналогичные ассоциации пород были зафиксированы автором и на отдельных участках Абгязского скарново-железорудного проявления [2]. Здесь, кроме того, были выявлены мелкие тела метагаббро

амфибол-плагиоклазового состава в экзоконтактовых известняках сиенитового интрузива, с пироксен-гранатовой оторочкой. В ходе дальнейших исследований как на самом Абгязском проявлении, так и Сурбкарского, Еркатасарском, Хдебанцском, Вохчинском, а также Суханском, были выявлены все структурные разности перехода амфибол-плагиоклазовых метабазальтов в метагабброиды и метадиориты того же парагенезиса, ассоциирующие с гранатовыми скарнами. Была установлена сопряженность амфибол-плагиоклазовых апоэффузивных метасоматитов с везувиановыми кальцифирами, при наличии известняков в зоне экзоконтакта интрузива—Сурбкар, Абгяз, Хдебанц, Суханц, Цуртджур. Скарны занимают промежуточное положение между амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами и везувиановыми кальцифирами.

В теории процессов скарнообразования одним из основных положений является исключение возможности образования известковых скарнов в магматическую стадию [8, 4, 5]. Следующим не менее важным моментом является неизменность фаций щелочности, которые однотипны не только для отдельных месторождений и скарновых полей, но даже и районов [4].

Отмечаемое для Сурбкарского и Дрнаджарского рудопроявлений сонахождение скарнов с различными типами околоскарновых изменений шло в разрез с представлениями о режиме щелочности скарнового процесса, тем более, что и Сурбкарский и Ковшутский массивы являются однофазными [6]. Кроме того, пересечение скарнов на этих участках апофизами не затронутых метасоматическими околоскарновыми изменениями гранитоидов никак не могло свидетельствовать об их образовании в постмагматическую стадию.

Многочисленные пересечения амфибол-плагиоклазовых апоэффузивных метасоматитов, так же как и везувиановых кальцифиров, апофизами магматических пород [3, 7] не оставляют сомнений в их образовании в магматическую стадию. Сравнительно редко это явление отмечается для известковых скарнов, поскольку они характеризуются меньшими масштабами развития. Соотношение мощностей амфибол-плагиоклазовых метасоматитов, везувиановых кальцифиров и известковых скарнов составляет 100:20:1.

Метасоматическая колонка в целом от гранитоидов имеет следующий вид: гранитоиды—амфибол-плагиоклазовые метасоматиты—известковые скарны—везувиановые кальцифиры—мраморы—известняки. Каждый из выделенных типов метасоматитов характеризуется набором собственных фаций, индивидуализированных в пространстве. Наиболее представительны апоэффузивные амфибол-плагиоклазовые метасоматиты, впервые выделенные О. П. Гуюмджяном как метасоматиты известково-щелочного ряда [3].

Обобщенная метасоматическая колонка этих пород согласно О. П. Гуюмджяну имеет следующий вид: О. Базальты, андезито-базальты. 01. Роговики пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые. 1. Ро-метагорнблендиты. 1а. Ро+Пл—метагорнблендиты, плагиоклазовые роговообманковые метагаббро. 2. Пл+Ро+Кш—роговообманковые метагаббро, метадиориты, роговообманковые метамонцониты. 2а. Пл+Ро+Кв—кварцевые метадиориты. 3. Кш+Пл+Кв+Ро—метагранодиориты, роговообманковые метаадамеллиты, кварцевые роговообманковые метамонцониты и метасиениты. 4. Кш+Пл+Кв—кварц-полевошпатовые породы. 5. Кш+Кв—кварц-калишпатовые породы. 00. Интрузивные гранодиориты, адамеллиты. Исследования по юго-восточному экзоконтакту Мегринского плутона позволяют дополнить

последний ряд сиенитами и нефелинсодержащими сиенитами. Породы первых трех зон имеют большое распространение, остальные представлены небольшими гнездообразными и линзообразными телами размером до 20$м^2$. Известковые скарны встречаются в ассоциации с породами амфибол-плагиоклазового парагенезиса, по составу соответствующими роговообманковым метабазальтам, метагаббро и метадиоритам. С метагорнблендитами и плагиоклазовыми метагорнблендитами, точно так же как и с породами более кислого или щелочного состава, известковые скарны не обнаружены.

Роговая обманка амфибол-плагиоклазовых апоэффузивных метасоматитов представлена чермакитом, плагиоклаз—андезин-лабрадоровый.

Везувиановые кальцифиры представляют рыхлую лейкократовую породу, характеризующуюся резким преобладанием карбонатных минералов над остальными, представленными везувианом, в меньшей мере диопсидом, волластонитом, гранатом, иногда оливином, и являются неполными метасоматитами со слабо выраженной количественной дифференциацией новообразованных минералов.

Известковые скарны представлены существенно гранатовыми породами; иногда обнаруживается зональное строение: амфибол-плагиоклазовые метасоматиты—пироксеновый скарн (реликтовый)—гранатовый скарн—пироксеновый экзоскарн (реликтовый)—волластонитовый экзоскарн (реликтовый)—везувиановый кальцифир.

Гранат представлен андрадит-гроссуляровым рядом с колебаниями андрадитового минала от 41 до 88% с возрастанием железистости к экзоскарнам. Содержание пиральспитов составляет 4—12%.

Таблица 1

Химический состав гранатов

№ №	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Σ
16	39,75	—	2,76	26,20	1,40	1,43	28,00	0,80	0,26	0,14	0,05	0,05	100,92
51	34,10	—	7,00	24,03	1,60	0,10	32,70	0,45	0,20	—	—	—	100,18
23	38,19	0,62	12,30	13,18	0,56	0,29	34,02	0,97	0,15	0,13	—	0,23	100,64

Примечание: № 16—Еркатасар, аналитик А. Г. Еганян, № 51—Сурбкар, аналитик З. Ш. Гаспарян, № 23—Абгяз, аналитик С. Г. Чаталян. Хим. лаб. ЦОАЛ ИГН НАН РА

Кристаллохимические формулы граната

16 $[Na_{0,04}K_{0,01}(Mg_{0,08}Ca_{2,44}Fe^{2+}_{0,11}Mn_{0,10})]_{2,78}(Al_{0,26}Fe^{3+}_{1,60})_{1,86}Si_{3,23} \cdot O_{12,00}$

51 $[Na_{0,03}(Mg_{0,06}Ca_{2,90}Fe^{2+}_{0,11}Mn_{0,01})]_{3,11}(Al_{0,57}Fe^{3+}_{1,49})_{2,06}(Si_{2,82}Al_{0,18})_{3,00} \cdot O_{12,00}$

23 $[Na_{0,02}K_{0,01}(Mg_{0,11}Ca_{2,68}Fe^{2+}_{0,04}Mn_{0,02})]_{2,89}(Al_{1,14}Fe^{3+}_{0,78})_{1,92}(Si_{3,00}Ti_{0,02})_{3,02} \cdot O_{12,00}$

Таблица 2

Минальный состав гранатов

№	Андрадит	Гроссуляр	Пироп	Альмандин	Спессартин
16	88	11	3	4	4
51	74	21	2	3	—
23	41	53	3	1	—

Пироксеновый скарн представляет собой черно-зеленую мономинеральную породу. Размеры отдельных индивидов в крупношестоватых или радиально-лучистых агрегатах достигают 5—6*см* в длину. Этот пироксен обнаруживает сильную дисперсию оптических осей.

Таблица 3

Химический состав пироксенов

№№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	[illegible]
23	41,69	1,05	16,55	9,56	0,85	0,14	24,50	4,48	0,07	0,23	0,14	0,05	99,26
16	48,11	0,24	1,81	14,28	14,22	0,22	20,10	1,61	0,02	0,30	0,18	0,23	100,49
51	47,48	1,08	11,03	5,74	0,99	0,11	28,00	5,40	—	—	0,02	0,02	99,78

Примечание: № 23—Абгяз, аналитик С. Г. Чаталян, № 16—Еркатасар, аналитик М. С. Барсегова, № 51—Сурбкар, аналитик С. Г. Чаталян. ЦОАЛ ИГН НАН РА.

Кристаллохимические формулы

23. $(Na_{0,02}K_{0,01}Ca_{0,99})_{1,01}(Mg_{0,26}Fe^{2+}_{0,01}Fe^{3+}_{0,29}Al_{0,33}Ti_{0,03}Mn_{0,01})_{0,96}(Si_{1,58}Al_{0,42})_{2,00} \cdot O_{6,00}$

16. $Na_{0,03}K_{0,01}Ca_{0,87})_{0,91}(Mg_{0,11}Fe^{2+}_{0,49}Fe^{3+}_{0,41}Al_{0,03}Ti_{0,01}Mn_{0,02})_{0,87}(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00} \cdot O_{6,00}$

51. $(Na_{0,01}Ca_{1,20})_{1,21}(Mg_{0,78}Fe^{2+}_{0,04}Al_{0,01}Mn_{0,02})_{0,85}(Si_{1,87}Al_{0,13})_{2,00} \cdot O_{6,00}$

Таблица 4

Минальный состав пироксенов

	$CaMg(Si_2O_6)$	$CaFe^{2+}(Si_2O_6)$	$NaFe^{3+}(Si_2O_6)$	$CaMn(Si_2O_6)$	$CaAl_2SiO_6$	$CaTi(Al_2O_6)$	$CaFe^{3+}_2SiO_6$
23	22	4	2	1	56	3	15
16	11	48	3	2	1	—	41
51	30	3	—	—	38	3	26

Клинопироксены скарнов магматической стадии характеризуются превышением окисного железа над закисным, кроме того, по суммарному содержанию трехвалентных окислов более близки к фассаитам и омфацитам; от последних отличаются высокими содержаниями кальция до 28%; характерно высокое содержание молекул Чермака (табл. 3 и 4). Оптические свойства клинопироксена: Ng=1,703—1,726, Np=1,670—1,704, 2v=57—60°, cNg=41—45°.

Волластонит встречается реликтовыми гнездами до 0,2*м* в диаметре в гранатовых экзоскарнах (Абгяз, Сухан, Сурбкар). Химический состав волластонита приведен в таблице 5. Оптические константы: Ng=1,633, Np=1,618, cNg=32°, —2v=35°.

Изучение особенностей распределения элементов-примесей в исследуемых скарновых минералах (табл. 6) обнаружило обогащенность их элементами петрогенной группы—Li, Sr, Be и La.

Коэффициент концентрации отдельных элементов Be и Li достигает 10—12, тогда как в тех же минералах известковых скарнов постмагматической стадии их величина не превышает 1,0.

Использование диаграммы Л. Л. Перчука [9], где на основе распределения Mg между сосуществующими пироксеном и гранатом определяется давление ,при котором происходит процесс минералообразования, дает высокие его значения—10—15·10 ^{8}*Па* [1]. Следует однако оговорить, что здесь, возможно, значительную роль играет фугитивность кислорода. Об этом свидетельствуют высокие содержания молекул Чермака в пироксенах. и, косвенно, то обстоятельство, что в магнетитах, сопутствующих известковым скарнам магматической стадии, не отмечается развития сульфидов. Характерно для этих магне-

гитов наличие шпинелевого минала содержанием до 5—7%, не отмечаемого для магнетитов гидросиликатного этапа.

Таблица 5

Химический состав волластонита

№№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Σ
51	48·00	0,15	—	—	1·26	0·39	45,90	0·48	0,15	0,05	1,37	0,15	97,90
53	49,21	0,06	3,10	0·04	0,28	0,07	44,62	1,16	—	—	0,13	—	98,54
59	50,80	0,12	5,53	0·04	0,28	0,08	39,76	1,87	—	—	0,04	—	99,50
20	49,68	0,04	1,72	—	1,40	0·04	44,95	0,96	0,30	0,20	0,03	—	99,32
36	49,09	0,09	0,40	2,05	0,56	0,08	44,03	2,17	0,16	0,09	0,04	0,06	98,82

Примечание: №№ 51—59 юго-вост. экзоконтакт Сурбкарского штока: № 51—аналитик М. С. Погосян, №№ 53, 58—С. Г. Чаталян; № 20—южный экзоконтакт второго Сурбкарского выхода, аналитик Н. А. Иванян; № 36—Абгяз, сев. экзоконтакт сиенитового интрузива, аналитик С. Г. Чаталян, хим. лаб. ЦОЛИ ИГН НАН РА.

Кристаллохимические формулы волластонита

51. $(Ca_{0,99}Fe^{2+}_{0,02}Mg_{0,01})_{1,02}Si_{0,98} \cdot O_{3,00}$

53. $(Ca_{0,93}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,03})_{0,97}(Si_{0,96}Al_{0,07})_{1,03} \cdot O_{3,00}$

59. $(Ca_{0,82}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,03})_{0,86}(Si_{0,88}Al_{0,14})_{1,12} \cdot O_{3,00}$

20. $(Ca_{0,94}Fe^{2+}_{0,02}Mg_{0,03})_{0,99}((Si_{0,96}Al_{0,04})_{1,00} \cdot O_{3,00}$

36. $(Ca_{0,92}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,06})_{0,99}(Si_{0,96}Al_{0,01}Fe^{3+}_{0,06})_{1,03} \cdot 3,00$

Таблица 6

Средние содержания, дисперсии содержаний и коэффициенты концентрации элементов-примесей в скарновых минералах

	Гранат (n=13)			Волластонит (n=5)			Пироксен (n=6)		
	x	S	K_k	x	S	K_k	x	S	K_k
Ti	0.2600	0,2200	0,4300	0,1100	—	0,1800	0,3300	—	0,5500
Ni	0,0006	0,0010	0,2660	0,0003	—	0,0020	0,0037	—	0,0390
Co	—	—	—	—	—	—	0,0250	—	0,7300
V	0,0188	0,0150	0,9800	0,0007	—	0,0360	—	—	—
Cr	0,0018	0,0020	0,1500	0,0009	—	0,0750	0,0009	—	0,0700
Zr	0·0051	0,0050	0,3900	0,0038	—	0,2900	0,0090	—	0,6900
Cu	0,0044	0,0060	0,6900	0,0026	—	0,8000	0,0096	—	1,4700
Pb	0,0002	0·0040	0,2200	0,0003	—	0,7500	0,0002	—	0,2300
Zn	0,0020	0,0020	0,2300	—	—	—	0,0391	—	4,4900
Ga	0,0010	0,0007	0,5800	0,0001	—	0,0730	0,0015	—	0,8800
Y	0,0015	0,0013	0,5700	0,0019	—	0,3600	—	—	—
Yb	0,0001	0,0001	0,3800	—	—	—	—	—	—
La	0,0033	0,0030	1,3200	—	—	—	—	—	—
Sr	0,0450	0,0790	1,1800	0,1100	—	2,8900	0,0145	—	0,3800
Ba	0,0004	0,0020	0,0080	0,0060	—	0,1300	0,0021	—	0,0500
Li	0,0010	0,0005	0,5000	0,0250	—	12,5000	0,0002	—	0,0800
Be	0,0001	0,0006	1,2500	—	—	—	9,0016	—	10,6600
Rb	0,0001	0,0002	0,0100	—	—	—	—	—	—

Температурные условия формирования комплекса метасоматитов характеризуют изменения температурного поля по латерали: определяются для амфибол-плагиоклазовых метасоматитов по диаграмме фазового соответствия Mg и Ca в парагенных минералах в 850—700°C, в гранатах последней генерации известковых скарнов, по данным декрипитации и гомогенизации газово-жидких включений, в 600—580°C [1], в везувиановых кальцифирах—560—250°C.

Основываясь на имеющихся фактических данных, автор считает, что к вопросу об образовании известковых скарнов в магматическую стадию нельзя подходить однозначно. На сегодняшний день образование известковых скарнов в магматическую стадию в пределах Зангезурского рудного района четко устанавливается следующими признаками: 1) наличием неизмененных метасоматическим околоскарновым изменением апофиз и прожилковых инъекций магматических пород в известковых скарнах; 2) промежуточным положением известковых скарнов в метасоматической колонке базификатов магматической стадии; 3) отсутствием околоскарновых изменений в апоэффузивных амфибол-плагиоклазовых метасоматитах, сопряженных со скарнами; 4) характерным обликом и химическим составом клинопироксена известковых скарнов; 5) повышенным содержанием петрогенных элементов-примесей в скарновых минералах.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 10.IX.1990

Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՋԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՈՐՈՇ ԿՐԱՅԻՆ ՍԿԱՐՆԵՐԻ ԲՆՈՐՈՇ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում շարադրված են Ջանգեզուրի հանքային շրջանի ինտրուզիվ մարմինների կոնտակտային գոտիների սկառների ուսումնասիրության արդյունքները։

Երկրաբանական, ինչպես նաև միներալային կազմի տվյալների հիման վրա հայտնի ետմագմատիկ կրային սկառներից բացի առանձնացվում են մագմատիկ փուլի սկառներ։ Դրանց համար բնորոշ է զուգորդություն ամֆիբոլ-պլագիոկլազային մետասոմատիտների և վեզուվիանային կալցիֆիրների հետ։

Մետասոմատիկ սյունակն ունի ներքոհիշյալ տեսքը՝ 0. գրանիտոիդ (գրանոդիորիտ, տոնալիտ, գրանիտ, սիենիտ), 1. ամֆիբոլ-պլագիոկլազային մետասոմատիտ (մետահոռնբլենդիտ, մետագաբրո, մետադիորիտ), 2. կրային սկառն (նռնաքարային սկառներ, պիրոքսենային և վոլաստոնիտային սկառների մնացուկներով), 3. վեզուվիանային կալցիֆիր, 4. կրաքար։

Մագմատիկ փուլի սկառները բնորոշվում են կանաչյա սև գույնի պիրոքսենի առկայությամբ, Ջերմակի մոլեկուլի բարձր պարունակությամբ։ Բացի այդ սկառների պիրոքսենների, նռնաքարերի և վոլաստոնիտների համար հատուկ են խառնուրդ-տարրերի (Li, Sr, Be, La) բարձր պարունակություններ։

Mg և Ca ֆազային համակշռության դիագրամների անալիզը, ինչպես նաև գազ և հեղուկ ներփակումների հոմոգենացման հետազոտությունների տվյալները թույլ են տալիս պատկերացում կազմել սկառների առաջացման ջերմաստիճանային պայմանների մասին։ Ամֆիբոլ-պլագիոկլազային մետասոմատիտները առաջանում են 850—700°C ջերմաստիճանում, կրային սկառները՝ 600—580°C, վեզուվիանային կալցիֆիրները՝ 560—150°C։

Մագմատիկ փուլի սկառների առաջացման խորության պայմանները ըստ Լ. Լ. Պերչուկի դիագրամի բնորոշվում են ճնշման 13—15·10⁸ Պա թվային արժեքով։

M. A. HAROUTYUNIAN

CHARACTERISTIC PROPERTIES OF SOME CALCAREOUS SKARNS OF THE ZANGEZOUR ORE REGION

Abstract

The generalization of the data on calcareous skarns of the Zangezour ore region allowed to distinguish, among them, a group of rocks prominent by their gealogical positions, association with skarn enclosing rocks, mineral compositions and impurity element contens. The distinguished calcareous skarns are constituent parts of metasomatic column of basificates, and are a product of magmatic stage, as basificates are.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Арутюнян М. А., Маданян О. Г.** Температурные условия формирования скарнов Зангезурского рудного района Армянской ССР и связанного с ними оруденения.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, т. 43. № 2, с. 38—50.
2. **Арутюнян М. А.** Особенности скарнообразования участка Абгяз (юго-восточный экзоконтакт Мегринского плутона).—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1992, т. 45, № 2, с. 21—29.
3. **Гуюмджян О. П.** Геологическое строение, магматизм и метасоматические образования Западного Баргушата. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван: Ерев. Гос. ун-т, 1970. 45 с.
4. **Жариков В. А.** Скарновые месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра. 1968, с. 220—302.
5. **Жариков В. А., Аксюк А. М., Зарайский Г. П.** Физико-химические условия скарнообразования.—Труды VI Симпозиума МАГРМ. Тбилиси. Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986, т. 2, с. 560—583.
6. **Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П.** Основные черты, интрузивного магматизма Зангезурского района Армянской ССР.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, т. 27. № 1, с. 54—65.
7. **Карамян К. А., Аревшатян Т. А., Таян Р. Н., Авакян А. А., Арутюнян М. А., Саркисян С. П., Маданян О. Г.** Постмагматические образования Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 198 с.
8. **Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1955. с. 156—208.
9. **Перчук Л. Л.** Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970, 390 с.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 53—59

М. Р. САРОЯН, Р. Н. ТАЯН

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИЧКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ*)

В статье предпринята попытка интерпретации полученных впервые для рудных месторождений Зангезура результатов тектоно-физического моделирования с использованием данных детальных геолого-структурных исследований Личкского медно-порфирового месторождения.

Личкское месторождение на юге Цахкунк-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Армении связано с завершающим этапом орогенного гранитоидного магматизма области и относится к широко проявленной в регионе медно-молибденовой формации руд, к крайним ее членам с резким преобладанием медной минерализации.

Рудное поле, площадью 56 $км^2$, ограничено с севера водоразделом Мегринского хребта, где оно граничит с Каджаранским рудным полем.

Структурная позиция Личкского месторождения определяется его приуроченностью к крупной близмеридионально ориентированной рудоконтролирующей разрывной структуре—зоне Дебаклинского разлома, представленного на этом интервале двумя—Западной и Восточной ветвями. К этому региональному разрыву приурочены все крупные медно-молибденовые и золото-сульфидные месторождения Зангезурского рудного района. Контролирует он также интрузивный магматизм на поздних этапах орогенного развития области. Становление зоны в целом и ее крупного тектонического шва—Дебаклинского разлома, наиболее определенно прослеживается с нижнего миоцена [7], со времени становления многофазового интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов, через постмагматический и гидротермальный этапы формирования здесь крупных промышленных месторождений.

Помимо зоны Дебаклинского разлома в пределах рудного поля широкое развитие получили разрывные нарушения, представленные обособленными зонами, сопровождающимися гидротермальными изменениями. Такие зоны ориентированы в близмеридиональном, широтном и северо-восточном направлениях. Отдельные разрывы в них проявлены кулисообразно и создают участки интенсивных гидротермальных изменений со слабой сульфидной минерализацией.

Краткая геологическая характеристика Личкского месторождения

Интрузивные образования, слагающие Личкское месторождение, представлены отличающимися по возрасту и составу разновидностями пород, представляющими отдельные фазы интрузивных комплексов Мегринского плутона.

Западные и северо-западные фланги месторождения сложены крупнозеркристыми порфировидными гранодиоритами третьей фазы интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов нижнего миоцена. Основные рудовмещающие породы месторождения—гранодиорит-порфиры представлены штоковидным телом, прорывающим вышеотмеченные интрузивные образования. Контактовая полоса гранодиорит-порфиров с порфировидными гранодиоритами на юго-западе месторождения приурочена к Западному шву Дебаклинского разлома с образованием на этом интервале мощной полосы раздробленных и гид-

*) Работа выполнена в рамках темы 92—228, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ротермально измененных пород. На северо-западном фланге контакты между отмеченными разновидностями интрузивные.

Известные на месторождении зоны «вторичных кварцитов», при более детальном рассмотрении обнаружили различную степень метасоматической предрудной обработки. Они обычно образуют жилообразные тела, выполняя часто наряду с относительно более низкотемпературными гидротермальными изменениями полости разрывных нарушений.

Среди даек по составу выделяются дайки аплит-пегматитового ряда, диорит-порфириты и лампрофиры (керсантиты). Наиболее ранними жильными образованиями в пределах месторождения являются аплитовидные граниты, отмеченные лишь в эндоконтактовой зоне порфировидных гранодиоритов.

Диорит-порфириты образуют дайкообразные тела северо-восточного и близмеридионального простирания мощностью до 5—6 *м*, с углами падения 55—65° на СЗ. В отличие от них лампрофиры представлены небольшими дайковыми телами мощностью от 0,2—до 2,0 *м*, преимущественно северо-восточного простирания с падением на СЗ 30—40°.

Возрастные взаимоотношения дайковых пород с оруденением устанавливаются довольно отчетливо на основе пересечения кварц-халькопиритовыми прожилками лампрофировой дайки, а также интенсивным гидротермальным изменением диорит-порфиритов, содержащих густую рудную вкрапленность, сопровождающуюся хлоритизацией и окварцеванием.

В структурном плане представляет интерес морфология керсантитов, для которых характерны резкие изменения контактовой линии при сравнительной прямолинейности отдельных отрезков, наличие апофиз и ответвлений.

Резкие скачкообразные изменения в мощностях и простираниях даек обусловлены раскрытием додайковых разрывов. Обычно эти плоскости отличаются прямолинейностью, характерной сколовым системам трещин.

Структурные особенности Личкского месторождения

Структура месторождения изучалась посредством детальной документации горных выработок, а также геологической съемкой поверхности М 1:2000.

Структурные особенности Личкского месторождения, в том числе и ориентированность в пространстве макротрещиноватости, локализующей оруденение, обусловлены развитием во времени крупных, ограничивающих рассматриваемую площадь, разрывных нарушений. Из них, в первую очередь, выделяются Западный и Восточный швы Дебаклинского разлома, простиранием 310—340°. Плоскости швов имеют встречные падения под углами 65° и 80—85° соответственно. Другой крупной разрывной структурой, ограничивающей блок рудовмещающих порфиров с севера, является Личкский разлом падением 160—170° и углом 60—65°. История развития этих разломов прослеживается на основе геологических наблюдений и позволяет заключить, что разрывы проявились унаследованно, испытывая при этом периодически как сжатие, так и растяжение.

Характерные для этого месторождения особенности проявления тектонической трещиноватости, в том числе и локализующей оруденение, сведены на диаграмме (рис. 1 *а, б*), где суммированы все имеющиеся данные по месторождению. Здесь также выделены нормали к крупным, ограничивающим рудоносный блок, разрывным нарушениям.

Как видно из даграммы (рис. 1 *а*), наибольшие концентрации нормалей к плоскостям разрывов суммируются в ее юго-восточной части. Максимальная концентрация соответствует северо-восточным трещинам с падением на юго-восток и они превалируют над системами того же простирания с падением на северо-запад. В целом отмеченные системы разрывных нарушений рудоносны (рис. 1 *б*), в них локализованы кварц-халькопиритовые, кварц-борнитовые прожилки, часто образующие достаточно мощные зоны прожилкования, где они отличаются извилистостью очертаний, перегибами и небольшими раздувами. Анализ этой трещиноватности с использованием известных гра-

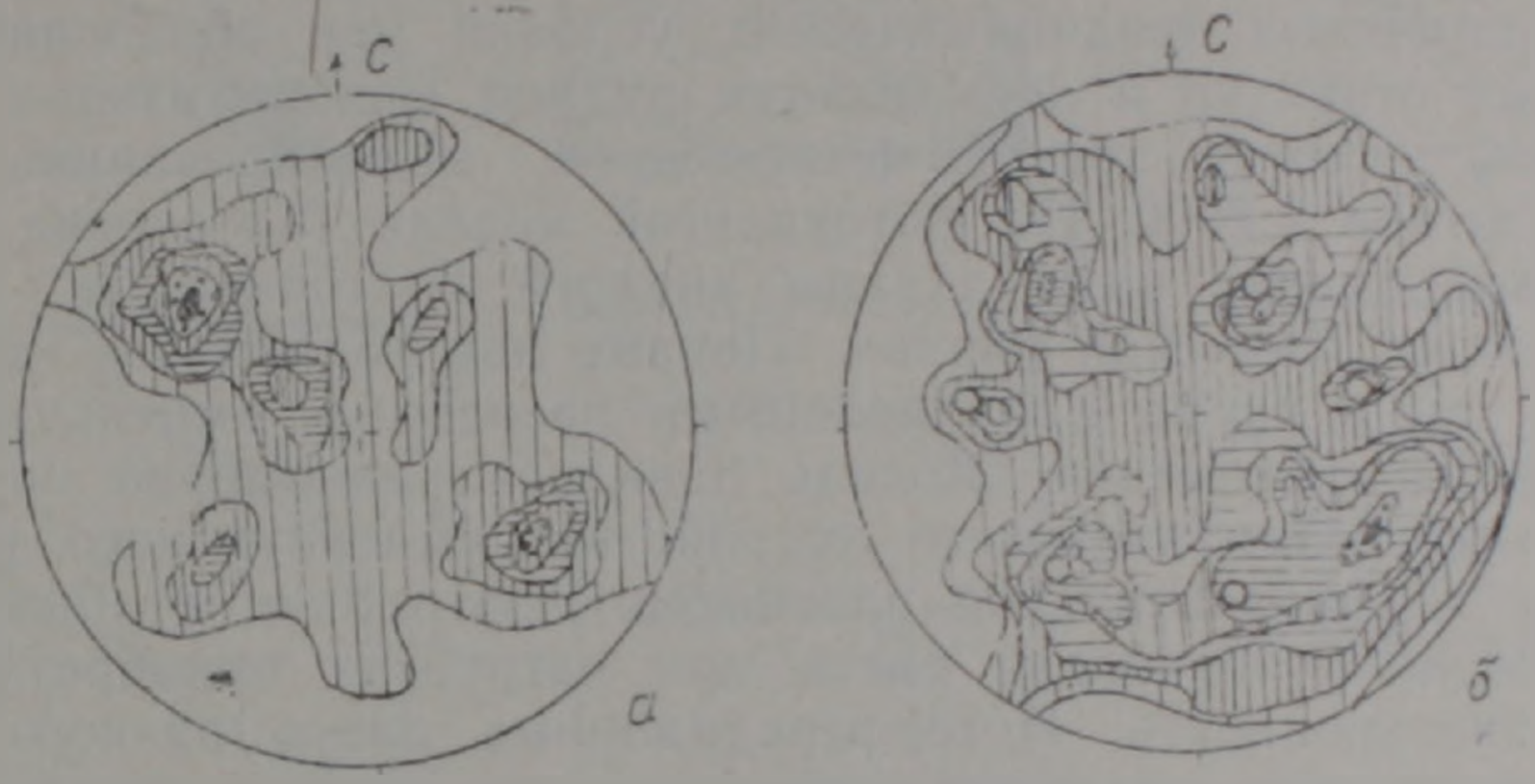


Рис. 1 Сводная диаграмма пространственного положения трещиноватости Личкского месторождения. *а*—рудоносных прожилков: 1—2—4—6—8—10 и > %, 145 замеров; *б*—тектонической трещиноватости: 1—2—3—4—5—6—7—8—9 > %, 600 замеров.

фических методик [1, 3, 4] дает основание утверждать, что блок в период, непосредственно предшествующий оруденению, испытал северо-восточное сжатие.

Равные концентрации изолиний на сводной даиграмме наблюдаются в ее юго- западном и северо-восточном сегментах. Они отражают пространственное положение интенсивно проявленной на месторождении северо-западнюй трещиноватости. Максимумы разрывных нарушений, имеющих северо-восточные падения, образуют зоны концентрации нормалей падением 40—45°, отражая положение, в основном, систем трещин, оперяющих крупные ограничивающие месторождение разрывы.

Меридиональные системы трещин на рассматриваемой сводной диаграмме отражены концентрациями нормалей более 4% и соответствуют системам разрывов с падением как на запад, так и на восток под средними углами 50—60°.

Широтно и близширотно ориентированные разрывные нарушения, суммированные по всему месторождению, имеют преимущественно южные падения и значительный разброс нормалей до 30—40° по падению.

Как видно из сводной диаграммы пространственного положения рудоносных прожилков (рис. 1 *б*), рудолокализующая роль, в основном, принадлежит структурным элементам северо-восточного простирания, испытавшим наибольшее растяжение в момент рудоотложения. Падение их как на юго-восток, так и на северо-запад со значительным разбросом углов. Подчиненное значение для рудолокализации имеют

северо-западные, а также меридионально ориентированные разрывные нарушения, крайне редко несущие рудную минерализацию.

Наличие слабо поясового расположения макротрещиноватости свидетельствует и об определенной роли контракционных трещин. Последующие тектонические процессы привели к их регенерации и развитию разрывов, сопряженных с системами срывов более высокого порядка.

Геодинамические условия формирования месторождения по результатам тектоно-физического моделирования

Цель модельных экспериментов заключалась в выявлении наиболее благоприятных геодинамических условий при образовании рудовмещающих структур и локализации рудной минерализации. Геолого-структурной основой тектоно-физического моделирования служила карта масштаба 1:2000. На фотоупругой модели (на основе глицерин-желатиновой смеси) были заданы аналоги Восточного и Западного швов, а также Личкский разлом. Первые два задавались как единым разрезом, так и двумя параллельными разрезами, имитирующими зону разрывных нарушений. Модель давилась равномерно при помощи специального надавливающего устройства, имитирующего региональный стресс в горизонтальной плоскости. Изотропная в обычных условиях глицерин-желатиновая смесь при нагрузках приобретает оптическую анизотропность. Интерференционные цвета разного порядка, появляющиеся при имитации регионального стресса, показывают относительную величину возникающих внутренних напряжений. Исходя из близких значений физико-механических свойств слагающих месторождение магматических пород, модели делались однородными. Тектонические разрывы задавались узкими прорезями с сомкнутыми берегами, которые уже при весьма малых смыкающих усилиях имитируют механику тектонических разрывов.

Была проведена серия модельных экспериментов, воссоздающая относительные внутренние напряжения при различных направлениях регионального стресса, а именно в субширотном, близмеридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях. Для каждого из отмеченных вариантов была получена интерференционная картина, позволяющая судить о распределении относительных внутренних напряжений в пределах штока гранодиорит-порфиров. При интерпретации результатов моделирования исходили из известных представлений о том, что нарушения сплошности возникают в областях концентрации напряжений, а оптимальные условия для рудолокализации создаются в тектонически относительно разгруженных областях [5, 6]. Полученные при экспериментах интерференционные картины отрисовывались. Условным знакам (рис. 2) соответствует определенная интерференционная окраска, которая с увеличением напряженного состояния меняется на модели от серого и бледножелтого 1-го порядка до красного II-го порядка и выше (ЖI-КI-32-Ж2-К2).

Как видно из рис. *2а* и *2б*, имитация регионального стресса в широтном и меридиональном направлениях приводит к резко отличающимся друг от друга результатам. При меридиональном стрессе, внутри штока появляются относительные внутренние напряжения, полностью отсутствующие при широтном стрессе. Максимальные напряжения возникают в точках пересечения швов Дебаклинского и Личкского разломов.

Для сохранения максимальной идентичности с природным объектом, в последующем на изучаемых моделях Восточный и Западный

швы Дебаклинского разлома задавались двумя разрезами, имитирующими зону разрывов. Модель надавливалась в меридиональном, широтном и северо-восточном направлениях (рис. 2*в, г, д*). При меридиональном и широтном сжатии исследуемый блок остается практиче-

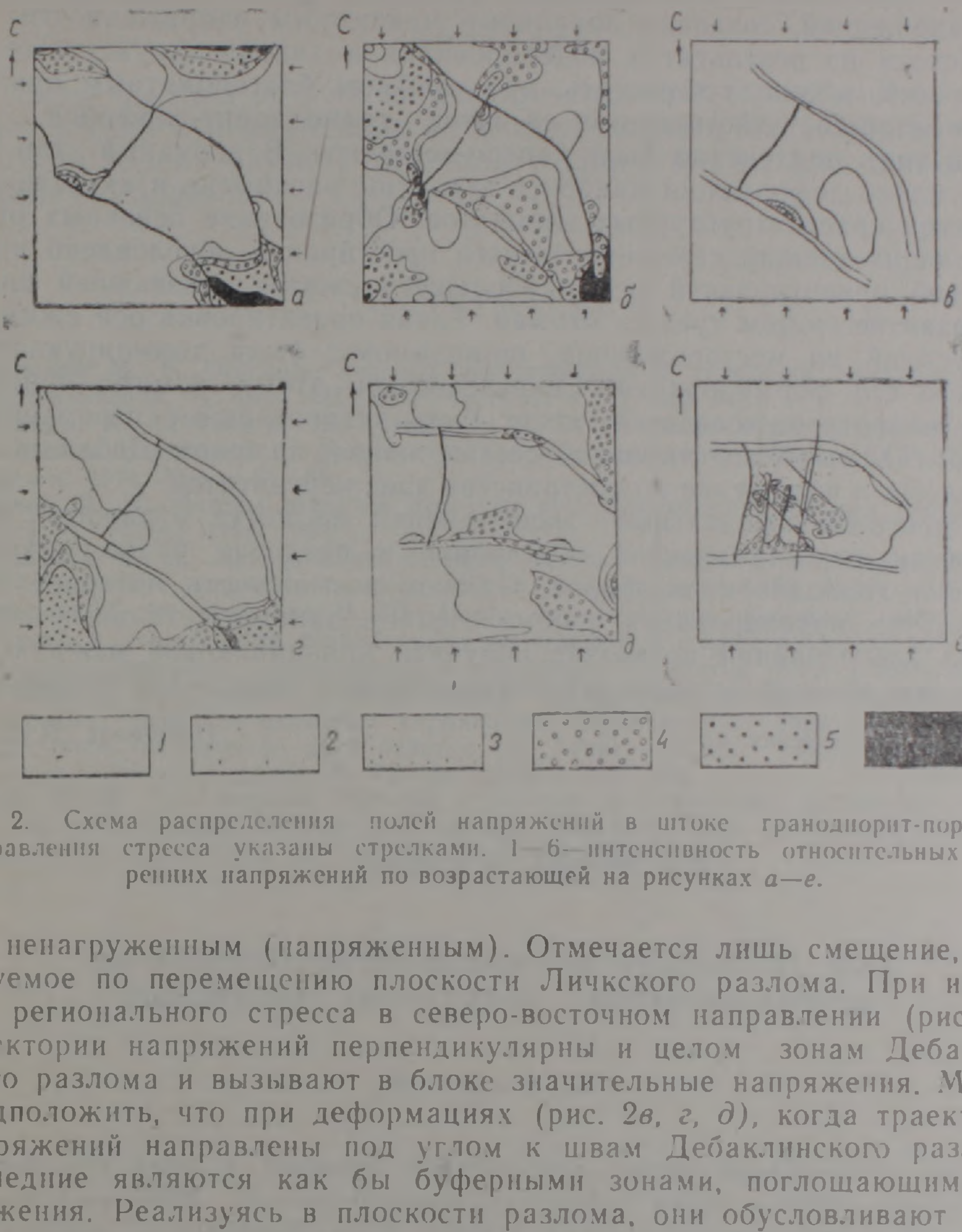


Рис. 2. Схема распределения полей напряжений в штоке гранодиорит-порфиров. Направления стресса указаны стрелками. 1—6—интенсивность относительных внутренних напряжений по возрастающей на рисунках *а—е*.

ски ненагруженным (напряженным). Отмечается лишь смещение, фиксируемое по перемещению плоскости Личкского разлома. При имитации регионального стресса в северо-восточном направлении (рис. 2*д*) траектории напряжений перпендикулярны к целом зонам Дебаклинского разлома и вызывают в блоке значительные напряжения. Можно предположить, что при деформациях (рис. 2*в, г, д*), когда траектории напряжений направлены под углом к швам Дебаклинского разлома, последние являются как бы буферными зонами, поглощающими напряжения. Реализуясь в плоскости разлома, они обусловливают сдвиговые перемещения ограниченных ими блоков пород. При близнормальной же ориентировке траекторий напряжений весь анализируемый блок испытывает относительно равномерное внутреннее напряжение.

Наконец (рис. 2*е*) был рассмотрен вариант модели с заранее заданными северо-восточными и близмеридиональными разрывами. Такие разрывные нарушения, согласно геологическим данным, существовали в штоке до начала рудоотложения и представляли собой фрагменты протяженных структурных элементов рудного поля. При том же северо-восточном стрессе картина по сравнению с предыдущей значительно меняется: нарушается более или менее равномерное распределение относительных внутренних напряжений. В отдельных блоках, ограниченных вышеотмеченными структурами, проявляются более

высокие напряжения. Такая же картина наблюдается в местах пересечения разломов, а также на их окончаниях, сливаясь в единое поле с более высоким показателем относительных внутренних напряжений, чем весь блок в целом. В рассмотренном случае заданные на моделях аналоги природных долгоживущих разломов играют роль проводников напряжений, создавая локальные максимумы напряженности.

Исходя из результатов моделирования и данных структурных исследований, можно утверждать, что наиболее благоприятным направлением стресса, действующим на шток гранодиорит-порфиров, при локализации оруденения было северо-восточное. В дорудный этап при таком плане деформаций наиболее вероятны раскрытие и активизация уже имеющихся структурных элементов. Образование основных рудовмещающих трещин северо-восточного простирания обусловлено именно такой ориентировкой оси наибольшего сжатия, вызвавшей широкое развитие систем трещин отрыва. Такая ориентировка оси сжимающих усилий на месторождении, по-видимому, была доминирующей в процессе его формирования. Свидетельством этому, помимо ориентировки макротрещиноватости, могут быть установленные перемещения с преобладающей вертикальной составляющей по швам Дебаклинского разлома и положение в пространстве даек керсантитов.

Естественно, модельные эксперименты не могут отражать всей сложности геодинамической обстановки в пределах рудовмещающего блока гранодиорит-порфиров. Однако, возможность интерпретации результатов моделирования с привлечением данных детальных структурных исследований позволяет получить принципиально важную информацию об особенностях структуры рудного поля и месторождения.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 24.IX.1993

Մ. Ռ. ՍԱՐՈՅԱՆ, Ռ. Ն. ՏԱՅԱՆ

ԼԻՃՔ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Լիճք հանքավայրի դիրքը որոշակիորեն կապված է մերձ-միջօրեական ուղղություն ունեցող խոշոր հանքորոշիչ ստրուկտուրայի՝ Դեբաքլուխ խզման հետ, որն այստեղ արտահայտված է երկու ճյուղավորությամբ՝ արևելյան և արևմտյան։

Բացի վերոհիշյալից հանքային դաշտի սահմաններում և հանքավայրում լայն տարածում ունեն մերձ-միջօրեական, լայնակի և հյուսիս-արևելյան ուղղվածության խզումներ։

Բերված դիագրամներից (1ա, բ) երևում է, որ հյուսիս-արևելյան համակարգի հանքատար խզումներն ավելի ցայտուն են արտահայտված։

Մոդելային փորձարկման նպատակը հանգում է նրան, որ բացահայտի հանքավայրի երկրադինամիկ ձևավորման բարենպաստ պայմանները։

Մոդելավորման տվյալների և արդյունքների մանրազնին ուսումնասիրման հետևանքով կարելի է եզրակացնել, որ ամենաբարենպաստ հանքակուտակման ուղղություններ հանդիսանում են հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող սեղման գոտու ճեղքերը։

M. R. SAROIAN, R. N. TAIAN

GEOLOGIC-STRUCTURAL AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF THE FORMATION OF LITCHK ORE DEROSIT

Abstract

Using the data on detailed geologic-structural research of the Litchk copper porphyry mineralization an attempt has been made to interpret the results of tectonic-physical modelling obtained for the firts time for ore deposits of Zangezour.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гзовский М. В.** Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М: Изд. АН СССР, часть III и IV, 1963. 541 с.
2. **Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П.** Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1974, № 1, с. 54—65.
3. **Лукин Л. И.** Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М: Наука. 1986, 228 с.
4. **Николаев П. Н.** Методика статического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений.—Изв. ВУЗ-ов, Геол. и разв., 1977, № 12, с. 103—115.
5. **Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.** Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений.—В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. с. 163—184.
6. **Осокина Д. Н., Гущенко О. И., Лыков В. И., Цветкова Н. Ю.** Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Ср. Азии).— В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—203.
7. **Таян Р. Н.** Геологическое строение и история формирования миоценового интрузивного комплекса Мегринского плутона.—Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1958. 13 с.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 60—66

Г. С. АВАКЯН

ПРИРОДНО-СИНТЕЗИРОВАННЫЕ ЦЕОЛИТЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ БЕНТОНИТАХ НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЕНИИ

В статье обсуждаются вопросы формирования природно-синтезированных цеолитов-клиноптилолита и морденита в процессе образования гидротермально-диагенетических бентонитов Ноемберянского месторождения. На основании пересчета привноса-выноса породообразующих компонентов кислых пирокластолитов в ходе их бентонитизаций доказывается, что вынесенное из материнских пород количество породообразующих компонентов и их взаимоотношения вполне благоприятствуют образованию клиноптилолита и морденита.

Ранее было показано, что на Ноемберянском месторождении промышленные цеолиты—клиноптилолит и морденит—образовались в раннедиагенетических условиях за счет вулканического стекла тонкой пирокластики позднемелового возраста. В том же морском бассейне бентониты образовались за счет тех же пород, но в условиях поступления поствулканических гидротермальных растворов в морской бассейн, т. е. под совместным воздействием на породы как морской воды, так и гидротермальных растворов. Этот процесс, в ходе которого растворы медленно, но относительно свободно циркулировали в высокопористых пирокластических породах, нами был отнесен к гидротермально-диагенетическим.

Пепловые, пеплово-пемзовые, пемзовые и другие туфы Ноемберянского месторождения, залегающие в виде пластообразных тел, повсеместно чередуются с органогенно-детритовыми мергелистыми и доломитовыми известняками, туфоизвестняками (туффитами), кремнистыми, марганцевистыми и железистыми известняками и др.

В основании цеолитоносной толщи залегают шаровые андезито-базальтовые лавы подводного излияния вулкана Кяси-Кар позднеконьякского возраста.

Подводные излияния лав наряду с субаэральными выбросами пирокластического материала при наличии в осадочных, чередующихся с пирокластолитами, породах остатков органики (фораминифер, гастропод, пелеципод и др.) говорят о том, что осадконакопление Ноемберянского месторождения происходило в мелководной части обширного сеноиского морского бассейна. Воздействие тепла самого вулкана—экструзивного тела риолитов, а также горячих обломков пирокластолитов объемом в несколько десятков кубических километров только в мелководье, вблизи вулкана, должно было повысить температуру морской воды. Об этом еще в 1969 году совершенно справедливо отмечал также и Г. С. Дзоценидзе [3]: «Морская вода вокруг вулкана должна заметно нагреваться, во всяком случае в определенных радиусах». По примеру регионов современного вулканизма островодужного характера сугубо ориентировочно можно принимать, что морская вода вокруг вулкана Кяси-Кар могла бы нагреваться до $t \approx 30 \pm 10^{\circ}C$. Отсюда можно полагать, что диагенетическое преобразование стекловатой массы тонкой пирокластики в цеолитовые минералы должно было протекать в этих условиях намного быстрее, чем при обычном морском диагенезе. Раннедиагенетическое происхождение цеолитов Ноемберянского месторождения подтверждается рядом фактов. Отметим следующие из них:

—чередование пластов, пропластков и прослоек цеолитов, цеолито

бентонитов и бентонитов с взаимными постепенными переходами по мощности и в латеральном направлении;

—окремнение перекрывающих бентониты пластов известняков и туфоизвестняков, где кремнистый материал и карбонат кальция образовались без значительного разрыва во времени (одновременно), при этом интенсивное окремнение в основании пачек известковых пород постепенно ослабевает и сводится на нет к кровле. Мощность кремнистых пород и интенсивность окремнения прямо пропорциональны мощности пластов бентонитов, подстилающих известняки;

—в цеолитизированных туфах—пепловых, пемзовых, пепловопемзовых и других, на разных стратиграфических уровнях Ноемберянского месторождения цеолитовые минералы, заполняющие поры и пустоты, т. е. синтезированные из сильно минерализованных—пересыщенных поровых растворов, характерных для стадий позднего диагенеза и катагенеза, не обнаружены;

—расчеты показывают вынос некоторой части основных породообразующих компонентов из родоначальных пород в процессе их бентонитизации, привнос окиси магния, что не характерно для позднего диагенеза и раннего катагенеза в закрытой или почти закрытой системе;

—образование бентонитовых глин не только за счет свежих пирокластолитов,но и за счет цеолититов, большинство из которых (пласты цеолититов участка Нор·Кохб) не могли пройти стадию позднего диагенеза и тем более катагенеза из-за небольшой глубины погружения осадков;

—отсутствие синтезированных аутигенных глинистых минералов в поровых пространствах всех типов осадочных и осадочно-вулканогенных пород, что, по Г. В. Карповой [4], означает отсутствие начального катагенеза;

—цеолитизация одинаковой степени интенсивности пирокластолитов всех горизонтов—и тех, которые впоследствии прошли процесс позднего диагенеза (участка Южный), и тех, которые вследствие орогенных тектонических подвижек были подняты на поверхность земли и не прошли стадию позднего диагенеза (участка Нор-Кохб);

—в вулканических породах разреза, начиная от низов раннего сантона до раннего кампана, плагиоклазы в пирокластолитах сохранились почти свежими;

—в цеолититах повсеместно обнаруживаются мелкие, разбросанные по всей массе породы чешуйки слабо хлоритизированного и гидратированного биотита, содержание которого постепенно уменьшается при переходе от цеолититов к бентонитам, а в бентонитах почти исчезает; это говорит о том, что цеолитизация вулканического стекла проходила именно в начальных периодах стадии раннего диагенеза, ибо «характерной чертой биотита является его крайне низкая устойчивость, и в стадии диагенеза-катагенеза он легко перерождается в монтмориллонит через промежуточные минералы—хлорит и вермикулит» [5];

—известняки всего раннесантон-раннекампанского разреза представлены исключительно пелитоморфными, микрозернистыми органогенно-детритовыми разностями, что свидетельствует о том, что они не были подвергнуты катагенетическому изменению [6, с. 15 и 29].

В конечном счете трудно объяснить образование различных конечных продуктов—цеолитов и бентонитов одновременно на стадии позднего диагенеза—раннего катагенеза в промышленных масштабах, из одних и тех же пород при одних и тех же P, t и pH условиях

в тесном контакте друг с другом, т. е. на одном и том же уровне—в пределах одного горизонта, пластов и т. д.

Наряду с тем, что синтезированные цеолиты не были обнаружены в цеолититах, фельзитовых туфах, туфоизвестняках (туффитах) и др., но были обнаружены в интерстициях гидротермально-диагенетических бентонитов, природа их образования подтверждается следующими фактами: направленностью друг против друга в поровом пространстве кристаллов цеолитов—клиноптилолита и морденита наподобие сталактитов и сталагмитов; кристаллы синтезированных цеолитов имеют форму свободного роста на бентонитовой (монтмориллонитовой) матрице; все кристаллы синтезированных цеолитов совершенно свежие, тогда как диагенетические в бентонитах сильно монтмориллонитизированы; размеры кристаллов синтезированных цеолитов строго контролируются размерами межзернового пространства, тогда как размеры диагенетических цеолитов контролируются размерами обломков вулканического стекла.

Относительно глубины сенонского моря района Ноемберянского месторождения М. А. Сатиан и Ж. О. Степанян [7] отмечают: «Северная часть рассматриваемой подзоны (сс. Кущи-Айрум, Достлу) являлась, вероятно, отмелью». Наряду с этим, учитывая тот факт, что цеолитизированные и бентонитизированные туфы были отложены вблизи островного вулкана Кяси-Кар и чередуются они с пластами и пропластками органогенно-детритовых известняков, а также то, что в основании раннего сантона залегают терригенные крупнозернистые туфопесчаники и песчаники (Южный участок), максимальная глубина морской «отмели» нами сугубо ориентировочно принимается равной 100 *м*. В связи с этим температура бентонитизации вулканогенных (пирокластических) пород в гидротермально-диагенетических условиях, в таком мелководном бассейне нами также сугубо визуально определена путем логических построений, так как применение метода термометрических замеров совершенно исключается из-за микроскопических размеров кристаллов монтмориллонитов и цеолитов (максимальный размер кристаллов природно-синтезированных цеолитов измеряется 5—6 микронами). Так, температура кипения воды при давлении в 1 *атм.* равна 100°С, а при давлении в 10 *атм.*, что соответствует глубине Ноемберянского морского бассейна, —179°С. Отсюда вытекает, что поствулканические гидротермы насколько бы они не были перегретыми при их поднятии с глубин земли, на горизонте бентонитизации вулканогенных пород, на дне морского бассейна глубиною не более 100 *м* не могли быть горячее 190°С (с учетом поправки в сторону завышения для гидротерм).

Поствулканические гидротермальные растворы, из-за редуцированности давления на верхних слоях высокопористых пирокластолитов, включаются в динамику морского бассейна и медленно растекаются вдоль латерали осадочно-вулканогенных пород, смешиваются с морскими межпоровыми водами, и вследствие этого повышается температура воздействующих на породы растворов. Средняя температура гидротермально-диагенетических растворов не превышала 110°С, принимая максимальную температуру поствулканических гидротерм равной 190°С, а максимальную температуру морских межпоровых вод—30°С.

Под воздействием термальных растворов бентонитизации были подвергнуты не только свежевыпавшие, не прошедшие процесс раннего диагенеза пирокластолиты, но и раннедиагенетические цеолититы, не захороненные еще под более молодыми осадками и не подвергнутые уплотнению.

Таблица 1

Изменение содержания компонентов в цеолититах Ноемберянского месторождения в процессе их бентонитизации

Компоненты	Цеолититы с объемным весом 1,97 *т/м³*		Цеолито-бентониты с объемным весом 1,75 *т/м³*		Вынос—привнос+ (*кг*)	Бентониты с объемным весом 1,67 *т/м³*		Вынос—привнос+ (*кг*)
	Содержание в весовых %	Кол-во компонентов в 1 *м³* (в *кг*)	Содерж в весовых %	Кол-во компонентов в 1 *м³* (в *кг*)		Содерж. в весовых %	Кол-во компонтов в 1 *м³* (в *кг*)	
SiO_2	65,38	1287,99	64,09	1121,57	—166,42	63,05	1052, 93	—235, 06
Al_2O_3	12,12	238,76	12,16	212,80	— 25,96	12,50	208, 75	—30, 01
Fe_2O_3	1,48	29,16	1,53	26,77	— 2,39	1,70	28, 39	— 0, 77
FeO	0,53	10,44	0,56	9,80	— 0,64	0,33	5, 51	— 4, 93
TiO_2	0,21	4,14	0,21	3,67	— 0,47	0,19	3, 17	— 0, 97
CaO	3,89	76,63	4,10	71,75	— 4,88	4,06	67, 80	— 8, 83
MgO	1,09	21,47	1,51	26,42	+ 4,95	1,70	28, 39	+ 6, 92
MnO	0,01	0,197	0,01	0,175	—0,022	0,02	0,334	+ 0,137
Na_2O	1,78	35,07	1,78	31,15	— 3,92	1,63	27, 22	— 7, 85
K_2O	1,96	38,61	1,68	29,40	— 9,21	1,58	26, 39	—12, 22
H_2O-	3,57	70,33	4,22	73,85	+ 3,52	5,17	86, 34	+16, 01
H_2O+(ппп)	7,76	152,87	7,99	139,82	— 13,05	7,83	130, 76	—22, 11

Раннедиагенетическая цеолитизация вулканических стекол протекала в закрытых условиях—без заметной циркуляции межпоровых растворов, в относительно высокощелочной среде (pH⩾10), однако без существенного перемещения породообразующих компонентов, чему препятствовали закрытые условия, где наиболее легкорастворимый кремнезем вследствие быстрого пересыщения выпадал в осадок (в поровых пространствах) в виде низкотемпературного кристобалита (d=4,03Å).

При бентонитизации свежевыпавших пирокластолитов и цеолитов в относительно низкощелочной среде (pH ~ 8 ÷ 9), интенсивное перемещение компонентов имело место вследствие открытости системы (при медленной, но и довольно-таки свободной циркуляции бентонитизирующих растворов) и относительно повышенной температуры. (⩽110° С).

На Ноемберянском месторождении нигде не сохранились неизмененные пирокластолиты, которые могли бы послужить основанием для пересчета перемещения компонентов. Допускается, что валовое содержание компонентов в цеолититах соответствует первичному их содержанию в материнских породах вследствие закрытости системы, и для выяснения механизма перемещения компонентов и формирования синтетических цеолитов в основу берутся раннедиагенетические цеолититы.

Из таблицы 1 ясно видно, что в ходе гидротермально-диагенетического изменения цеолититов и преобразования их в бентониты из цеолититов была вынесена часть породообразующих компонентов, за исключением окиси марганца и магния, которые были привнесены в породу гидротермальными растворами из более глубоких горизонтов месторождения. Важно отметить, что при пересчете абсолютных количеств, вынесенных из цеолититов компонентов (*кг*) в относительные количества (%), указанные пропорции компонентов вполне достаточны для синтезирования и клиноптилолита, и морденита (см. табл. 2).

Таблица 2

Пересчет абсолютных количеств компонентов (кг), вынесенных из цеолититов, в относительные (друг к другу) количества (%)

Компоненты	Вынос компонтов при неполном преобразовании цеолитов в бентониты-		Вынос компонентов при полном преобразовании цеолититов в бентониты	
	В абсолютных количествах (*кг*)	В относительных друг к другу количествах (%)	В абсолютных количествах (*кг*)	В относительных друг к другу количествах (%)
SiO_2	166.42	77,80	235·06	78,19
Al_2O_3	25,96	12,14	30,01	9,98
Fe_2O_3	2,39	1,12	0,77	0,26
FaO	0,64	0,30	4,93	1,64
TiO_2	0,47	0,22	0,97	0,32
CoO	4,88	2,28	8,83	2,94
Na_2O	3.92	1,83	7,85	2,61
K_2O	9,21	4,31	12,22	4,06
Сумма	213,89	100,0	300,64	100,0

Молекулярное отношение вынесенного кремнезема к глинозему в случае неполного преобразования цеолититов в бентониты составляет 10,8, а в случае полного преобразования—13,0. Кремнезем, как наиболее легко растворимый компонент, быстро выносится, образуя пересыщенный раствор в поровых пространствах. Часть его выпадает в осадок в виде кремнистого минерала—кристобалита, в связи с чем несколько снижается молекулярное отношение кремнезема к глино-

зему в остаточных растворах, и в первом случае, при неполном пре-
образовании цеолититов в бентониты, синтезируется относительно
низкокремнистый цеолит—клиноптилолит, а во втором—более высо-
кокремнистый цеолит-морденит. В связи с этим совершенно не слу-
чайными являются примеры прорастания морденитовых кристаллов
на клиноптилолитовой матрице в интерстициях бентонитовых глин.

Синтезированные цеолиты в интерстициях бентонитовых глин Ноемберянского месторождения формировались из остаточных, замкнутых в межзерновых пространствах (порах) растворов или при очень медленной их циркуляции в основном в конечную стадию любого этапа бентонитизации пород. Если гидротермально-диагенетическое изменение пород останавливалось на незавершенном этапе, то в преобладающем большинстве случаев, в связи с отношением кремнезема к глинозему в растворах, формировался клиноптилолит, если же процесс бентонитизации углубляется и в связи с этим увеличивалось отношение кремнеза к глинозему, то в преобладающем большинстве случаев формировался морденит. Прорастание кристаллов морденита на клиноптилолитовой матрице наблюдается там, где имели место остановка и после некоторого перерыва возобновление поступления гидротерм с углублением процесса бентонитизации. При непрерывном процессе поступления гидротерм (бентонитизации) в преобладающем большинстве случаев в интерстициях бентонитов синтезировался морденит.

Институт экономики
НАН РА

Поступила 21.IX.1990.

Հ. Ս. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ-ԴԻԱԳԵՆԵՏԻԿ ԲԵՆԹՈՆԻՏՆԵՐԻ ՄԵՋ ՍԻՆԹԵԶՎԱԾ ՑԵՈԼԻՏՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նոյեմբերյանի հանքավայրը հայտնի է արդյունաբերական նշանակություն ունեցող բնական ցեոլիտների մեծ պաշարներով, որոնք ուղեկցվում են նույնպես արդյունաբերական նշանակություն ունեցող բենթոնիտներով և ցեոլիտ-բենթոնիտային տարատեսակներով։

Մեր կողմից [1, 2] հաստատվել է, որ արդյունաբերական ցեոլիտները առաջացել են վաղ դիագենեզի պայմաններում, թթու կազմի հրային տուֆերի հաշվին, իսկ բենթոնիտները՝ հիդրոթերմալ-դիագենետիկ պայմաններում նույն ապարների ինչպես թարմ, դեռևս դիագենեզի չենթարկված, տարատեսակների, այնպես էլ ցեոլիտացման ենթարկված, վաղ դիագենեզի փուլն անցած, տարատեսակների հաշվին։

Հոդվածում բերված են փաստեր այն մասին, որ արդյունաբերական նշանակություն ունեցող ցեոլիտներն առաջացել են միայն և միայն վաղ դիագենեզի շրջանում։ Բերված 11 փաստերից մեկն էլ այն է, որ նշված ցեոլիտների մեջ չկան նրանց սինթեզված տարատեսակները։ Միևնույն ժամանակ, հիդրոթերմալ-դիագենետիկ բենթոնիտների մեջ, մեր կողմից, հայտնաբերվել են սինթեզված ցեոլիտներ, ներկայացված կլինոպտիլոլիտ և մորդենիտ միներալներով, որոնցով ներկայացված են նաև արդյունաբերական ցեոլիտները, սակայն այն տարբերությամբ, որ սինթետիկ ցեոլիտները ունեն միայն միներալագիտական նշանակություն և առաջացման բոլորովին այլ պայմաններ։

Ծավալա-տարրային եղանակով կատարված հաշվարկները ցույց են տալիս, որ մայրապարների բենթոնիտացման ժամանակ նրանցից դուրս են բերվել (լուծույթների մեջ են անցել) ապար կազմող տարրերի այնպիսի քանակություն և փոխադարձ այնպիսի հարաբերությամբ, որ դրանք բավարար են մայրապարների ծակոտիներում ցեոլիտային կլինոպտիլոլիտ և մրոդենիա միներալներ սինթեզվելու համար։

Սինթետիկ ցեոլիտների գոյացումը բենթոնիտացնող լուծույթներից կատարվել է բենթոնիտացման վերջին՝ հիդրոթերմալ լուծույթների ներհոսքի մարման փուլում, լուծույթների շրջանառության հարաբերական դադարի (կամ խիստ դանդաղեցման) ժամանակ։ Բենթոնիտների մեջ սինթետիկ ցեոլիտների բյուրեղները իրենց հիմքերով հենված են բենթոնիտային «բարձիկի» վրա և աչքի են բնկնում իրենց բացարձակ թարմությամբ, այնինչ վաղ դիագենեզի ցեոլիտների բյուրեղները, առանց բացառության, փոփոխված են բենթոնիտացնող լուծույթների ազդեցության ներքո։

G. S. AVAKIAN

NATURALLY SYNTHESIZED ZEOLITES IN HYDROTHERMAL-DIAGENETIC BENTONITES OF THE NOYEMBERIAN DEPOSIT IN ARMENIA

Abstract

The paper discusses the issues of formation of naturally synthesized zeolites-clinoptilolite and mordenite—in the process of hydrothermal-diagenetic bentonite formation in the Noyemberian deposit. Basing on the recalculation of bringing in and removal of acid pyroclastolite rock-forming components during their bentonitization. it is proved that quantity of rock-forming components removed from parent rocks and their interrelations are quite favourable for clinoptiolite and mordenite formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авакян Г. С.** Об условиях образования цеолитовых пород Ноемберянского месторождения — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, №4, с. 62—67.
2. **Авакян Г. С.** О генезисе бентонитовых глин Ноемберянского месторождения.—Изв АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 4, с. 82—87.
3. **Дзоценидзе Г. С.** Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Изд. Недра, 1969. 164 с.
4. **Карпова Г. В.** Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Изд. Недра, 1972, 173 с.
5. **Коссовская А. Г.** Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Изд. Наука. 1966, с. 163—180.
6. **Логвиненко Н. В.** Постдиагенетические изменения осадочных пород Л.: Изд. Наука, 1968, 92 с.
7. **Сатиан М. А., Степанян Ж. О.** Известняковая формация позднего сенона Сомхето-Карабахской зоны.— В кн.: Карбонатные породы Армении. Ереван: Изд. НАН Армении, 1993, с. 93—95.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1955, XLVIII, №2—3, 67—74

Г. В. ШАГИНЯН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА БАССЕЙНА Р. МАЗМАЗАК

В результате комплексного применения геохимических методов поисков (гидрогеохимия, литохимия, фитогеохимия, метод сорбционно-солевых ореолов, минералого-геохимический метод) дается геохимическая характеристика зоны гипергенеза бассейна р. Мазмазак. На металлогенической основе района выделяются элементы-показатели оруденения по применяемым методам.

Бассейн р. Мазмазак отличается многообразием и сложностью геолого-геохимических и рельефно-морфологических условий. В пределах среднего течения реки расположено Мазмазакское месторождение, признанное некондиционным в результате поисково-разведочных работ, проведенных в 50-х годах.

В геологическом строении участка месторождения принимают участие андезиты олигоценового возраста, прорываемые небольшими штоками гранитов. Наблюдаемые разломы и нарушения имеют СЗ и ЮЗ простирание. По ним внедрено штокверковое оруденение реальгара. Штокверк прослеживается на расстоянии 80 *м* по простиранию при мощности 1—2*м*. Прожилки отличаются небольшой мощностью и густотой. Месторождение относится к гидротермальному, низкотемпературному типу и имеет миоплиоценовый возраст [2].

В пределах бассейна р. Мазмазак, и особенно на участке месторождения, проведены детальные геохимические исследования по водам, почвам, сорбционно-солевым ореолам, наиболее представительным видам растительного сообщества и шлихам. Полученные результаты свидетельствуют о весьма сложной геохимической обстановке в зоне окисления месторождения и в зоне гипергенеза бассейна р. Мазмазак в целом.

Ниже приводится описание примененных методов исследований и полученных по ним результатов.

Гидрогеохимия. Участок исследований расположен в пределах лесостепного геохимического типа ландшафтов, почвенный покров которого характеризуется двумя классами водной миграции элементов: кислым, переходящим в кальциевый ($H^+ \rightarrow Ca^{2+}$) и кальциевым (Ca^{2+}). Фоновые природные воды этого ландшафта слабощелочные. Поверхностные воды претерпевают небольшую метаморфизацию состава между областями питания и разгрузки. По существу, несколько увеличивается лишь только общая минерализация за счет растворения легкорастворимых солей и соединений. Как правило, эти воды принадлежат к гидрокарбонатному, кальциево-магниево натриевому классу с pH=7,8—8,2 и M=280—360 *мг/л*. За пределами участка месторождения примерно аналогичными параметрами характеризуются и подземные воды.

В пределах месторождения в анионном ряду вод резко возрастает концентрация сульфат-иона и класс воды переходит в сульфатный. Минерализация повышается до 520—560 *мг/л*, а в водах левых притоков реки, которые промывают участок минерализации непосредственно, этот показатель достигает 1660 *мг/л* и более, pH отвечает слабокислой-нейтральной среде и такое несоответствие этих параметров объясняется мощным разбавлением фоновыми водами, протекающими транзитно через зону оруденения. В этой зоне поверхностные воды содержат и значительные концентрации элементов рудной минерализации: медь, цинк, мышьяк, молибден, железо, марганец, ред-

ко—золото. Уже на расстоянии 250—300 *м* от источника сноса, в результате смешивания вод, кислая среда резко становится близнейтральной, что приводит к выпадению из раствора значительных концентраций металлов.

Подземные воды, дренирующие участок месторождения, также имеют сульфатный, сульфат-гидрокарбонатный состав и более высокие концентрации водородных ионов—3,45—5,8. Поведение компонентов рудной минерализации идентично с таковыми в поверхностных водах.

Краткая характеристика поверхностных вод по некоторым компонентам приводится в табл. 1.

Таблица 1

Содержание компонентов рудной минерализации в поверхностных водах бассейна р. Мазмазак

Участки	Минерализация, *мг/л*	Класс	Компоненты в *мг/л*						
			pH	Cu	Zn	As	Mo	Fe	Mn
Фоновые	200—360	$\frac{HCO^{3}85}{Ca45Mg35Na20}$	7,8—8,2	н/о	н/о—0,005	н/о	н/о—0,003	н/о—0,08	н/о—0,03
Правые притоки	1500—1730	$\frac{SO^{4}92}{Ca62Mg23Na15}$	6,0—6,8	0,016—0,024	0,015—0,65	0,04	0,005	0,28—1,8	0,33—1,21
Левые притоки	1300—1660	$\frac{SO^{4}88HCO^{3}10}{Ca58Mg30Na12}$	5,7—6,6	0,016—0,13	0,05—0,4	0,02—0,08	0,006	1,4—12,0	0,11—1,43
р. Мазмазак	520—580	$\frac{SO^{4}72HCO^{3}25}{Ca55Mg21Na11}$	3,0—7,9	0,004—0,032	0,15	н/о	0,005	0,24—0,3	0,33

По приблизительным расчетам, вынос некоторых элементов в годовом разрезе для левых притоков ($Q \approx 60—80$ *л/сек*) составляет: медь—35 *кг*, цинк—110 *кг*, мышьяк—44 *кг*, молибден—35 *кг*, золото примерно 0,35 *кг*, железо—2500 *кг*. Для правых притоков ($Q \approx 30$ *л/сек*) цифры следующие: медь—15 *кг*, цинк—615 *кг*, железо—3500 *кг*, марганец—1100 *кг*, мышьяк—12,5 *кг*. Эти цифры заслуживают внимания не только с точки зрения утилизации элементов, но и по экологическому аспекту.

Литохимия. В горных районах, где на небольших площадях отмечаются значительные различия природных условий и характеристик природных образований, что выражается в разнообразии условий накопления или рассеяния элементов в генетических типах почв и рыхлых новообразований, с помощью этого метода становится возможным установление более или менее достоверной картины геохимической обстановки в почвах. Кроме того устанавливаются и параметры литохимических поисков—шаг и глубина опробования.

Методика применения литохимии широко известна, и на ее описании останавливаться не будем. Приведем полученные данные и наши выводы.

Породы, участвующие в геологическом строении лесостепного ландшафта, в основном представлены основными и кислыми разновидностями вулканитов, но первые имеют преобладающую роль. Это базальты, андезито-базальты, дациты, липариты и др. Развитие гипергенных процессов рассматривается в пределах базальтов.

Использован метод сравнительного анализа составов почв и пород, предложенного А. И. Перельманом [3]. Средние данные по содержанию элементов в почвах приводятся по А. П. Виноградову [1]. Выведены кларки концентрации (КК), коэффициенты интенсивности

перемещения (КИП) элементов (КИП=КК почв/КК пород). Исходя из металлогенической характеристики как района в целом, так и участка исследований в частности, как наиболее показательные выделены медь, молибден, свинец, цинк и марганец. Данные по этим элементам приведены в табл. 2.

Таблица 2

Литохимические параметры почв и пород бассейна р. Мазмазак

Элементы	Среднее содержание в породах, %		Среднее содержание в почвах, %		КК почв / КК пород	КИП
	по А. П. Виноградову	на участке	по А. П. Виноградову	на участке		
Cu	0,014	0,014	0.002	0,0052	2,6 / 1,0	2,6
Mo	0,00014	0,0027	0,0002	0,0003	1,5 / 19,3	0,07
Pb	0,0008	0,0016	0,001	0,009	9,0 / 2,0	4,5
Zn	0,013	0,026	0,005	0,003	0,6 / 1,6	0,37
Fe	8,56	2,76	3,8	1,35	0,35 / 0,32	1,1
Mn	0,22	0,11	0,085	0,038	0,45 / 0,5	0,9

Таким образом, медь проявляет тенденцию к накапливанию. Отметим, что суммарный коэффициент почвенного накопления, по-видимому, включает две составляющие: автохтонную и аллохтонную, за счет привноса материала выщелачивания. Молибден подвергается интенсивному выносу из ландшафта. Это результат высокой миграционной способности элемента с одной стороны и преобладания ионной и сорбционно-солевой составляющих металла в зоне гипергенеза—с другой. Свинец интенсивно накапливается и это может служить для использования гипергенного свинца как элемента с большой информативностью. Цинк, наоборот, интенсивно выводится за пределы ландшафта. Железо накапливается, но очень слабо и роль элемента незначительна. Такая же характеристика у марганца.

Резюмируя вышесказанное, для этой зоны гипергенеза лесостепного геохимического типа ландшафтов можем вывести следующий ряд интенсивности накопления (рассеяния) элементов: $Pb(4,5) > Fe(2,6) > Cu(1,1) > Mn(0,89) > Zn(0,37) > Mo(0,08)$; то есть, наиболее интенсивно накапливаются Pb и Fe, выносятся Zn и особенно Mo.

Фитогеохимия. Биомасса лесостепного геохимического типа ландшафтов на площади исследований не отличается большим объемом. В основном растительный покров представлен низкотравянистыми растениями, некоторыми разновидностями злаков и др. Лесостепи характеризуются сравнительным сбалансированным привносом-выносом материала, небольшой аккумуляцией продуктов выщелачивания из супераквальных пологих участках рельефа. Создается благоприятная обстановка для извлечения элементов корневой системой растительности в сравнительно больших концентрациях.

На площадях с переходным классом водной миграции элементов ($H^+ \rightarrow Ca^{2+}$) «ряды информативности» имеют следующий вид: МФ/РФ (отношение местного фона к региональному) $Mn > Ag > Cu = Fe >$

$>Pb=Zn>Mo$. КК (кларк концентрации—отношение кларка в золе растений участка исследований к кларку района в целом) $Mn>Ag(?)>Mo>Cu>Fe>Pb>Zn$. КБП (коэффициент биологического поглощения): $Mn>Ag(?)>Cu>Mo>Zn>Pb>Fe$.

По этим рядам самая большая информативность у марганца, который обладает высоким кларком концентрации, большим A_x (коэффициент биологического поглощения), вследствии чего элемент занимает место в группе сильного накопления. Показательны также медь и, частично, серебро.

В почвах с кальциевым классом миграции наблюдается незначительное преобладание привноса материала гипергенного выщелачивания над выносом. Происходит энергичная аккумуляция кальция особенно на горизонте вмывания. Однако, фоновая концентрация элементов-индикаторов оруденения здесь ниже, чем в почвах с кальциевым классом, что фиксируется фитогеохимическими исследованиями.

«Ряды информативности» имеют следующий вид: МФ/РФ—$Cu>>Fe>Ag=Zn>Mo—Pb>Mn$; КК—$Ag>Mo>Cu>Mn>Fe>Zn>Pb$; КБП—$Cu>Ag(?)>Mo>Mn>Zn>Pb>Fe$.

Так как наиболее достоверным, по нашему мнению, следует считать первый ряд, наиболее информативным элементом-индикатором оруденения является медь. В комплексе с медью успешно могут быть применены железо, серебро. Последний занимает первые места во всех трех рядах.

Метод сорбционно-солевых ореолов (ССО). Для описания сорбционно-солевой характеристики бассейна р. Мазмазак использованы понятия величины местных кларков концентрации (отношение величины содержания искомого элемента в сорбционно-солевых ореолах данного участка к его средней концентрации в таковых по району в целом). Под районом имеется в виду Аревис-Барцраванский участок, а коэффициент сорбционно-солевого накопления (рассеяния) КССН—отношение КК в донных осадках к КК в почвах и рыхлых новообразованиях.

Все водотоки бассейна р. Мазмазак в пределах лесостепного геохимического типа ландшафтов имеют транзитный характер. Русла почти всех водотоков хорошо проработаны и они богаты донным материалом, что является результатом сравнительно спокойного рельефа. Основной геохимический барьер—сорбционно-солевой, основной сорбент—монтмориллонит.

«Ряд информативности» на участках с $H^+ \rightarrow Ca^{2+}$ классом миграции элементов, составленный по КССН, имеет следующий вид: $Mn(4,7)>Fe(3,3)>Zn(1,56)>Pb(0,7)>Cu(0,51)>Mo(0,01)$.

На участках с Ca^{2+} классом металлы (их карбонатные соединения) в зоне гипергенеза отличаются сравнительно слабой подвижностью, что существенно сказывается на КССН. Только железо и марганец отличаются слабой концентрацией в ССО. Для остальных элементов характерно накопление в почвенном горизонте, а ряд по КССН имеет следующий вид: $Fe(1,6)>Mn(1,3)>Zn(0,68)>Cu(0,25)>Pb(0,15)>Mo(0,1)$.

Наряду с изучением илисто-глинистого материала донных осадков проводились и исследования по их различным составляющим (тонкодисперсная часть донного материала). Они представлены различными гранулами минералов легкой и тяжелой фракций. Методика отбора проб единая, но тонкодисперсная фракция, обладая способностью избирательной сорбции, обусловливает дифференцированный подход к изучению условий выпадения из раствора ряда элементов. Исходя из изложенного, делается попытка выяснить с какой конкрет-

ной фракцией различных минералов и гранул связан тот или иной элемент.

Каждая проба делилась на тяжелую и легкую фракции. В тяжелой выделялись магнитная, немагнитная и электромагнитная составляющие, в легкой—электромагнитная и немагнитная. В каждой из этих составляющих минералогическим и количественным спектральным анализами, в гранулах интервалов 0,5—0,25 *мм*; 0,25—0,1 *мм*; 0,1—0,05 *мм*; <0,05 *мм* установлены связи сорбированных и несорбированных компонентов рудной минерализации с минеральным составом и гранулометрией донного материала.

Установлено, что медь, например, в максимальных концентрациях (0,9%) связана с гранулами 0,5—0,25 *мм* и 0,25—0,1 *мм* тяжелой немагнитной составляющей. В минеральном составе этой фракции преобладают обломки пород (до 65%) и содержание меди находится в прямой зависимости от них. Наблюдаются высокие содержания меди, связанные с гранулами 0,1—0,05 *мм* тяжелой электромагнитной фракции. В минеральном составе преобладает лимонит (90—95% от состава всей фракции) и здесь следует предполагать сорбцию меди гидроокислами железа. Минимальные концентрации связаны с легкой немагнитной фракцией, где преобладают глинистые частицы.

Максимальные концентрации молибдена связаны с гранулами 0,5—0,25 *мм* тяжелой немагнитной фракции, где преобладают разложенные зерна молибдена и обломки пород. Это свидетельствует скорее о механическом, чем сорбционном накоплении молибдена.

Цинк в основном связан с гранулами размером 0,5—0,25 *мм* и 0,25—0,1 *мм* тяжелой немагнитной фракции, где он, по всей вероятности, находится в зернах галенита и обломках пород. В тяжелой электромагнитной фракции элемент связан с гранулами 0,5—0,25 *мм* и 0,25—0,1 *мм*, где в минеральном составе доминирует лимонит (до 80%). Здесь ожидается сорбционная форма нахождения цинка.

Мышьяк дает максимальные концентрации в гранулах 0,5—0,25 *мм* немагнитной составляющей тяжелой фракции, где доминируют обломки пород. В легкой фракции повышенные концентрации мышьяка (0,06%) наблюдаются в тонкодисперсной части материала (<0,05*мм*), где преобладают глинистые частицы.

Наличие серебра достигает своего максимума только в крупных гранулах тяжелой немагнитной фракции.

Минералого-геохимический метод. Применение этого метода имело целью установить минеральный состав шлихов как р. Мазмазак, так и его притоков, промывающих участки минерализации и фоновые. В целом метод применен не так детально, как вышеописанные, так как ландшафтно-геохимические условия местности, не исключая его результативность, определяют большую эффективность сорбционно-солевого метода. При поисках шлиховая съемка в идентичных условиях может служить дополнительным источником информации. Здесь также, по аналогии сорбционно-солевых ореолов, была рассмотрена взаимосвязь между распределением элементов и различных фракций по магнитным свойствам шлихов.

Здесь также получены интересные результаты. Так, в зоне Мазмазакского оруденения максимальные концентрации меди, свинца, цинка и молибдена преимущественно связаны с немагнитной составляющей тяжелой фракции. Минералогически медь связана с пиритом, цинк—сфалеритом, свинец—галенитом и т. д.

В электромагнитной составляющей тяжелой фракции эти элементы являются примесями пирита и, частично, лимонита. С увели-

чением количества этих минералов в шлихах (50—60%) наблюдается резкое повышение концентраций элементов-примесей.

Совершенно противоположная картина наблюдается по элементам сидерофильной (петрогенной) специализации: хром, титан, марганец, никель и кобальт. Практически во всех случаях максимальные концентрации хрома коррелируются с магнитной фракцией. Титан распределен примерно поровну в магнитной и электромагнитной составляющих тяжелой фракции. Никель и кобальт в большей степени связаны с немагнитной составляющей тяжелой фракции и т. д.

Отметим, что для однозначной трактовки связи элементов-примесей с различными минералами той или иной фракции необходимо проведение мономинерального анализа, однако, практический аспект этих исследований заключается в следующем: при постановке шлиховой съемки в идентичных ландшафтно-геохимических условиях наиболее информативной является немагнитная составляющая тяжелой фракции.

В минеральном составе шлихов наблюдается следующая картина:

Таблица 3

Минеральный состав шлихов водотоков бассейна р. Мазмазак

Минерал	Безрудный участок		Рудный участок	
	Интервал содержаний, %	Частота встречаемости, %	Интервал содержаний, %	Частота встречаемости, %
1. Магнетит	50—80	100	50—85	100
2. Ильменит	20—94	100	2—85	100
3. Лимонит	н/о—10	90	н/о—2	29
4. Гематит	н/о—20	90	до 10	100
5. Эпидот	н/о—60	40	н/о—следы	14
6. Биотит	н/о—следы	20	н/о	0
7. Турмалин	н/о	0	н/о—2	13
8. Цоизит	н/о—следы	10	н/о	0
9. Сфен	н/о—следы	20	н/о—следы	14
10. Хромшпинель	н/о	0	н/о—2	14
11. Глаукофан	н/о—следы	10	н/о	0
12. Циркон	н/о—3	80	следы—2	100
13. Рутил	н/о—следы	10	н/о—1	57
14. Пирит	н/о—следы	20	следы—83	100
15. Барит	н/о—следы	30	следы—5	100
16. Гранат	н/о—следы	20	н/о	0
17. Кварц	н/о—2	70	н/о—следы	57
18. Пол. шпаты	н/о—98	90	2—10	100
19. Кальцит	н/о—2	20	н/о	0

Эти исследования имели методический характер, но по некоторым вопросам, как, например, наличие или отсутствие минерала в шлихах того или иного участка дает возможность судить о форме связи минерала с рудовмещающими породами, степени выщелачивания и т. д.

Резюмируя вышеизложенное, приходим к следующим выводам:

—Гидрогеохимический метод информативен в обоих классах почв лесостепного геохимического типа ландшафтов. По частоте встречаемости в водах первое место из рассматриваемых металлов занимает медь, далее—молибден, аномальные концентрации которого намного превышают фоновые значения. Затем идут серебро и цинк. Ограничением применения метода является недостаточная обводненность местности.

—Роль литохимии высока в почвах с кальциевым классом. Здесь фиксируется интенсивное накопление цинка и молибдена. Наиболее

эффективный горизонт опробования—10—12 *см*. В почвах с переходящим классом эта глубина увеличивается до 40—50 *см*. В целом литохимические исследования в условиях лесостепей весьма информативны.

—Фитогеохимический метод, как отмечалось, имеет более скромную роль и его применение может служить дополнительным источником информации.

—Весьма эффективен метод сорбционно-солевых ореолов. Большое количество донного материала и достаточная информативность многих металлов обуславливают высокую информативность метода в лесостепном *г. т. л.* Частота встречаемости элементов: медь—90%, свинец—80%, цинк—75%, молибден—60%.

—Минералого-геохимический метод малоинформативен, т. к. единственным надежным критерием поисков служит пирит в электромагнитной составляющей тяжелой фракции, превышающий 50—60% ее состава, что определяет значение метода как вспомогательного.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 6.IX.1995.

Հ. Վ. ՇԱՀԻՆՅԱՆ

ՄԱԶՄԱԶԱԿ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՀԻՊԵՐԳԵՆԵԶԻ ԳՈՏՈՒ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մազմազակ գետի ավազանը բնութագրվում է երկրաբանա-երկրաքիմիական և ռելիեֆային-ձևաբանական յուրահատկությունների բազմազանությամբ և բարդությամբ։ Գետի միջին հոսքի ավազանում է գտնվում Մազմազակ։ Հանքավայրը, որը 50-ական թվականներին կատարված հետազոտությունների արդյունքում ճանաչվել է որպես ոչ կոնդիցիոն։

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են օլիգոցենի անդեզիտները, որոնք պատռված են ոչ մեծ գրանիտային շտոկներով։

Բեկվածքներն ու խախտումներն ունեն հյուսիս-արևմտյան և հարավ-արևմտյան տարածում։ Ըստ նրանց տեղադրված են ռեալգարի շտոկվերկային հանքայնացումը և պիրիտացված գոնաները։ Հանքավայրը հիդրոթերմալ. ցածր ջերմաստիճանային տիպի է և ունի միոպլիոցենի հասակ։

Ավազանում տարածված հողերը բնութագրվում են տարրերի միգրացիայի 2 դասերով՝ $H^+ \rightarrow Ca^{2+}$ և Ca^{2+} իսկ ամրողջությամբ այն գտնվում է անտառատափաստանային լանդշաֆտային-երկրաքիմիական տիպի սահմաններում։

Ըստ երկրաքիմիական ուսումնասիրությունների արդյունքների, տարածքի բնական ջրերը թույլ ալկալային են, հիմնականում՝ հիդրոկարբոնատային կալցիում-մագնեզիում-նատրիումային։ pH = 7,8—8,2, միներալիզացիան՝ 280—360 մգ/լ։ Հանքավայրի տեղամասում ջրերն ունեն սուլֆատային կազմ. հանքայնացումը հասնում է 520—560 մգ/լ, իսկ երկու դեպքում դիտվել է հանքայնացման 1600 մգ/լ արժեք։ Ակոա է նաև մետաղային հանքայնացման տարրերի գծալի բանակություն։

Սառրերկրյա ջրերը սուլֆատային են, սուլֆատ-հիդրոկարբոնատային. pH = 3,45—5,8։

Հաշվարկված են որոշ տարրերի՝ ջրերով մեկ տարվա ընթացքում դուրս բերվող քանակները։ Դրանք կազմում են գծալի մեծություններ և հետաքրքրություն են ներկայացնում ինչպես տարրերի կորզման, այնպես էլ էկոլոգիական տեսանկյունից։

Լիթոքիմիական ուսումնասիրությունների արդյունքում հաշվարկված և դուրս են բերված տարրերի կուտակման կլարկները և նրանց տեղափոխման ինտենսիվության գործակիցները։ Նրանց հիման վրա առանձնացված են առաջել տեղատվական տարրերը և բացահայտված են կուտակման կամ ցրման նկատմամբ ունեցած նրանց հակումները։

Դուրս է բերված այսպես կոչված «տարրերի կուտակման (ցրման) ինտենսիվության շարքը», ըստ որի կուտակման ենթակա են Pb և Fe և ինտենսիվորեն հողմնահարվում են Zn և Mo։

Ֆիթոերկրաքիմիական մեթոդի կիրառման արդյունքում նույնպես կազմվել են տարրերի «տեղեկատվական շարքեր» (ըստ կուտակման կլարկների, տեղական և ռեգիոնալ ֆոնային պարունակությունների հարաբերության և կենսաբանական կլանման գործակիցների)։ Հողերի երկու դասերի համար առանձնացված են առավել տեղեկատվական տարրերը։

Սորբցիոն-աղային մեթոդի կիրառման արդյունքում նույնպես կազմվածեն նշված շարքերը։ Օգտագործված է «սորբցիոն-աղային կուտակման (ցրման) գործակից» հասկացությունը, որը հունային նստվածքներում տարրերի կուտակման կլարկի հարաբերությունն է կուտակման կլարկին՝ հողերում։

Բացի դա, ուսումնասիրված են նաև տղմա-կավային նստվածքների տարբեր հատիկաչափական բաղադրիչները՝ ըստ իրենց մագնիսական հատկությունների և տարրերի հետ ունեցած կապի։ Բերված է նաև սորբցիոն-աղային գոյացումների միներալային կազմը։

Միներալային-երկրաքիմիական մեթոդի կիրառումը կրել է համեմատաբար սահմանափակ բնույթ և հիմնականում նպատակ է ունեցել բացահայտել տեղամասի շլիխային նյութի միներալային կազմը։

Այստեղ նույնպես տարվել են մեթոդական բնույթի ուսումնասիրություններ՝ ըստ մագնիսական հատկությունների անջատված բաղադրիչների և տարրերի միջև փոխադարձ կապի բացահայտման ուղղությամբ։

H. V. SHAHINIAN

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF HYPERGENESIS ZONE OF THE MAZMAZAK RIVER BASIN

Abstract

The geochemical characteristics o fthe hypergenesis zone of the Mazmazak river basin are given based on the results of application of prospecting geochemical methods (hydrogeochemistry, lithochemistry, phitogeochemistry, sorption-salt halo method, mineralogical-and-geochemical method). The elements, indicators of mineralization, are dsinguished according to the applied methods in the metallogenic basis of the region.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов А. П.** Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: «Недра», 1957. 238 с.
2. **Карапетян А. И., Гуюмджян О. П.** О возрасте вулканических, плутонических и жильных пород бассейна р. Сисиан.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, №2, с. 20—23.
3. **Перельман А. И.** Миграционные ряды элементов в коре выветривания.— В кн.: «Кора выветривания». М.: Изд. АН СССР, 1962. вып. 4, с. 219—260.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 75—88

П. М. КАПЛАНЯН

ПРИНЦИПЫ НОРМИРОВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ПИТЬЕВЫХ ВОДАХ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ*)

В связи с предстоящей стандартизацией пресных подземных питьевых вод территории республики в предлагаемой статье делается попытка установления основных критериев оценки их качества.

В рамках этой проблемы рассматриваются правомерность и достаточность требований, предъявляемых к качеству питьевых вод для территории в целом, а также наличию и количественному содержанию различных ингредиентов, лимитированных (или подлежащих нормированию) величиной предельно-допустимой концентрации.

При выделении элементов с токсичными концентрациями наряду с действующим в большинстве стран жестким медико-биологическим нормированием предлагается учитывать и эколого-геохимические условия территории.

Действовавший на территории бывшего СССР государственный общесоюзный стандарт «Вода питьевая» носил весьма интегративный характер. Разработанный для одной шестой части суши планеты этот документ не мог учитывать все разнообразие природных факторов этой огромной территории, включающей к тому же такие сложные регионы, какими являются горно-складчатые области. Одним из таких усложненных регионов бывшего Союза является и территория Республики Армения. Все это дает нам основание считать, что распространение на всю территорию Союза единых нормативных документов по качеству питьевых вод с эколого-геохимической точки зрения ошибочно. И поэтому одной из основных (эколого-геохимических) задач стандартизации питьевых вод должно явиться дифференцированное нормирование компонентов минерализации применительно к различным регионам республики.

Большой диапазон существующих биоклиматических условий, разнообразие литолого-петрографического состава водовмещающих пород и металлогеническая специализация региона накладывают на природные воды своеобразную специфику, определяющую их питьевые качества.

Мозаичная пестрота химического состава вод, особенно по зонам местного и регионального стоков, во многом определяется существованием на территории республики различных металлогенических зон с набором полиметаллических, свинцово-сурьмяных, медно-молибденовых, медноколчеданных, хромитовых, алюминийсодержащих и других руд.

В результате сформированные экосистемы в каждом конкретном случае обладают различными, присущими только данной области, геохимическими показателями. Или иначе, весь комплекс нормированных элементов и их концентрации для различных регионов будут различны. Это обусловлено тем, что отмеченные параметры характеризуют принадлежность региона к той или иной биоклиматической, литолого-петрографической и металлогенической провинциям.

В первую очередь это относится к макрокомпонентному составу вод, формирующему экосистему в целом (хлор, сульфаты, гидрокарбонаты, формы азота, натрий, калий, кальций, магний, кремний) и которые обусловливают классы химического состава и величину минерализации.

---

*) Работа выполнена в рамках темы 94—582, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

Эта категория ни в одном из известных нам стандартов не гостируется что, по нашему убеждению, является существенным упущением системы нормирования. Принадлежность воды к тому или иному классу является характерной особенностью формирования экосистемы региона. К примеру, для территории Армении хлоридные натриевые или сульфатно-хлоридные натриевые классы пресных питьевых вод с минерализацией свыше 650—700 *мг/л* следует, по-видимому, отнести к экологически неблагоприятным, распростанение которых может явиться причиной нарушения функций организма. Наиболее распространенными классами формирующихся на территории республики питьевых вод являются: гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые, гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-натриевые с величиной общей минерализации 250—350 *мг/л*. Поэтому, для условий территории республики нормирование питьевых вод следует начинать с типизации классов химического состава на основе генерализации по следующему принципу—в анионном ряду учитывать компоненты, процентное содержание которых превышает 25—30%, а в катионном—за основу брать ведущий элемент. При таком подходе выделяются следующие химические классы питьевых вод, имеющие наибольшее распространение на территории республики: 1) гидрокарбонатные натриевые; 2) гидрокарбонатные кальциевые; 3) гидрокарбонатные магниевые; 4) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые; 5) гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые; 6) гидрокарбонатно-хлоридные магниевые; 7) гидрокарбонатно-сульфатные натриевые; 8) гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; 9) гидрокарбонатно-сульфатные магниевые.

Естественно, отмеченные классы вод имеют далеко не одинаковое распространение. Так, наиболее характерными для северной области складчатых хребтов являются гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые с величиной общей минерализации от 250 до 400 *мг/л*. Химический состав вод Центрального вулканического нагорья, в основном характеризуется следующими показателями: гидрокарбонатным кальциевым; гидрокарбонатно-хлоридным кальциевым и, частично, гидрокарбонатно-хлоридным магниевым с довольно низкой величиной общей минерализации—от 100 до 280 *мг/л*, и, наконец, воды, формирующие свой состав в пределах складчатых и складчато-глыбовых южных областей, обладают преимущественно следующими параметрами: гидрокарбонатно-сульфатным натриевым; гидрокарбонатным кальциевым; гидрокарбонатным натриевым и гидрокарбонатно-хлоридным кальциевым составами с величиной общей минерализации, варьирующей в интервале значений от 70 до 400 *мг/л*.

Одним из наиболее существенных объектов разработки основ стандартизации питьевых вод является их микрокомпонентный состав. Здесь выделяются две группы элементов: первая группа—с установленными государственными стандартами и вторая—с неустановленными нормами. При этом следует отметить, что подавляющее большинство элементов и той, и другой групп имеют разработанные медико-биологические нормы предельно-допустимых концентраций (ПДК), которые за редким исключением представлены в стандартах различных стран близкими величинами, что свидетельствует о сходстве методических принципов лимитирования концентраций токсичных элементов. К числу первых относятся: алюминий, азот, бериллий, железо, марганец, медь, молибден, мышьяк, свинец, селен, сера, стронций, фтор, хлор, цинк. Вторую группу составляют: барий, бор, бром, вана-

дий, висмут, вольфрам, кадмий, кобальт, кремний, литий, ниобий, никель, ртуть, серебро; сурьма, таллий, теллур, титан, хром (табл. 1.).

Важной стороной этой проблемы является правомерность и достаточность применяемого принципа нормирования элементов и соединений в питьевых водах. Практика действующего во всем мире нормирования предельно-допустимых концентраций (ПДК) основана на системе жесткого медико-биологического лимитирования содержаний. Согласно этому документу верхние пределы концентраций нормированных элементов представлены значениями, отрицательно воздействующими на человеческий организм, причем, независимо от того, в какой конкретной эколого-геохимической среде обитает этот «усредненный» человек. Именно по этому принципу построены в большинстве стран нормирующие документы, регулирующие питьевые параметры вод (табл. 2.).

Таблица 1

Предельно-допустимые концентрации элементов, принятые в СССР для вод хозяйственно-питьевого назначения

Элемент	ПДК *мг/л*	Класс опасности*	Элемент	ПДК *мг/л*	Класс опасности
Алюминий Al (остат.)	0,5	2	Никель Ni	0,1	3
Барий Ba	0,1	2	Ниобий Nb	0,01	2
Бериллий Be	0,0002	1	Олово Sn	0,05	2
Бор B	0,5	2	Ртуть Hg	0,0005	1
Бром Br	0,2	2	Свинец Pb	0,03	2
Ванадий V	0,1	3	Селен Se	0,001	2
Висмут Bi	0,1	3	Сера (в пересчете на SO_4^{2-})	500,0	2
Вольфрам W	0,05	2	Стронций Sr	7,0	2
Железо Fe	0,3	3	Сурьма Sb	0,05	2
Кадмий Cd	0,001	2	Таллий Tl	0,0001	1
Кобальт Co	0,1	2	Теллур Te	0,01	2
Кремний Si	10,0	2	Титан Ti	0,1	3
Литий Li	0,03	2	Фосфор P (элементар.)	0,0001	1
Марганец Mn	0,1	3	Фтор F	1,5	2
Медь Cu	1,0	3	Хром (Cr VI)	0,1	3
Молибден Mo	0,25	2	Хром (Cr III)	0,5	3
Мышьяк As	0,05	2	Цинк Zn	5,0	3
Натрий Na	200,0	2			

*) Классы опасности: 1—чрезвычайно опасные; 2—высокоопасные; 3—опасные.

Как иллюстрирует таблица, набор и верхние пределы лимитированных компонентов в стандартах разных стран примерно одинаковы. Существующие же различия концентраций некоторых ингредиентов обусловлены отнюдь не эколого-геохимическими соображениями, учитывающими природные особенности, а скорее некоторыми различиями в медико-биологическом толковании этих величин. В противном случае величина каждого конкретного элемента оговаривалась бы примечаниями.

При рассмотрении таблицы отмечается интересная особенность стандартизации питьевых вод, принятая в Швейцарии. На территории этой страны действуют два уровня стандартов—«общего пользования» и вод «высшего класса». Нормирование первых в основном соответствует стандартам ВОЗ, ЕЭС и др., нормирование же вторых существенно отличается от них ужесточением лимитированных концентраций. При сравнении вод высшего класса с подавляющим большинством подземных питьевых вод, циркулирующих на территории Арме-

ний, отмечается, при небольших отклонениях, совпадение показателей почти всех ингредиентов. (табл. 2).

Таблица 2

Сравнительная таблица норм предельно допустимых концентраций (*мг/л*) некоторых неорганических элементов и соединений, действующих в ряде стран, и интервалы концентраций этих элементов в питьевых водах территории Армении

Элементы и соединения	Россия	США	ВОЗ	ЕЭС	Швейцария		Армения Интервалы содержаний
					Общие	Высшего класса	
Алюминий общ.(Al)	0.5	—	0,2	0.2	0.2	0,05	н/обн —0,03
Бериллий (Be)	0,0002	—	—	—	—	—	н/обн—0,.0002
Молибден (Mo)	0.25	—	0,07	—	—	—	0,003—0,012
Мышьяк (As)	0.05	0.01	0,01	0.05	0.05	0,002	н обн.—0,01
Нитраты (NO_3)	45	45	50	50	40	25	0,4 —14,0
Свинец (Pb)	0,03	0,05	0,01	0,05	0,05	0.001	0,0006—0,001
Селен (Se)	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,0003—0,002
Стронций (Sr)	7.0	—	—	—	—	—	0,01—0,5
Фтор (F)							
I зона	1,5	—	1,5	1,5	1,5	0,7	0,2—0,6
II зона	1,2	—	—	—	—	—	—
III зона	0,7	—	—	—	—	—	—
Железо (Fe)	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,05	н/обн.—0,04
Марганец (Mn)	0,1	0,05	0,5	0,05	0,005	0,002	н/обн.—0,01
Медь (Cu)	1,0	1,0	2,0	3,0	1,5	0,05	н/обн.—0,03
Полифосфаты (PO_4^{3-})	3,5	—	—	—	—	—	н/обн.—0,08
Сульфаты(SO_4^{2-})	500	250	400	250	200	10—50	5—25
Хлориды (Cl^-)	350	250	250	—	200	20	3—20
Цинк (Zn)	5,0	5,0	5,0	50	5,0	0,1	н обн—0,16
Жесткость общая, *мг экв*	7,0	—	—	1,5	—	1,5—2,0	1,5—3,0
Водородный показ., pH	6,0—9,0	6,5—8,5	6,5—8,5	6,5—8,5	9,2	7,0—8,0	6,8—7,8
Сухой остаток	1000	500	1000	1500	1500	100—500	70—470
Ртуть (Hg)	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001	—
Хром (Cr)	—	0,05	0,05	0,05	0,02	0,001	н обн.—0,005
Кадмий (Cd)	—	—	0,003	0,005	0,005	0,0005	н/обн.—0,0005
Барий(Ba)	—	1,0	0,7	—	—	—	—
Бор (B)	—	—	0,3	—	—	—	н обн.—03
Никель (Ni)	—	—	0,02	0,05	—	—	н обн.—0,005
Сурьма (Sb)	—	—	0,005	0,01	—	—	—
Нитриты (NO_2^-)	—	—	3,0	0.1	0.1	0,01	н/обн.—0,005
Кремний (SiO_2)	—	—	—	—	5.0	—	0,5—2,0

Примечание: н/обн.—величина ниже предела чувствительности метода определения данного элемента согласно ГОСТ 2874—82 от 1984 г.

Существенным недостатком принятой системы нормирования элементов в питьевых водах является следующее положение: жестко лимитируя верхний предел содержаний, отмеченный документ абсолютно не учитывает другой, не менее важный порог содержаний элементов—минимально—необходимую концентрацию, обозначаемую нами аббревиатурой—МНК. Ведь придерживаясь существующего принципа лимитирования только верхних пределов, получается, что наилучшим вариантом питьевых вод является дистиллированная вода, что, конечно же, ошибочно. По ряду элементов и соединений (кальций, йод, фтор) последствия дефицита хорошо известны, однако, по большинству элементов такого рода медико-биологических данных нет.

По нашему убеждению, наличие показателей МНК, наряду с нормами ПДК в документах государственных стандартов необходимы.

Не должно вызывать сомнений то, что нормальная жизнедеятельность человеческого организма протекает в интервале значений элементов, ограниченных и сверху (ПДК) и снизу (МНК) определенными концентрациями. При этом, находясь в различных эколого-геохимических условиях, человеческий организм предусматривает, по-видимому, усвоение довольно широкого спектра необходимых концентраций, выражающихся, вероятно, интервалом в два порядка величин. О величине разброса этого предполагаемого интервала свидетельствует диапазон числа атомов этих элементов в средней клетке человеческого организма [8], равный также двум порядкам величин.

Таблица 3

Распределение химических элементов в человеческом организме*)

Число атомов химических элементов в средней клетке человеческого организма (от—до)	Химические элементы	Количесто химических элементов
10^{14}	H, O	2
$10^{13}—10^{14}$	C, N	2
$10^{10}—10^{13}$	Si, P, Na, K, Mg, Ca, Cl	7
$10^{8}—10^{10}$	Zn, Li, Cu, Mn, Al, Fe, Br	8
$10^{6}—10^{8}$	Sn, Ti, Mo, Co, Pb, J, Ag, B, Sr, Ni, V, Sc, Cd, Cr,	15
$10^{4}—10^{6}$	U, Hg, Be	3
$10^{2}—10^{4}$	As, Au, Ba, Bi, Cs, F, Hg, In, Ir, Ge, Ge, Y, Nb, Pd, Po, Pt, Re, S, Sb, Ta, Te, Tl, Zr, W, TR	40

*) Таблица заимствована из статьи В. З. Рубейкина и др. «Геохимия питьевых вод в условиях техногенеза» (сборник научных трудов ВСЕГИНГЕО. Москва, 1991).

Руководствуясь данными, приведенными в табл. 3, можно, по-видимому, с достаточной степенью вероятности говорить и о диапазоне необходимых концентраций элементов в организме. Однако, естественно, что приведенные суждения нуждаются в биохимическом экспериментальном подтверждении. Если изложенные соображения будут соответствовать действительности, то наиболее вероятные содержания элементов, нормированные ГОСТом, будут представлены интервалами. В этом случае по целому ряду нормированных элементов надо будет повысить чувствительность методов определения минимальных концентраций. В нижеприведенных нами интервалах, верхний предел соответствует установленному ПДК, а нижний—вероятные МНК, соответствующие питьевым водам территории республики. По целому ряду элементов этот интервал токсикологических и органолептических показателей, по-видимому, будет иметь следующий вид (*мг/л*): алюминий—0,01—0,5, молибден—0,00*n*—0,25, мышьяк—0,005—0,05, свинец—0,00*n*—0,03, стронций—0,1—7,0, фтор—0,03—1,2, железо—0,01—0,3, марганец—0,01—0,1, медь—0,00*n*—1,0, цинк—0,00*n*—5,0.

Таким образом, приведенная аргументация укрепляет нас во мнении, что принятие жесткого медико-биологического нормирования в качестве единственного критерия оценки концентрации элемента, а затем и общей оценки пригодности питьевых вод для всей территории республики, характеризующейся к тому же большим разнообразием природных факторов, по крайней мере, ошибочно.

Однако, игнорировать разработанный для человеческого орга-

низма верхний предел допустимых концентраций и руководствоваться в каждом конкретном случае лишь только частным эколого-геохимическим принципом лимитирования содержаний, применимым к конкретному региону, не позволит создать единую нормативную систему и приведет к юридическому хаосу. Поэтому отношение жесткой медико-биологической величины концентрации элемента к конкретному содержанию этого элемента, находящегося в конкретной эколого-геохимической обстановке, по-видимому, охарактеризует степень пригодности вод для питьевых целей в регионе. В конечном итоге соотношение этих величин будет обуславливать, по-видимому, фоновую концентрацию элементов в питьевых водах различных регионов республики.

Другим возможным вариантом лимитирования концентраций микрокомпонентов питьевых вод может служить отношение предельно--допустимой концентрации элемента (ПДК) к величине общей минерализации вод, используемых в питьевых целях в данном регионе. Это соотношение, разумеется, должно носить эмпирический характер и выводиться для каждого региона индивидуально. Вероятно, именно эти величины могут служить основой нормирования концентраций элементов для различных регионов территории республики.

Если же не пользоваться различными соотношениями и руководствоваться лишь установленными ПДК, то можно предположить весьма нежелательные последствия, вызванные нарастающим техногеном. Рассмотрим изложенное на следующих конкретных примерах: величина минерализации питьевых вод Центрального вулканического нагорья Армении равна примерно 200 *мг/л*, а концентрация цинка в этих водах колеблется в интервале значений—0,003—0,008 *мг/л* при среднем содержании 0,005 *мг/л*. Таким образом, процентное содержание цинка в этих водах в пересчете на общую минерализацию составит примерно $4 \cdot 10^{-3}\%$. Увеличение же концентрации этого металла в водах до величины 0,1 *мг/л* (а эта величина еще в 50 раз ниже ПДК, которая равна 5 *мг/л*) изменит это соотношение до $5 \cdot 10^{-2}\%$, что для питьевых вод данного региона представит, по-видимому, определенную опасность.

Еще более разительным примером могут служить питьевые воды г. Каджарана. Используемая здесь в питьевых целях вода имеет величину общей минерализации 69—70 *мг/л*. И если допустить в этой воде концентрацию меди, равную 0,5 *мг/л* (что опять-таки вдвое ниже ПДК меди), то в пересчете на минерализацию процентное содержание меди составит 0,7%!

В этой связи небезынтересен существующий принцип нормирования концентраций фтора: в зависимости от различных биоклиматических условий установлены градации предельно-допустимых концентраций этого элемента, с весьма значительным разбросом содержаний, (1,5 *мг/л*—для влажных регионов и 0,7 *мг/л*—для сухостепных). По существу, применение этого интервала значений до некоторой степени является эколого-геохимическим подходом к лимитированию содержаний нормируемых элементов.

Весьма существенной особенностью нормирования концентраций токсичных элементов является установление форм их нахождения (миграции) в подземных питьевых водах. Эта категория состояний ингредиента во многом определяет влияние того или иного элемента (соединения) на организм человека.

Все химические элементы, присутствующие в природных водах, условно можно разделить на следующие три группы: катионогенные элементы, элементы-комплексообразователи, анионогенные элементы.

Это свидетельствует о том, что формы нахождения элементов и соединений в подземных водах весьма разнообразны и наряду с диссоциированными ионами, как правило, бывают представлены и формами сложных ассоциированных соединений, что часто не находит отражения в формах выражения химического состава. Интересующая нас группа металлов (медь, свинец, цинк, кадмий, молибден, железо, марганец и др.), как правило, обычно представлена комплексными соединениями, где отмеченные элементы выполняют функцию центрального иона, а роль аддендов (лигандов) в основном играют анионы серы, хлора, карбоната, гидрокарбоната и др. В результате, при химическом (в основном, колориметрическом или полярографическом) анализе вод, принимая во внимание лишь только данные по ионной составляющей элемента, мы полностью игнорируем комплексные формы, что может существенно исказить его валовую концентрацию. Практика такого подхода существует при определении бальнеологических «аналогов» различных минеральных вод по их физико-химическим показателям. Ионную составляющую элемента часто рассматривают как единственную форму его нахождения в подземных водах, хотя на самом деле эти концентрации не превышают часто 60—65% валовых содержаний. Кстати, такие соотношения ионных форм и валовой концентрации, по свидетельству В. М. Швеца [3], бывают в присутствии фульво- и гуминовых кислот. И отсюда, чем ближе к поверхности гидродинамический этаж, тем сильнее воздействие органики.

Далеко не последнюю роль играет определение форм нахождения и при изучении воздействия той или иной формы на организм. Весьма убедительным примером служит исследование С. Р. Крайновым [4] фтористых соединений. Проведенные работы показали, что при заболевании флюорозом далеко не одинаково воздействие на организм фтористого кальция и фтористого железа. Агрессивность последнего, даже при небольших концентрациях фтора, приводила к заболеванию. И, напротив, даже существенные содержания фтористого кальция к такой эндемии не приводят.

Другой, не менее важной стороной рассматриваемой проблемы нормирования является техногенез. Развитие промышленности, интенсификация сельского хозяйства, процессы урбанизации приводят к нарастанию техногенной составляющей в круговороте веществ, в том числе и водной среде. Изменение в подземных водах концентраций существующих, появление новых элементов и соединений, не свойственных данной природной обстановке, приводят к нарушению природного баланса ряда компонентов, которые в конечном итоге начинают определять общее эколого-геохимическое состояние подземных пресных питьевых вод на данной территории.

Одним из наиболее существенных элементов регионального изучения химического состава подземных вод (в том числе и питьевых) является разработка принципа гидрогеологического и гидрогеохимического районирования территории.

В основу деления территории Армении нами положена схема, предложенная В. А. Аветисяном и В. Т. Вегуни [1], в которой на базе рельефно-морфологических и геолого-структурных условий выделяются следующие области: 1) северные и северо-восточные складчатые и складчато-глыбовые хребты; 2) центральное вулканическое нагорье; 3) южные и юго-восточные складчатые хребты; 4) межгорные котловины. Последние в значительной степени азональны и располагаются в пределах трех выделенных областей.

Вышеотмеченные области подразделяются на гидрогеологические районы, ограниченные в каждом конкретном случае региональными базисами эрозии. В условиях резко расчлененных горных сооружений существует четко выраженная вертикальная гидродинамическая зональность, обусловливающая характер движения вод в пределах каждого из выделяемых гидродинамических этажей, а таковыми являются: первый от поверхности гидродинамический этаж—зона местного (или как иначе называют—родникового) стока; ниже—второй гидродинамический этаж—зона регионального стока и третий гидродинамический этаж—зона вод глубокой циркуляции.

Отмеченные зоны стоков оконтуриваются как на глубину, так и в горизонтальном направлении исключительно эрозионными врезами разных порядков и в пределах выделенных гидрогеологических районов характеризуются каждый раз собственным балансом, режимом и химическим составом, т. е. выделенные районы являются автономными областями формирования, транзита и разгрузки в пределах зоны регионального стока. Этот принцип деления наиболее полно отражает вертикальную гидродинамическую зональность Согласно этому принципу, разработанному Б. Л. Личковым [5], в вертикальном разрезе сверху вниз отмечается переход доминирующего морфологического фактора к структурному или иначе, если гидродинамика зоны местного стока обусловлена исключительно разнонаправленным гравитационным движением, а циркуляция вод зоны регионального стока более упорядочена и наряду с рельефно-морфологическим фактором (т. е. гравитационным движением вод) претерпевает влияние и структурных особенностей (движение вод по плоскостям напластования, зонам региональных нарушений), то движение вод зоны глубокой циркуляции (включая и гидродинамику вод в условиях межгорных котловин) подчинено лишь только структурному фактору.

Гидрохимическая зональность формирующихся подземных вод построена на основе вышеприведенной гидродинамической зональности выделенных районов и зон стоков.

В результате, в пределах гидрогеохимических областей выделяются гидрогеохимические районы с автономно-сформировавшимся химическим составом и набором микрокомпонентов. Вместе с тем, воды разных зон стоков (местного, регионального и глубокой циркуляции) могут обладать различиями химического состава и в пределах одного гидрогеохимического района. В одних случаях это различие будет выражено только величиной минерализации, в других—проходить по составу анионов и, наконец, возможны случаи полного несоответствия химического состава вод разных гидродинамических этажей одного и того же района.

В настоящей статье мы не задавались целью указать и описать все гидрогеологические районы—это работа ближайшего будущего. Отметим лишь, что в пределах четырех вышеназванных областей выделяются 18 районов. Принцип проводимого нами гидрогеологического районирования отличен от принципа выделения гидрогеохимических провинций, предложенного С. Р. Крайновым. В предлагаемой нами схеме, при выделении гидрогеохимических районов мы руководствовались принципами формирования общего химического состава подземных вод.

Все вышеизложенное позволяет приступить к рассмотрению одного из ключевых вопросов стандартизации компонентов питьевых вод—определению принадлежности элемента или соединения в условиях территории Армении к одной из нижеприведенных генетиче-

ских групп. Как нормированные, так и подлежащие нормированию компоненты по генетическим признакам можно подразделить на следующие группы: петрогенные элементы, рудогенные элементы, техногенные элементы (табл. 4). При этом отнесение элементов к той или иной группе носит региональный характер, т. е. в пределах других регионов отмеченные элементы могут находиться в других генетических группах.

И еще одна особенность предложенной классификации—одни и те же элементы могут быть представлены в питьевых водах территории республики в двух, а иногда и в трех группах. Так, к примеру: кобальт и никель для подавляющего большинства природных геохимических ландшафтов Армении имеют петрогенный генезис. В пределах же северо-восточного побережья оз. Севан—рудогенный, а в условиях городских агломераций—техногенный, связанный с промышленностью и транспортом. При этом в различных природных объектах зоны гипергенеза, в том числе и природных водах, концентрация этих элементов будет различна.

Наибольшую опасность, по-видимому, должна представить группа петрогенных элементов. Формирование химического состава подземных вод происходит, в первую очередь, за счет циркуляции вод в породах, слагающих целые массивы, что практически делает невозможным локализовать влияние токсичных элементов. Наиболее показательным примером может служить концентрация бериллия в щелочных породах Тежсарского массива и части Мегринского плутона. Основной минеральной формой нахождения бериллия в породах Тежсарского массива согласно Б. М. Меликсетяну [6] является, по-видимому, бертрандит—$Be_4Si_2O_7(OH)_2$. Содержание бериллия в минеральных формах составляет, однако, всего 0,1—0,3%. Элемент сильно рассеян и поэтому минеральные формы весьма редки. Отмечается парагенетическая связь бериллия и фтора. Максимальные концентрации рассеянного бериллия, по данным Б. М. Меликсетяна [6], содержат нефелины—$8 \cdot 10^{-4}$%. Средние содержания по массиву—$4 \cdot 10^{-4}$%. ПДК бериллия для подземных питьевых вод в ГОСТах бывшего СССР—0,0002 *мг/л*. Основная форма миграции элемента в условиях подземных вод Тежсарского массива (помимо диссоциированной формы—Be^{2+}) соединение с фтором, где бериллий выступает в роли комплексообразователя.

Локализовать участки, характеризующиеся повышенными концентрациями этого элемента, не представляется возможным. Поэтому для подобных регионов следует рекомендовать разбавление концентраций бериллия путем смешения бериллийсодержащих вод в бассейнах суточного регулирования с водами фоновыми, не содержащими этот элемент, т. е. «управлять качеством подземных вод и регулировать их химический состав при эксплуатационном водоотборе» [4].

С этих позиций подлежит тщательному изучению распределение ряда элементов в осадочных, вулканогенно-осадочных, интрузивных и метаморфических породах, составляющих литолого-петрографическую основу территории республики.

К этой группе элементов следует отнести: алюминий, бериллий, марганец, железо, фтор, бром, йод, бор, стронций, кремний и некоторые лантаноиды. К этой же группе элементов следует отнести и ряд щелочных и щелочно-земельных элементов (натрий, калий, литий, рубидий, цезий, кальций, магний), составляющих основу макрокомпонентов питьевых вод.

Довольно существенными ингредиентами подземных питьевых вод являются элементы рудогенного генезиса. Как отмечалось, ме-

таллогеническая специализация территории республики характеризуется наличием промышленных скоплений полиметаллов, медно-молибденовых, медноколчеданных, хромитовых руд, а также весьма ощутимыми концентрациями алюминийсодержащих, золоторудных, свинцово-сурьмяных и других типов руд.

В результате, в природных водах, циркулирующих в пределах отмеченных рудных районов, наблюдаются повышенные концентрации: меди, молибдена, свинца, цинка, серебра, селена, теллура, сурьмы, хрома и др. При этом большое значение для концентраций этой генетической группы элементов имеет степень разработанности месторождений. Как правило, на месторождениях, подвергнутых эксплуатационной разведке и добыче, содержание рудных компонентов в подземных питьевых водах резко возрастает, превышая зачастую предельно-допустимые концентрации (Каджаран, Кафан, Алаверди). Напротив, месторождения или рудопроявления, еще не претерпевшие водяно-воздушное окисление, характеризуются относительно невысокими значениями, не превышающими лимитированных норм токсичных элементов в подземных водах. Помимо элементов, нормированных существующими ГОСТами, количество токсичных ингредиентов в питьевых водах территории республики значительно шире, что, безусловно, должно найти отражение во вновь рарабатываемых стандартах. Так, к существующим нормированным элементам (алюминий, бериллий, молибден, мышьяк, свинец, селен, стронций, фтор, железо, марганец, цинк) следует также добавить: сурьму, хром, серебро, кадмий и др., концентрация которых в питьевых водах некоторых рудных районов республики довольно высокая и подлежит лимитированию.

Наконец, третью группу токсичных элементов и соединений составляют техногенные компоненты. Это—обширная группа элементов и соединений представлена: промышленными, сельскохозяйственными и бытовыми загрязнителями.

Однако прежде, чем перейти к рассмотрению наиболее распространенных компонентов антропогенного (техногенного) происхождения в природных водах, формирующихся и циркулирующих на территории республики, отметим некоторые общие положения, связанные с их природой.

С. Р. Крайнов [4] приводит следующий перечень наиболее распространенных ингредиентов сточных вод основных отраслей промышленности: Cl^-, SO_4 , H_2S, CO_3^{2-}, HCO_3^-, NO_3^-, NO_2^-, PO_4^{3-}, H_4SiO_4, NH_3, NH_4^+, F^- Na^+ Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Co^{2+}, Hg^{2+}, Pb^{2+}, As^{3+}, Zn^{2+}, Cu^{2+}, Ni^{2+}, Mn^{2+}, Mn^{4+}, Mo^{6+}, Tl^{4+}, Cd^{2+}, $H_4B_2O_4$, сульфиды, пиридины, анилины, фенолы, бензолы, амины, формальдегиды, цианиды, дитиофосфаты, нефтепродукты, ароматические углеводороды, органические соединения. К числу сельскохозяйственных загрязнителей этим автором отнесены формы азота (NH_4^+, NO_3 , NO_2^-) Cl^-, H_3BO_3, $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-}, PO_4^{3-}, K^+, пестициды и, как наиболее опасные, —группа ХОП (хлорорганические пестициды), гербициды.

Наиболее распространенными бытовыми загрязнителями являются: бактериальные и органические вещества и среди последних: ПАВ (поверхностно-активные вещества), СПАВ (синтетические поверхностно-активные вещества).

Общее же количество органических загрязнителей питьевой (и не только питьевой) воды в настоящее время превышает более ста наименований. Концентрация некоторых из этих соединений (нефте-

продукты, пестициды, а также хлор-органические пестициды—ДДТ, ДДЕ, в десятки, а местами и в сотни раз превосходят предельно-допустимые концентрации.

Из приведенного перечня наибольшим распространением токсичных концентраций в подземных питьевых водах, формирующихся и циркулирующих на территории республики, характеризуются нижеприведенные элементы и соединения, объединенные в отмеченные генетические группы.

Таблица 4

Генетические группы токсичных элементов в питьевых водах территории Армении

Петрогенные элементы	Рудогенные элементы	Техногенные элементы		
		Промышленное загрязнение	Сельскохозяйственное загрязнение	Бытовое загрязнение
Al, Be, Mn, Fe, Co, Ni, F, Sr, Cl, Ca, Mg, Na, Li, Rb, Cs, SiO_2,	Pb, Zn, Cu, Cd, Mo, A, Sb, S, Te, Cr, B, Fe Mn, частично, Ni, Co, Ag, Hg	SO_4^{2-}, H_2S, CO_3^{2-} NO_2^-, H_4SiO_4, NH_4^+ F, Cl, Ni, Cr, Fe Mn, Cu Pb, Zn Ag, Mo, Sb, Al, цианиды, ароматические углеводороды, органические соединения, в частности хлоропрен, фенолы	NH_4^+, NO_3^- NO_2^- Cl– Mg^{2+}, PO_4^{3-} пестициды, гербициды группа ХОП	NO_2, СПАВ, ПАВ и др органические и бактериальные вещества фекалии, нефтепродукты, бензолы, фенолы

Приведенным набором перечень возможных токсичных элементов и соединений в подземных питьевых водах территории Армении не ограничивается—данные эти весьма динамичны. Вероятность появления новых токсичных ингредиентов и увеличение концентраций существующих в приведенной таблице возрастает слева направо, т. е. наиболее стабильной во времени и пространстве является группа петрогенных элементов. Возможность увеличения концентраций рудогенных токсичных компонентов связана с освоением новых месторождений и типов руд. И, наконец, наиболее динамичной является группа техногенных загрязнителей, в ряду которых сегодня трудно прогнозировать—которая из подгрупп будет в ближайшее время наиболее опасной.

Тройственной природой в питьевых водах обладают преимущественно элементы сидерофильной группы (железо, марганец, кобальт, никель и, возможно, хром). К числу ингредиентов с двойственной природой можно отнести довольно обширную группу элементов и соединений, фтор, хлор, цинк, свинец, медь, молибден, серебро, ртуть, сурьма, алюминий, кремний, сульфаты. При этом компоненты рудогенной и техногенной групп элементов часто трудно бывает отделить, т. к. на ряде крупных месторождений (Каджаран, Капан, Алаверди и др.), где идет добыча полезного ископаемого, рудогенные и техногенные ореолы с повышенными концентрациями элементов накладываются друг на друга. Аналогичное наблюдается и в самой группе техногенных загрязнителей. Токсичные концентрации ряда элементов и соединений (формы азота, фосфор, органические соединения и др.) характерны как для одной, так и для нескольких подгрупп.

Поэтому защита подземных питьевых вод от техногенного (и не только техногенного) загрязнения является сегодня одной из наиболее насущных проблем водопользования. В связи с этим одним из основ-

ных условий применения подземных вод в качестве питьевых должны быть сведения о степени защищенности этих вод от загрязнения. Существавшие в СССР нормативы для зон санитарной охраны в условиях Армении носили и носят чисто формальный характер. Особенно это относится ко второй и третьей зонам. Заселенность территории республики зачастую не позволяет обеспечить в плане соблюдение нормативно установленных площадей этих зон. С другой стороны, установленные зоны лимитируют лишь только их контуры в плане, не учитывая при этом степень защищенности этих вод в вертикальном разрезе.

Наиболее крупные месторождения пресных подземных вод, используемые на территории республики в качестве питьевых, приурочены к межгорным котловинам, в пределах которых в вертикальном разрезе выделяется несколько напорных горизонтов. При этом наиболее защищенными являются нижние горизонты, т. е. наиболее отстоящие от поверхности.

Несколько иную картину мы наблюдаем при рассмотрении концентрированных выходов вод зоны регионального стока вышеописанных областей. Зарегулированность стока в многолетнем разрезе должна, по-видимому, свидетельствовать и о большей степени защищенности вод от поверхностного загрязнения.

Таким образом, в основу классификации месторождений пресных подземных вод по степени защищенности должен быть положен принцип типизации геолого-гидрогеологической обстановки выделенных гидрогеохимических районов. Кстати, более детальное рассмотрение этого вопроса требует дальнейших разработок.

Одним из наиболее распространенных техногенных компонентов подземных питьевых вод является нитрат-ион, причем основная часть концентрации этого компонента связана с сельским хозяйством. Поэтому установление контроля за этим соединением в пределах всех выделенных гидрогеохимических зон дает возможность прослеживать во времени степень увеличения техногенной нагрузки.

Резюмируя все вышеизложенное, мы приходим к выводу, что при рекомендации подземных вод для использования их в питьевых целях обязательными должны быть следующие сведения:

1. Принадлежность рекомендуемой питьевой воды к определенному гидрогеохимическому району.

2. Концентрация токсичных элементов и соединений (включая фоновые величины и возможные аномальные содержания) в подземных питьевых водах данного гидрогеохимического района.

3. Сведения о степени защищенности рекомендуемых вод от загрязнения.

4. Генетическая принадлежность токсичных элементов и соединений к выделенным группам.

5. Наиболее вероятные формы нахождения (миграции) элементов и соединений в рекомендуемой питьевой воде.

6. Медико-биологическое воздействие токсичных концентраций элементов и соединений, обнаруженных в рекомендуемой воде, на организм человека с указанием последствий избытка (выше ПДК) или дефицита (ниже МНК).

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 3.IV.1995.

Պ. Մ. ՂԱՓԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ԽՄԵԼՈՒ ՔԱՂՑՐԱՀԱՄ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐԻ ՉԱՓԱԿԱՐԳՄԱՆ ՍԿԶԲՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հանրապետության տարածքի խմելու քաղցրահամ ջրերի ակնկալվող չափակարգման հետ կապված, ներկայացվող հոդվածում փորձ է արվում սահմանել նրանց որակի գնահատման հիմնական չափանիշները։

Տոքսիկ քանակություններով տարրերի անջատման ժամանակ, շատ երկրներում գործող բժշկա-կենսաբանական խիստ չափակարգման հետ միաժամանակ առաջարկվում է հաշվի առնել նաև տարածքի էկոլոգո-երկրաքիմիական պայմանները։

Ստորերկրյա քաղցրահամ ջրերը խմելու նպատակով երաշխավորելիս պարտադիր պետք է լինեն հետևյալ տեղեկությունները.

1. Երաշխավորվող խմելու ջրի պատկանելիությունը որոշակի հիդրոքիմիական շրջանին։

2. Տվյալ երկրաքիմիական շրջանի ստորերկրյա ջրերում տարրերի և միացությունների տոքսիկ կոնցենտրացիան (ներառյալ նաև ֆոնային մեծությունները և հնարավոր անոմալ պարունակությունները)։

3. Տեղեկություններ երաշխավորվող ջրերի աղտոտումից պաշտպանվածության աստիճանի մասին։

4. Տարրերի և միացությունների ծագումնաբանական պատկանելությունը անջատված խմբերին։

5. Երաշխավորվող խմելու ջրերում տարրերի և միացությունների գտնվելու (միգրացիայի) առավել հավանական ձևերը։

6. Երաշխավորվող ջրերում հայտնաբերված տարրերի և միացությունների տոքսիկ քանակությունների բժշկա-կենսաբանական ներգործության մարդու օրգանիզմի վրա՝ նրանց հավելյալ (բարձր Թույլատրելի արժեքների սահմանից—ԹԱՄ) և անբավարար (ցածր նվազագույն անհրաժեշտ քանակներից—ՆԱՔ) քանակների ազդեցության հետևանքների նկարագրությամբ։

P. M. KAPLANIAN

PRINCIPLES FOR RATING OF ELEMENT CONCENTRATIONS IN DRINKING WATERS IN THE REPUBLIC'S TERRITORY

Abstract

In the connection with the forthcoming standardization of underground sweet drinking water in the republic's territory the present paper attempts to set up the basic criteria for their quality evaluation. The legitimacy and sufficiency of requirements imposed on drinking water quality in the territory as a whole, as well as on presence and quantitative composition of various ingredients limited (or subjected to rating) by maximum permissible concentrations, are considered within the framework of this problem. It is proposed to take account of, together with rigorous medical-and-biological rating which exists in many countries, ecological and geological conditions in the territory, when distinguishing elements with toxic concentrations.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аветисян В. А., Вегуни В. Т.** Принципы гидрогеологического районирования территории Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. VIII. «Гидрогеология». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 77—90.
2. Государственные стандарты СССР. Вода питьевая. М.: 1984. 237 с.
3. **Крайнов С. Р., Швец В. М.** Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980 с. 34—46.
4. **Крайнов С. Р., Швец В. М.** Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1982. с. 146—159.
5. **Личков Б. Л.** К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии. Тр. ЛГГП АН СССР, т. III. с. 19—27.
6. **Меликсетян Б. М.** Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса.—В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971. 220 с.
7. Обзорные материалы по современным отечественным и зарубежным требованиям к качеству питьевой воды. М.: 1993. 35 с.
8. **Рубейкин В. З., Колотов Б. А., Киселева Е. А.** (ВСЕГИНГЕО), **Капланян П. М.** (ИГН АН Армении). Геохимия питьевых вод в условиях техногенеза.—В кн.: Сборник научных трудов ВСЕГИНГЕО «Гидрогеологические аспекты в экологии», М.: 1991, с 22—40.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 89—93

В. Р. БОЙНАГРЯН

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЙ СМЫВ В ГОРАХ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РАЗВИТИЕ ИХ СКЛОНОВ

Рассматриваются факторы, воздействующие на развитие и интенсивность делювиального смыва в горах Армянского нагорья приводятся, данные по интенсивности смыва. Делается вывод, что делювия в горах Армянского нагорья в целом мало. Он не накапливается у подножия склонов, т. к. при сильных ливнях формирует твердую составляющую селевых потоков и удаляется от склонов. Это способствует параллельному отступанию склонов и образованию у их подножий педимента.

Известно, что смыв талыми и дождевыми водами почвенного покрова или материала выветривания горных пород со склонов и его переотложение у подножия представляет собой делювиальный процесс, а сами отложения этих вод называются делювием.

Следует отметить, что в горах Армянского нагорья (как, по-видимому, и во всех горных областях) делювия, как понимал его А. П. Павлов [9, 10], практически нет. Правильнее говорить о горном варианте делювия, в котором много крупного каменного материала, смещенного к подножию склона не плоскостным смывом, а в результате потери им устойчивости на крутых склонах из-за обмыва грунта вокруг отдельных обломков [4]. Возможность такого смещения была доказана экспериментально [8].

Делювиальный смыв рыхлообломочного материала предопределяет небольшую в целом мощность и неразвитость склонового чехла на склонах Армянского нагорья и оказывает существенное воздействие на их развитие на незадернованных обнаженных участках или участках с нарушенным растительным покровом.

На интенсивность делювиального смыва влияют крутизна и форма склона, его микрорельеф, характер растительного покрова и его плотность, гранулометрический состав склонового рыхлообломочно-

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аветисян В. А., Вегуни В. Т.** Принципы гидрогеологического районирования территории Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. VIII. «Гидрогеология». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 77—90.
2. Государственные стандарты СССР. Вода питьевая. М.: 1984. 237 с.
3. **Крайнов С. Р., Швец В. М.** Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980 с. 34—46.
4. **Крайнов С. Р., Швец В. М.** Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1982. с. 146—159.
5. **Личков Б. Л.** К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии. Тр. ЛГГП АН СССР, т. III. с. 19—27.
6. **Меликсетян Б. М.** Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса.—В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971. 220 с.
7. Обзорные материалы по современным отечественным и зарубежным требованиям к качеству питьевой воды. М.: 1993. 35 с.
8. **Рубейкин В. З., Колотов Б. А., Киселева Е. А.** (ВСЕГИНГЕО), **Капланян П. М.** (ИГН АН Армении). Геохимия питьевых вод в условиях техногенеза.—В кн.: Сборник научных трудов ВСЕГИНГЕО «Гидрогеологические аспекты в экологии», М.: 1991, с 22—40.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 89—93

В. Р. БОЙНАГРЯН

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЙ СМЫВ В ГОРАХ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РАЗВИТИЕ ИХ СКЛОНОВ

Рассматриваются факторы, воздействующие на развитие и интенсивность делювиального смыва в горах Армянского нагорья приводятся, данные по интенсивности смыва. Делается вывод, что делювия в горах Армянского нагорья в целом мало. Он не накапливается у подножия склонов, т. к. при сильных ливнях формирует твердую составляющую селевых потоков и удаляется от склонов. Это способствует параллельному отступанию склонов и образованию у их подножий педимента.

Известно, что смыв талыми и дождевыми водами почвенного покрова или материала выветривания горных пород со склонов и его переотложение у подножия представляет собой делювиальный процесс, а сами отложения этих вод называются делювием.

Следует отметить, что в горах Армянского нагорья (как, по-видимому, и во всех горных областях) делювия, как понимал его А. П. Павлов [9, 10], практически нет. Правильнее говорить о горном варианте делювия, в котором много крупного каменного материала, смещенного к подножию склона не плоскостным смывом, а в результате потери им устойчивости на крутых склонах из-за обмыва грунта вокруг отдельных обломков [4]. Возможность такого смещения была доказана экспериментально [8].

Делювиальный смыв рыхлообломочного материала предопределяет небольшую в целом мощность и неразвитость склонового чехла на склонах Армянского нагорья и оказывает существенное воздействие на их развитие на незадернованных обнаженных участках или участках с нарушенным растительным покровом.

На интенсивность делювиального смыва влияют крутизна и форма склона, его микрорельеф, характер растительного покрова и его плотность, гранулометрический состав склонового рыхлообломочно-

го чехла или материала выветривания горных пород, устойчивость почвы к процессам смыва и размыва, интенсивность и продолжительность дождей, интенсивность снеготаяния и т. п. Большое воздействие на делювиальный процесс оказывает человек своей хозяйственной деятельностью, которая способствует активизация смыва и размыва повсюду на земном шаре. «Нет никакого сомнения в том, что антропогенное усиление эрозии почв и оврагообразования—явление массовое, угрожающее перерасти в глобальную катастрофу. Бесспорно, что современная антропогенная ускоренная эрозия превышает современную «нормальную денудацию» по меньшей мере на порядок»,—отмечает Д. А. Тимофеев [12, с. 24].

Хозяйственное освоение горных склонов Армянского нагорья (вырубка лесов, распашка полей, чрезмерный выпас скота, разного рода строительства с нарушением растительного покрова и т. п.) привело к тому, что в среднегорной и особенно низкогорной (где количество осадков меньше и преобладают степные и полупустынные ландшафты) зонах появляется все больше участков с нарушенным растительным покровом, на которых активизируются плоскостной смыв и размыв. Так, в турецкой части нагорья вследствие уничтожения лесов и чрезмерного выпаса коз (последние не только вытаптывают и поедают травяной покров, но поедают также и молодые поросли лесов) интенсивная эрозия почв на горных склонах привела к их «оголению», усилился поверхностный сток во время снеготаяния и дождей, стали отмечаться катастрофические наводнения и интенсивное заиление водохранилищ [13].

Аналогичная картина наблюдается и в других частях Армянского нагорья. Места схода скота к водопою, пути отправления на пастбища и возвращения домой напоминают собой «кровоточащие раны» на поверхности склона. Вытоптанная и сорванная дернина, сломанные ветки и обглоданные молодые поросли деревьев, смытый почвенный покров, многочисленные промоины, рытвины и т. п.—вот неполный перечень воздействия на склоны и интенсивность делювиального процесса только со стороны неправильного выпаса скота.

К этому следует добавить уничтожение дернины под колесами грузовых автомобилей и гусеницами тракторов на горных склонах вдоль грунтовых проселочных дорог (когда автомобили и трактора объезжают разъезженные и разбитые участки дорог по целине) и увеличение площади обнаженных участков, где начинает активизироваться эрозионный смыв и размыв, уничтожение дернины при прокладке различных трубопроводов, автомобильных и железных дорог и т. д.

Большая крутизна склонов Армянского нагорья, бурное таяние снегов весной и ливневый характер дождей (а местами и сильный град, причем величина градин составляет 1—2 *см*, иногда до 5 *см*; град часто выпадает на Триалетском хребте и в Ахалкалакской котловине [7], в бассейне оз. Севан, в окрестностях Алаверди, Ташира (Калинино), в высокогорных районах нагорья; число дней в году с градом составляет в отдельных районах 15—18 и более, наиболее часты выпадения града в мае и июне [1]) не позволяют накапливаться на склонах мелким продуктам выветривания, поэтому обнаженные участки склонов или участки с нарушенным растительным покровом обычно хорошо промываются от мелкозема. На таких склонах остаются только наиболее крупные обломки. Вся остальная масса (мелкие обломки и мелкозем) при сильных ливнях легко удаляется со склонов и формирует твердую составляющую селей, которая

может достигать значительных объемов. Так, например, в Капанском (Кафанском) районе Армении только с интенсивно эродируемых склонов общей площадью около 54 *км*^{2} может быть вынесено в р. Вохчи (основную реку района) 500—800 *тыс. м*^{3} (а при катастрофических ливнях с градом и более) обломочного материала [2]. Интенсивное удаление выветрелого материала с обнаженных склонов или с участков с нарушенным растительным покровом подчеркивается многочисленными промоинами, обнаженными корнями редкого кустарника или высоко «сидящими» кочками травы, которые указывают на снос материала мощностью до 40—50 *см*. Нам не раз приходилось быть свидетелем почти полной «отмывки» обнаженного участка склона от рыхлообломочного материала в течение лишь одного интенсивного ливня и экспонирования поверхности скальных пород.

Интенсивный делювиальный смыв отмечается на участках распространения рельефа типа бедленд (причина—крутые выпуклые склоны, преобладающая южная экспозиция и отсутствие растительности, рыхлые неустойчивые грунты) и на пашнях, а также на незадернованных техногенных склонах (склонах дорожных насыпей и выемок, отвалов горных выработок, плотин и т. п.). Когда обкладка таких склонов дерном задерживается, то при сильных ливнях мелкозем довольно быстро выносится к их подножию, на склонах образуются промоины, которые активно расширяются и углубляются в рыхлом грунте. Такая картина отмечалась нами на склонах насыпи при строительстве автострады Ереван—Севан, строящейся железной дороги у с. с. Фиолетово, Маргаовит и др. местах, в дорожной выемке на трассе Ереван—Севан в перлитовых породах. По промоинам к подножию насыпей и выемок сносится значительный объем мелкозема, составляющий местами несколько сот кубических метров на 1 *пог. км* пути. Интенсивный снос мелкозема отмечается и со склонов отвалов горных выработок [3].

Постоянное удаление со склонов выветрелого материала при ливнях и поступление его в селевой поток не позволяет в большинстве случаев обломочному материалу долго задерживаться на склонах или у их подножий. Поэтому в целом делювий (даже горный его вариант) в горах Армянского нагорья имеет ограниченное распространение [3].

Исследования показывают, что делювиальный смыв происходит более активно в случае выпадения интенсивного ливня на предварительно увлажненную поверхность склона. Тогда в рыхлый покров склонов просачивается меньше воды и она почти вся стекает по склону.

В пределах субтропического континентального климатического пояса Земли, в котором расположено Армянское нагорье, максимальная интенсивность дождей (исходя из данных [6] по Армении, Средней Азии и США—в том же климатическом поясе) должна составлять 6—10 *мм/мин*, а продолжительность—до 60 *мин*. Отсюда, значительная интенсивность ливней на Армянском нагорье может способствовать при «благоприятных» условиях (обнаженные склоны, большая крутизна и т. п.) активизации делювиального смыва. При этом наибольший смыв будет отмечаться при ливнях с возрастающей интенсивностью [5].

На процесс делювиального смыва большое воздействие оказывают талые снеговые воды. На Армянском нагорье таяние снегов весной происходит очень бурно (здесь отмечается резкое потепление в это время), поэтому формируется значительный сток, который смы-

вает мелкозем со склонов (включая также и более крупные частицы грунта). Так, Г. К. Габриелян [5] считает, что в Армении (а на остальной части Армянского нагорья условия примерно сходные с Арменией, поэтому можно утверждать, что и на всем Армянском нагорье) талые воды весной смывают со склонов примерно 50—75 % смываемого за год материала. Поэтому и максимальная мутность рек отмечается весной и в первой половине лета [1].

На обнаженных склонах смыв достигает (при прочих равных условиях) максимальной величины и начинается даже при небольшой интенсивности дождя—всего в 0,08—0,1 *мм/мин* [14]. Отсюда понятно, почему после пожаров, которые уничтожают лесную подстилку и травяной покров, резко возрастает интенсивность поверхностного смыва [15—17], достигая местами значительной величины по сравнению с нормальной (до пожара) эрозией. Высокую интенсивность смыв имеет и на распаханных участках [18].

На пастбищах Армении интенсивность смыва почвы зависит от экспозиции склона и составляет большую величину на склонах южной экспозиции, что, на наш взгляд, связано с большей сухостью южных склонов и, отсюда, разреженностью дернового покрова.

Наблюдения [14] показали, что со склона южной экспозиции (угол наклона 22°) при интенсивности дождя 27 *мм/сутки* смыв почвы составил 411 *кг/га*, а на склоне северной экспозиции той же крутизны смыв полностью отсутствовал. При этом поверхностный сток составлял 6577,2 *л/га* и 783 *л/га* соответственно по экспозициям.

Имеющиеся сведения по интенсивности делювиального смыва в разных районах Земли хотя и трудно сопоставимы, однако дают однозначный ответ на защитную роль растительности. Действительно, смыв с задернованных и залесенных поверхностей всюду ничтожный, а на обнаженных участках достигает максимума. Такая же закономерность характерна и для Армении, что подтверждается наблюдениями почвоведов, а также исследованиями [5] и нашими измерениями. На пашне (угол наклона 5—10°) нами зафиксированы скорости смыва в 0,23—0,36—1,05 *мм/год* (средние величины по пятилетним наблюдениям), а на обнаженных перлитовых склонах (угол наклона 25—30°)—от 3—5 до 40—48 *мм/год*.

На обнаженных и слабо задернованных участках склонов при интенсивных ливнях и граде, особенно выпадающих на сухую поверхность, отмечается разрушение поверхности почвы и разбрызгивание мелких частичек грунта, что несколько увеличивает интенсивность делювиального смыва. Ударное действие капель дождя усиливается, если склоны имеют падение по направлению ветра [11].

Следует отметить, что в целом в горах Армянского нагорья делювиальный смыв, несмотря на возрастание его роли в последнее время ввиду все большего хозяйственного освоения склонов, все же по общему объему перемещаемого материала уступает дефлюкции. Это связано с тем, что делювиальный смыв происходит лишь на обнаженных и слабо задернованных участках склонов, в то время как дефлюкция имеет повсеместное распространение. Однако делювиальный смыв оказывает воздействие на развитие профиля склона там, где он активен. Удаление выветрелого материала и смыв почвенного покрова со склонов во время интенсивных ливней без накопления этого материала у подножия склона (смываемый материал уносится сформировавшимся селем) способствует сохранению крутизны склона с его параллельным отступанием и формированием у его подножья педимента, что характерно для районов с семиаридным и аридным кли-

матом. Лишь в тех случаях, когда смываемый материал задерживается у подножия склона (при дождях меньшей интенсивности, снеготаянии), последний постепенно выполаживается.

Судя по полевым исследованиям, у подножий склонов в горах Армении (и, по-видимому, по всему Армянскому нагорью) делювиальные шлейфы (именно делювиальные, а не образованные массовым смещением рыхлообломочного материала) не имеют очень широкого распространения, что еще раз подтверждает ограниченность развития делювиального процесса—только на обнаженных и слабо задернованных участках склонов (включая, конечно, и распаханные участки).

Ереванский государственный
университет

Поступила 12.XII.1995

Վ. Ռ. ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ

ԴԵԼՅՈՒՎԻԱԼ ՏԵՂԱՏԱՐՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀՈՒՄ ԵՎ ՆՐԱ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ԼԱՆՋԵՐԻ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում դիտարկվում են Հայկական լեռնաշխարհում դելյուվիալ տեղատարման զարգացման և ինտենսիվության վրա ազդող գործոնները՝ լանջերի ձևը և թեքությունը, բուսածածկի առկայությունը կամ բացակայությունը, անտառահատումը, անպլանային արածեցումը, տարբեր տիպի կառույցները, գարնանը ձյան ինտենսիվ հալումը և անձրևների տեղատարափ բնույթը։ Դելյուվիալ տեղատարման վերաբերյալ բերվում են թվական տվյալներ։

Ցգրակացություն է արվում, որ Հայկական լեռնաշխարհում դելյուվիումը լեռնալանջերին քիչ է պահպանվում։ Այն չի կուտակվում նաև լանջերի ստորոտներում, քանի որ տեղատարափ անձրևների ժամանակ նրանք ձևավորվում են սելավների կոշտ փուլը և նրանց կողմից հեռացվում են ստորոտներից։ Այս երևույթը նպաստում է լեռնալանջերի զուգահեռ նահանջին և նրանց ստորոտներում պեդիմենտների առաջացմանը։

V. R. BOINAGRIAN

DELUVIAL WASHING-OUT IN THE ARMENIAN HIGHLAND MOUNTAINS AND ITS IMPACT ON THEIR SLOPE DEVELOPMENT

Abstract

The paper presents the results of determination of clay soil oscillation energy absorption coefficients by means of the method of cyclic loading and unloading during their torsion. It is found that at the rates of loading and unloading equal to 50 N·cm x 5 s the oscillation absorption coefficient is equal practically to unity, and at the rates of 100 and 200 N·cm x 5 s it is practically a constant equal to approximately 0.575.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас сельского хозяйства Армянской ССР. М.—Ереван: ГУГК, 1984. 189 с.
2. **Бойнагрян В. Р.** Оценка рельефа при изучении селей в Кафанском селеносном районе.—Ученые записки Ереванск. ун-та. Ест. науки, 1977, № 3, с. 119—124.

3. **Бойнагрян В. Р.** Изученность склонов в Армянской ССР и некоторые проблемы их исследования.—Ученые записки Ереванск. ун-та, Ест. науки, 1983, № 2, с. 143—149.
4. **Бойнагрян В. Р.** Высотная поясность склоновых процессов в горах Армянского нагорья и некоторые особенности развития их склонов.— Геоморфология, 1990, № 4, с. 49—57.
5. **Габриелян Г. К.** Эрозия рек Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ереванск. ун-та, 1973, 175 с.
6. **Габриелян Г. К.** Анализ ливневых дождей.—В кн.: Вопросы географии. Межвуз. сб. Ереван: Изд-во Ереванск. ун-та, 1984, вып. 1—2, с. 146—150.
7. **Гвоздецкий Н. А.** Кавказ. Очерк природы. М.: Географгиз, 1963. 262 с.
8. **Калинин А. М.** Перемещение крупных обломков на делювиальных склонах (по данным экспериментальных исследований).—В кн.: Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Изд-во Московск. ун-та, 1971, с. 121—128.
9. **Павлов А. П.** Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи.—В кн.: Избран. соч. М.: Изд АН СССР, 1951, кн. 2, с. 9—18.
10. **Павлов А. П.** Делювий как генетический тип послетретичных отложений.—В кн.: Избран. соч. М.: Изд. АН СССР, 1951, кн. 2, с. 19—23.
11. **Спасская И. И.** Особенности развития пологих склонов восточного склона Южного Урала.—В кн.: Геоморфология. М.: Изд. Московск. ун-та, 1967, вып. 1, с. 20—21.
12. **Тимофеев Д. А.** Геоморфологические и палеогеографические аспекты проблемы эрозии почв.—Геоморфология, 1988, № 2, с. 14—28.
13. **Фюрон Р.** Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: ИЛ, 1955. 144 с.
14. **Щур-Багдасарян Э. Ф.** Эродированные склоны Армении и их лугомелиорация. Ереван: Айастан, 1985. 150 с.
15. **Alexandre G.** L'action des animaux fouisseure et des feux de brousse sur l'efficacite erosive du ruissellement dans une region de savane bocsee.—L' Evolution des versants.—1967, v. 40.
16. **Chinen T.** The influence of forest fires on geomorphological processes—review of literature.—geogr. Rev. Japan.—1986, A59, № 3, p. 154—170.
17. **Doehring D.** The effect of fire on geomorphic processes in the San Gabriel Mountains, California.—Contribs Geol., 1968, v. 7, № 1, p. 43—65.
18. **Macar P.** Commission pour l'etude de l'evolution des versants de l'Union Geographique Internationale (U. G. I.): activite de 1952 a 1968.—Zeitschrift fur Geomorphologie, 1970, № 9, p. 1—9.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 94—104

П. Г. АЛОЯН

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГОРНОРУДНОГО ПРОИЗВОДСТВА*)

Разработан сквозной количественный показатель технологических условий горнорудного производства для системы руда—рудовмещающая среда—товарная масса (товарный продукт). Для оценки технологических условий сложности рекомендуется использовать петрофизические параметры товарной массы с детализацией условий по участкам, эксплуатационным блокам (горизонтам) или ФС по промышленным типам руд.

Технологические показатели горнорудного производства в основном обусловлены горно-геологическими условиями и горнотехническими возможностями [2]. В современной практике эти природные характеристики используются вкупе при общей оценке условий вскрытия и добычи руд. Внедрение системы геолого-технологического картирования и опережающего доизучения вовлекаемых в переработку руд выявило существенные недостатки валового качественного подхода к технологическим условиям отработки месторождений, т. к. резко ограничивается учет природных характеристик при разработке оптимальной схемы обогащения и, тем самым, разрывает единый процесс планирования горнорудного производства с выходом на товарную продукцию [3]. Возникла необходимость выделения сквозных (единых) количественных критериев оценки технологических условий добычи и показателей переработки для системы руда—рудовмещающая среда—товарная масса (товарный продукт). Физико-механические (петрофизические) характеристики руд и пород являются единственными количественными сквозными показателями горнорудного производства и поэтому они нами выделяются в качестве самостоятельного критерия по их оценке. В настоящей статье кратко излагаются основные принципы и результаты внедрения количественной петрофизической оценки технологических условий горнорудного производства на месторождениях цветных и благородных металлов.

Фактические данные по основным физико-механическим параметрам руд, рудовмещающих пород и товарной (рудной) массы получены при петрофизическом картировании в процессе геолого-технологической типизации и опережающего доизучения вовлекаемых в переработку руд. Исследования Армнипроцветмета показывают, что относительно низкие значения плотности, упругости, прочности и более высокие значения пористости и проницаемости характерны для рудовмещающих пород меднорудной формации. Медно-молибденовая формация отличается сравнительно высокими показателями плотности, упругости, прочности и, наоборот, низкими значениями пористости и проницаемости. Относительно высокие показатели плотности, прочности и упругости характерны для рудовмещающих пород золоторудной формации (табл. 1).

Рудные формации подвергнуты метасоматическим изменениям. Процессы метасоматоза интенсивно развиты в породах (формациях), характеризующихся относительно низкими механическими параметрами—плотностью, упругостью и прочностью, и высокими показателями пористости и проницаемости (табл. 2). В свою очередь, интенсивность метасоматических процессов оказывает воздействие на петрофизические показатели, образуя благоприятные условия для селективного

*) Работа выполнена в рамках темы 94—22, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

рудоотложения. Следует отметить, что в товарной (рудной) массе имеет место сглаживание некоторых показателей и в принципе по плотности, упругости и прочности рудные формации приобретают сравнительно близкие показатели. Максимальные значения модуля упругости в руде и товарной массе наблюдаются для рудовмещающих пород медно-молибденовой формации, а наименьшие—в товарной массе меднорудной формации.

Значительные отклонения наблюдаются в показателях по пористи: если в рудах величина пористости колеблется в среднем от 2,0 до 2,5, то в товарной массе медной и золото-полиметаллической формаций она составляет в среднем 4,5—5,0%, оставаясь для медно-молибденовой формации в принципе на том же уровне. Эти петрофизические особенности руд и рудной массы по формациям во многом предопределяются морфоструктурными особенностями рудных тел, а также характером и степенью гидротермального и околорудного изменения. Так, оруденение в месторождениях меднорудной и золото-полиметаллической формаций локализовано в жилах и жильных зонах, где стержневые части жил, как правило, четко обособлены от околорудного и гидротермального изменения, а в штокверках медно-молибденовой формации такой обособленности нет в связи с характером их внутреннего строения и поэтому петрофизические показатели руд и рудной массы очень близки. Сравнительные данные по прочностным характеристикам руд различных формаций показывают на их соразмерность (в рудах 125—136, а в массе—92—113 *МПа*), что хорошо отражается в постоянстве процентного соотношения классов кусковатости в отбитой массе—50—55% до 200 *мм*, 28—30% до 400*мм*, 13—15% до 600 *мм* и 9—10% до 800 и более *мм* (табл. 2).

Статистическая обработка многолетних исследований по геолого-технологической типизации руд показала, что рассмотренный выше комплекс физико-механических параметров характеризует технологические условия добычи и переработки руд. Установлено, что зависимость между горно-геологическими условиями отработки месторождения и обогащения руд и плотностью, упругостью (модуль Юнга) и прочностью прямая, а пористостью, пластичностью (к-т Пуассона) и набухаемостью—обратная. Отношение суммы индексов первой группы петрофизических показателей к сумме индексов второй группы служит показателем сложности технологических условий (ПТУ). Такой подход первоначально был использован применительно к горнотехническим условиям месторождений в лаборатории геологии Армнипроцветмета [4]. В отличие от этой работы нами пересмотрены основное содержание и условия применения, а также параметры по оценке технологических условий. Кроме того, нами впервые рассматривается система руда—рудовмещающая среда—товарная масса и количественно оцениваются технологические условия добычи и переработки, т. е. разработаны сквозные критерии количественной оценки технологических условий горнорудного производства. При крайне сложных (неблагоприятных) технологических условиях суммарное значение индексов первой группы петрофизических показателей равно 3 (1+1+1), а суммарное значение индексов второй группы равно 15 (5+5+5). Тогда ПТУ $= \frac{3}{15} = 0{,}2$. При наиболее благоприятных технологических условиях сумма индексов первой группы составит 15 (5+5+5), а второй—3 (1+1+1). В этом случае ПТУ $= \frac{15}{3} = 5$ (табл. 3.).

Таблица 1

Основные физико-механические показатели характерных рудовмещающих пород и метасоматитов рудных формаций Армении (по данным Армнипроцветмета)

№№ пп	Рудная формация	Рудовмещающие породы и характерные метасоматиты	Плотность, *г см³*, ρ	Модуль упругости, $E \cdot 10^{-5}$ *кгс см²*	Прочность, $\sigma_{сж}$, *МПа*	Пористость, *П*, %	Пластичность (к-т Пуассона), μ
1.	Медно-рудная	Андезиты, кварцевые андезиты, андезито-дациты	2,68	5,08	120,0	1,36	0,26
		Актинолит-эпидотовые и хлорит-эпидотовые	2,64	4,36	110,0	1,40	0,25
		Кварц-серицит-хлорит-кальцитовые	2,50	2,58	50,0	7,40	0,25
2.	Медно-молибденовая	Гранодиориты, монцониты	2,73	6,60	145,0	0,82	0,20
		Высокотемпературные, амфибол-эпидот-биотитовые	2,76	6,78	160,0	0,74	0,28
		Низкотемпературные, серицит-карбонат-кварцевые	2,68	5,13	130,0	1,10	0,25
		Кварц-серицит-андалузитовые	2,58	2,42	100,0	5,18	0,24
3.	Золоторудная	Габброиды, гипербазиты	2,90	8,62	160,0	0,70	0,22
		Актинолит-эпидот-хлорит-пренитовые (по габброидам)	2,90	7,60	150,0	0,95	0,18
		Хризотил-серпентинитовые (по гипербазитам)	2,78	7,10	120,0	1,20	0,29
		Актинолит-эпидот-клиноцоизит-пренитовые и хлорит-карбонат-пренитовые	2,68	5,60	170,0	3,50	0,22
		Тальк-карбонатовые	2,50	3,13	110,0	5,36	0,29

Таблица 2

Физико-механические показатели руд и товарной (рудной) массы рудных месторождений Армении и оценка технологических условий горнорудного производства *)

Формация	Месторождение	Плотность, $г/см^3$, ρ	Модуль упругости, $E \cdot 10^{-5}$, $кгс/см^2$	Прочность, сж. *МПа*	Пористость, *П*, %	Пластичность (к-т Пуассона), μ	Набухаемость, *N*, %	Кусковатость отбитой массы, %				Показатель технологических условий, (ПТУ)	Сложность технологических условий, (СТУ)
								до 200 м.м	400	600	800		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Медная	Капанское	2,95	4,65	100	2,0	0,16	—	57	26	12	5	3,7	Пр
		2,53	4,0	85	4,8	0,22	—					1,1	Сл
	Шамлугское	3,08	4,0	160	1,7	0,10	—	55	20	16	9	4,0	Пр
		2,62	3,0	100	3,8	0,16	—					1,6	Ср
	Алавердское	3,10	3,86	148	1,8	0,10	0,5	52	20	16	12	3,0	Пр
		2,60	3,25	93	4,5	0,20	—					1,5	Ср
	Личкское	2,55	5,31	105	4,64	0,09	0,1	60	25	10	5	1,7	Ср
		2,48	4,30	90	4,96	0,12	—					1,3	Сл
	Средние по формации	2,92	4,46	128	2,54	0,11		55	23	14	8		
		2,56	3,64	92	4,5	0,18							
Медно-молибденовая	Каджаранское	2,65	6,0	142	2,15	0,13	1,2	50	29	11	10	3,2	Пр
		2,60	4,8	123	3,20	0,20	4,0					1,8	Ср
	Агаракское	2,62	6,2	130	1,80	0,15	4,5	54	30	10	6	3,25	Пр
		2,59	4,6	105	2,0	0,20	5,0					2,2	Ср
	Техутское	2,60	5,8	145	2,10	0,10	0,6	48	28	14	10	3,0	Пр
		2,56	4,1	112	3,0	0,18	—					2,5	Ср
	Средние по формации	2,62	6,0	139	2,0	0,13	2,1	51	29	11	9		
		2,58	4,5	113	2,7	0,19	4,5						

1	2	3	4	5
Золото-полиметаллическая	Шаумянское	3,20 / 2,70	3,85 / 3,45	160 / 130
	Арманисское	3.0 / 3,62	3,3 / 4,1	130 / 100
	Меградзорское	2,66 / 2,61	4,42 / 4,78	120 / 110
	Азатекское	3,25 / 3.00	5,55 / 4,67	105 / 110
	Сотское	2,70 / 2,60	3,40 / 3,24	97 / 45
	Средние по формации	2,96 / 2,64	4.11 / 4,00	125 / 99

* В числителе—руда, в знаменателе—товарная (рудная)

Продолжение Таблицы 2

6	7	8	9	10	11	12	13	14
1,05 / 1,98	0,11 / 0,10	2,7 / —	54	30	9	7	4,0 / 3,3	Пр / Пр
2,8 / 3,60	0,16 / 0,10	1,5 / 5,5	48	38	7	7	2,2 / 1,4	Ср / Сл
2,98 / 5,44	0,15 / 0,23	7,0 / 5,0	46	30	14	10	1,8 / 1,4	Ср / Сл
1,55 / 3,00	0,13 / 0,14	5,0 / 10,0	47	26	22	5	3,0 / 2,0	Пр / Ср
1,84 / 7,56	0,18 / 0,12	0,6 / 6,1	45	30	15	10	3,0 / 0,75	Пр / Сл
2,05 / 4,58	0,18 / 0,15	3,5 / 9,0	48	31	13	8		

масса

Таблица 3

Индексы и классы значений петрофизических параметров (по данным [4] с некоторыми исправлениями)

Индексы классов	Классы значений петрофизических параметров					
	Плотность, $г/см^3$, ρ	Модуль упругости, $E \cdot 10^5$ $кгс/см^2$	Прочность, $\sigma_{сж}$, *МПа*	Пористость, *П*, %	Пластичность (к-т Пуассона)	Набухаемость, N, %
1	2,70	3,0	45,0	1,0	до 0,2	5,0
2	2,41—2,50	3,01—4,0	45,1—70,0	1,01—2,0	0,21—0,3	5,1—15
3	2,51—2,60	4,01—5,0	70,1—105,0	2,01—3,0	0,31—0,4	15,1—25
4	2,61—2,70	5,01—6,0	105,1—140,0	3,01—4,0	0,41—0,45	25,1—35
5	2,70	6,0	140	4,0	0,45	35

По величине ПТУ сложность условий горнорудного производства оценивается по 4 классам: сложные—ПТУ = 0,20—1,49; средние—ПТУ = 1,50—2,99; простые—ПТУ =3,00—4,00 и благоприятные—ПТУ =4,01—5,00.

Установлено, что минеральный состав руд определяет оптимальную схему обогащения и номенклатуру товарной продукции, а состав рудовмещающих пород влияет на выбор способов рудоподготовки, режим флотации и дробления[3]. Следовательно, при достоверной оценке технологических условий горнорудного производства необходимо руководствоваться в основном параметрами товарной массы, а не руды. В современной производственной практике в основном руководствуются петрофизическими параметрами руды, что сильно искажает фактические объемы производства и приводит к дисбалансу металла в пересчете на товарную массу и товарный продукт. Это, в свою очередь, приводит к искажению фактических показателей потерь и разубоживания при добыче, а также извлечения основных полезных компонентов при обогащении. Данные, приведенные в табл. 2, подтверждают сказанное. Технологические условия месторождений медно-молибденовой формации по руде оцениваются как простые (ПТУ=3.0—3,25), а по товарной массе—как средние (ПТУ= =1,8—2,5), т. е. размах значения ПТУ=1.0 варьирует на грани одного класса содержаний. Эта соразмерность значений ПТУ обусловлена морфоструктурными особенностями оруденения—относительной однородностью внутреннего строения штокверка. Эти месторождения отрабатываются карьером, а руды перерабатываются по упрощенной коллективно-селективной флотационной схеме. Для жильных месторождений меднорудной формации по руде ПТУ=3,0—4,0, а по товарной массе—1,1—1,6, т. е. размах значений охватывает три класса, что свидетельствует о резком ухудшении технологических условий. Схожая картина наблюдается для месторождений золото-полиметаллической формации. ПТУ по руде равен 1,8—4,0, а по товарной массе—0,75—3,3. Ухудшение технологических условий для этого морфологического типа оруденения в первую очередь определяется неоднородностью петрофизических параметров в пределах жильной зоны и влиянием процессов дробления и околорудного изменения. Условия отработки золоторудных месторождений сложные; используются дорогостоящие системы добычи с закладкой и полициклические схемы обогощения (гравитация+флотация+цианирование хвостов флотации). Для монокомпонентных медных руд схема обогащения простая.

Изменения в минеральном составе рудовмещающих пород могут отрицательно сказаться на показателе переработки, т. е. в пределах

одного объекта могут быть локальные временные осложнения технологических условий. Сложные технологические условия установлены для сфалерит-энаргит-халькозиновых руд Капана, монтмориллонитизированных руд Агарака, лимонит-малахитовых руд Личка, каолинизированных руд Каджарана, Азатека и др.

Технологические условия различны не только в зависимости от формационной принадлежности месторождения, но и на различных горизонтах (участках, блоках) одного и того же объекта в зависимости от изменения структурных условий (трещиноватость, раздробленность и др.) и формационных параметров (изменение состава руд и пород) локализации оруденения с глубиной. На Шамлугском медном месторождении оценка горно-геологических условий отработки проводилась по трем горизонтам (—140 *м*, —215 *м*, —305 *м*) [4]. Здесь рудовмещающие породы представлены туфобрекчиями андезитовых порфиритов верхнего байоса, а рудные тела пирит-халькопиритового состава представлены жилами и жильными зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Исследования показали, что с глубиной наблюдается улучшение технологических условий по товарной массе за счет упрощения структурных условий при тех же рудовмещающих породах (ПТУ соответственно равен 2,5, 2,7 и 3,2). На Азатекском золото-полиметаллическом месторождении рудовмещающие породы правобережья представлены интрузивами монцонитов, сиенитов и диоритов, а на левобережье—туфопесчаниками, туффитами и порфиритами разного состава. На правобережье технологические условия сложные (ПТУ=1,45) в связи с высокой пористостью и набухаемостью пород (гор. 1 490 *м*), а по руде—средние (ПТУ=2,3). С глубиной (гор. 1 288 *м*) в связи с уменьшением трещиноватости и процессов каолинизации наблюдается улучшение технологических условий (ПТУ=2,6). На левобережье условия средние (ПТУ=2,2), а по руде—простые (ПТУ=3,2).

Опережающие доизучение вовлекаемых в переработку руд показало, что общая оценка технологических условий горнорудного производства может быть полезной только для перспективного планирования и прогнозирования производства, при оперативном планировании необходима ее детализация по участкам и эксплуатационным блокам или же по промышленным типам руд. Многолетними минералого-технологическими исследованиями на Агаракском месторождении было показано, что рудовмещающие породы и их изменения (серицитизация, хлоритизация, пелитизация, биотитизация и др.) не влияют на технологический процесс обогащения, и промышленные типы руд выделялись по ассоциации основных рудных минералов и их количественным соотношениям (Луценко, Амирбекян, 1966: Арутюнян, Пашковкин, 1972). Доизучение вовлекаемых в переработку руд показало ошибочность такого подхода в связи с широким развитием процессов монтмориллонитизации на северо-западном и окисления на южном флангах штокверка (Алоян, Луценко, Арутюнян, Акопян, 1979). Рудовмещающими породами центрального участка являются гранодиорит-порфиры и сиенито-граниты. Изменения представлены окварцеванием и серицитизацией. Руды этого участка характеризуются относительно высокими показателями объемной массы, прочности, упругости и, наоборот, низкими показателями пористости, пластичности и набухаемости. Технологические условия простые, ближе к благоприятным, ПТУ=4,0. Показатель извлечения металлов на уровне 84% (табл. 4). Руды западного борта карьера характеризуются относительно пониженными показателями прочности, упру-

гости и, наоборот, некоторым повышением пористости, пластичности и набухаемости. Технологические условия средние, ближе к сложным, ПТУ=1,7. Породы и руды здесь более раздроблены и каолинизированы. Изменения представлены в основном карбонатизацией, серицитизацией и пелитизацией. По технологическим показателям обогащения эти руды хуже рядовых руд, но к труднообогатимым не могут быть отнесены. Извлечение металлов в коллективный концентрат на уровне 79%. Северо-западный и южный фланги карьера характеризуются пониженными показателями плотности, прочности, упругости и резким повышением набухаемости и пластичности (монтмориллонитизированные руды) (табл. 4). Технологические условия сложные, близкие к граничным. Показатели извлечения низкие. Это в том случае, когда среднее содержание меди и молибдена относительно рядовых руд значительно выше. Для окисленных руд наблюдается еще более резкое снижение показателей извлечения меди (69,6%) и молибдена (71,4%), что вызвано наличием окисленных форм минералов. Для усреднения технологических условий промышленных типов руд Агаракского месторождения и обеспечения плановых показателей по обогащению проведены крупнолабораторные экспериментальные исследования и предложена соответствующая шихта (5ц+2с+1ю), а также технология по их селективной переработке (Алоян, Арутюнян, Лусинян, Акопян, 1983).

Аналогичные данные получены и по Каджаранскому медно-молибденовому месторождению, но характер гидротермального изменения (окварцевание, каолинизация и др.) сказывается отрицательно на показателях обогащения в разной степени. Исследованиями установлено, что руды молибденовой разновидности из зоны сильно окварцованных монцонитов характеризуются относительно более высокими показателями плотности, упругости, прочности и низкими показателями пористости и набухаемости (ПТУ=2,7), чем рядовые Центрального участка. Однако, показатели извлечения молибдена ниже на 5—7% по сравнению с рядовыми рудами (табл. 4). Исследование распределения металла в классах крупности окварцованной руды, измельченной до флотационной тонины 55—60% класса минус 0,08 *мм* показало, что содержание молибдена возрастает с увеличением тонины помола. Это объясняется тем, что в крупном классе измельченной руды остаются наиболее трудноизмельчаемые сростки кварца с тонко-вкрапленным молибденитом [1]. Компенсация отрицательного влияния окварцевания достигается путем регулирования качества рудного (помола не менее 60—62% класса минус 0,08 *мм*), а также введением классификации пенного продукта основной флотации и его доизмельчения до 80% класса минус 0,08 *мм* с перечистками (Алоян, Тагворян, 1982). Каолинизированные медные руды восточного участка, наоборот, характеризуются относительно низкими показателями плотности, упругости, прочности и более высокой пористостью и набухаемостью (ПТУ=1,0), чем рядовые руды Центрального участка. Показатели обогащения этих руд закономерно ниже рядовых руд на 3—5%. Вредное влияние каолиновых шламов компенсируется путем применения сложного реагентного режима и малой плотности пульпы при флотации порядка 27,0—28,0% твердого.

Таким образом, все вышеизложенное свидетельствует о целесообразности выделения и практическом значении сквозных количественных критериев оценки технологических условий добычи и переработки для системы руда—рудовмещающая среда—товарная масса (товарный продукт). Доказано, что при технологической оценке ус-

Таблица 4

Петрофизическая оценка технологических условий по переработке руд Агаракского и Каджаранского месторождений

№№ пп	Типы руд, участок	Плотность, $г/см^3$, ρ	Модуль упругости, $E \cdot 10^5$, $кгс/см^2$	Прочность, $\sigma_{сж}$, $МПа$	Пористость, $П$, %	Пластичность, (к-т Пуассона), μ	Набухаемость, λ, %	Показатель технологич. условий (ПТУ)	Сложность технологич. условий (СТУ)	Ср. сод. в руде $\frac{Cu}{Mo}$, %	Извлечение в $\frac{Cu}{Mo}$ колл. к-т %	Ср. сод. в хвостах $\frac{Cu}{Mo}$ %
	Агаракское месторождение											
1.	Рядовые медно-молибденовые руды. Центр. уч-к	2,57	6,2	135,0	2,0	0,2	1,2	4	Простая	$\frac{0,32}{0,02}$	$\frac{83,5}{84,5}$	$\frac{0,05}{0,003}$
2.	Каолинизированные руды. Запад. фланг	2,56	5,4	90,0	2,5	0,23	5,0	1,7	Средняя	$\frac{0,32}{0,02}$	$\frac{79,0}{79,5}$	$\frac{0,05}{0,003}$
3.	Монтмориллонитизированные руды. Сев.—Зап. фланг	2,53	4,0	65,0	4,0	0,29	10,0	0,9	Сложная	$\frac{0,36}{0,04}$	$\frac{76,4}{77,3}$	$\frac{0,075}{0,008}$
4.	Окисленные руды. Южный фланг	2,55	4,29	69,0	3,04	0,24	9,0	1,0	Сложная	$\frac{0,64}{0,028}$	$\frac{69,6}{71,4}$	
	Каджаранское месторождение											
5.	Окварцованные молибден. руды. С—З уч.	2,60	6,36	98,0	2,26	0,1	—	2,7	Средняя	—	ниже рядовых на 5—7%	—
6.	Каолинизированные руды. В. уч.	2,56	3,41	75,0	4,56	0,29	15,0	1,0	Сложная	—	ниже рядовых на 3—5%	—
7.	Рядовые медно-молибденов. руды Центральный участок	2,59	4,19	82,0	3,20	0,20	—	1,8	Средняя	—		—

ловий горнорудного производства необходимо руководствоваться параметрами товарной массы, т. к. использование петрофизических параметров руды приводит к искажению объемов производства, фактических показателей разубоживания руды и извлечения полезных компонентов, а также к дисбаланку металла в пересчете на товарный продукт. Для обеспечения достоверности данных рекомендуется показатель технологических условий (ПТУ) использовать с детализацией сложности условий по участкам, эксплуатационным блокам (горизонтам) или же по промышленным типам руд. Результаты исследований были широко использованы при перспективном и оперативном планировании показателей горнорудного производства на предприятиях цветной металлургии Армении.

Армнипроцветмет

Поступила 2.V.1996.

Պ. Գ. ԳԱԼՈՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՀԱՆՔԱՅԻՆ ԱՐՏԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ՏԵԽՆՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ներկայումս լեռնահանքային արտադրության մեջ գոյություն չունի տեխնոլոգիական պայմանների միասնական քանակական գնահատման ցուցանիշ։ Հանքավայրերի լեռնատեխնիկական պայմանները գնահատելիս օգտագործվում են հանքաքարի պետրոֆիզիկական չափանիշները, որը բերում է արտադրության ծավալների, օգտակար բաղադրիչների քանակների, հանքայլատացման ու հանքհարստացման ցուցանիշների աղավաղմանը։ Մշակված է պետրոֆիզիկական համալիր ցուցանիշ հանքաքար—հանք պարունակող ապարներ—հանքանյութային շաղախ համակարգի համար։ Հիմնավորված է, որ լեռնահանքային արտադրության տեխնոլոգիական պայմանների անսխալ գնահատման համար անհրաժեշտ է հիմնվել հնքանյութային շաղախի (товарная масса) ֆիզիկա-մեխանիկական ցուցանիշների վրա, որոնց հաստատուն ազդեցությունը նկատվում է հանույթ-վերամշակում տեխնոլոգիական շղթայի ընթացքում։ Առաջարկվում է արտադրության հեռանկարային պլանավորման ու կանխագուշակման ժամանակ օգտագործել հանքավայրի տեխնոլոգիական պայմանների ընդհանուր գնահատականը, իսկ ընթացիկ պլանավորման դեպքում այն բաղդատել ըստ տեղամասի, շահագործվող բլոկի (հորիզոնի), կամ ըստ հանքաքարի արդյունաբերական տիպի։

P. G. ALOYAN

QUANTITATIVE ESTIMATION OF TECHNOLOGICAL CONDITIONS OF MINING PRODUCTION

A general quantitative index of technological conditions for mining production for the system comprising ore—enclosing rocks—marketable product has been developed. To estimate a degree of technological conditions complexity it is recommended to use the petrophysical parameters of marketable product, taking account of the detailed specified conditions according to sites, mining blocks (levels), or commercial ore types.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алоян П. Г.** Состояние сырьевой базы цветной металлургии Армении и перспективы ее расширения и эффективного освоения.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1987, с. 7—14.
2. **Алоян П. Г.** Система техногенных критериев по комплексной оценке и рациональному использованию сырьевых ресурсов горнорудной промышленности Армении.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1993, с. 16—23.
3. **Алоян П. Г.** Промышленная типизация и управление качеством руд на основе геолого-технологического картирования.—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т. XLVII, № 1—2, с. 49—55.
4. **Вартанян С. У.** Обобщенный петрофизический показатель для количественной оценки горно-технических условий месторождения.—Горный журнал, Свердловск. 1990. № 8, с. 18—26.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 104—112

С. Ц. АКОПЯН, Р. Г. ГРИГОРЯН, А. А. МАРТИРОСЯН

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРАРАТСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Уроки Спитакского землетрясения заставляют снова обратиться к проблемам, связанным с оценкой физических свойств грунтов и их поведением при сильных землетрясениях. Актуальность этой проблемы еще более очевидна для Араратской впадины, где сосредоточены основные людские и производственные ресурсы республики. В настоящей работе совершена попытка моделирования осадочного чехла Араратской впадины, которая является основой для расчета реакции осадочной толщи на сейсмическое воздействие и также может применяться в других исследованиях.

Характер сейсмических колебаний на конкретной площадке определяется спектром излучения источника колебаний, строением и свойствами среды на пути распространения сейсмических волн от очага к площадке и локальными грунтовыми условиями данной местности.

В соответствии с ныне действующими строительными нормами и правилами сейсмологическая информация для расчетов динамических нагрузок строений выдается в максимально ожидаемых ускорениях [7]. Для расчета сооружений массовой застройки за основу берется значение ускорения из карты общего сейсморайонирования региона и умножается на коэффициент, который определяется по категории грунта на площадке.

При оценке сейсмической опасности ответственных объектов требования иные. На основе тектонической ситуации региона сначала моделируются возможные очаги землетрясений, представляющие опасность для данной площадки. Исходя из геологических, тектонических и сейсмологических предпосылок, каждой зоне присваивается определенный сейсмический потенциал, выраженный в магнитудах. Далее выбирается региональная модель затухания амплитуды сейсмической волны в зависимости от расстояния, магнитуды и рассчитываются максимальные горизонтальные ускорения, которые могут возникнуть от возможных очагов землетрясений. На последнем этапе вводятся поправки за влияние локальных грунтовых условий исследуемой площадки. Этот этап особенно важен, если конкретная структура выполнена мощной толщей осадочных отложений. Окончательный расчет динамических нагрузок конкретных строений выполняется с использованием базовых акселерограмм с расчетным максимальным ускорением.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алоян П. Г.** Состояние сырьевой базы цветной металлургии Армении и перспективы ее расширения и эффективного освоения.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1987, с. 7—14.
2. **Алоян П. Г.** Система техногенных критериев по комплексной оценке и рациональному использованию сырьевых ресурсов горнорудной промышленности Армении.—Тр. Армнипроцветмет, Ереван: 1993, с. 16—23.
3. **Алоян П. Г.** Промышленная типизация и управление качеством руд на основе геолого-технологического картирования.—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т. XLVII, № 1—2, с. 49—55.
4. **Вартанян С. У.** Обобщенный петрофизический показатель для количественной оценки горно-технических условий месторождения.—Горный журнал, Свердловск. 1990. № 8, с. 18—26.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 104—112

С. Ц. АКОПЯН, Р. Г. ГРИГОРЯН, А. А. МАРТИРОСЯН

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРАРАТСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Уроки Спитакского землетрясения заставляют снова обратиться к проблемам, связанным с оценкой физических свойств грунтов и их поведением при сильных землетрясениях. Актуальность этой проблемы еще более очевидна для Араратской впадины, где сосредоточены основные людские и производственные ресурсы республики. В настоящей работе совершена попытка моделирования осадочного чехла Араратской впадины, которая является основой для расчета реакции осадочной толщи на сейсмическое воздействие и также может применяться в других исследованиях.

Характер сейсмических колебаний на конкретной площадке определяется спектром излучения источника колебаний, строением и свойствами среды на пути распространения сейсмических волн от очага к площадке и локальными грунтовыми условиями данной местности.

В соответствии с ныне действующими строительными нормами и правилами сейсмологическая информация для расчетов динамических нагрузок строений выдается в максимально ожидаемых ускорениях [7]. Для расчета сооружений массовой застройки за основу берется значение ускорения из карты общего сейсморайонирования региона и умножается на коэффициент, который определяется по категории грунта на площадке.

При оценке сейсмической опасности ответственных объектов требования иные. На основе тектонической ситуации региона сначала моделируются возможные очаги землетрясений, представляющие опасность для данной площадки. Исходя из геологических, тектонических и сейсмологических предпосылок, каждой зоне присваивается определенный сейсмический потенциал, выраженный в магнитудах. Далее выбирается региональная модель затухания амплитуды сейсмической волны в зависимости от расстояния, магнитуды и рассчитываются максимальные горизонтальные ускорения, которые могут возникнуть от возможных очагов землетрясений. На последнем этапе вводятся поправки за влияние локальных грунтовых условий исследуемой площадки. Этот этап особенно важен, если конкретная структура выполнена мощной толщей осадочных отложений. Окончательный расчет динамических нагрузок конкретных строений выполняется с использованием базовых акселерограмм с расчетным максимальным ускорением.

Эффект влияния грунтовых условий на параметры сейсмических колебаний достаточно сложен и для точного расчета необходимо детальное знание сейсмического разреза до коренных пород.

В данной работе представлено моделирование слоистой структуры осадочного чехла Араратской межгорной впадины на основе известных геолого-геофизических данных. Составленные модели служили основой для аналитических расчетов характеристик реакции осадочной толщи на сейсмические воздействия. Использовался матричный метод расчета многослойных сред с горизонтальными границами раздела [5]. Проведено также трехмерное моделирование основных отражающих границ для дальнейших расчетов с учетом кривизны нижних границ.

Расчетная часть и связанные с ней результаты данной работы более подробно будут описаны в дальнейших публикациях.

Геолого-геофизическая характеристика района исследования

Араратская впадина расположена в бассейне среднего течения р. Аракс и имеет площадь около 5300 $км^2$. Левобережная ее часть (территория РА) занимает площадь 3600$км^2$. Араратская впадина представляет собой сложную геологическую структуру, которая в последней стадии своего развития (палеоген-антропоген) испытала относительное опускание и явилась областью мощного осадконакопления. Верхняя часть осадочного комплекса Араратской впадины выполнена в основном озерно-речными отложениями нижнечетвертичного возраста, представленными многократным чередованием валунно-галечниковых образований, песков, суглинков и глин. На большей площади впадины, в основании озерной толщи, залегает покров долеритовых лав, в свою очередь залегающий на размытой поверхности складчатых отложений миоцена и палеогена. Отложения миоцена в верхней части разреза представлены глинами сарматского возраста, мощность которых, по данным структурных скважин, превышает 1000*м.*; в нижней части—гипсоносно-соленосной свитой. В общей структуре Араратской впадины выделяются две депрессии: Октемберянская и Приараксинская, разделенные Маркаринским поднятием. С севера, северо-востока и юго-запада Араратская котловина ограничена региональными сейсмоактивными разломами и разбита более мелкими тектоническими нарушениями на сложную систему блоков.

Данная территория—наиболее изученный в геологическом отношении регион Армении. Здесь пробурено большое количество скважин различного назначения. На рис. 1 представлена сеть профилей, вдоль которых на основе инженерно-геологических (скважинных) данных построены детальные геологические разрезы (Паносян С. Б., Казарян В. Х., 1984).

Сеть состоит из одного продольного и 12 поперечных профилей. Изучено строение осадочной толщи вплоть до отложений верхнего миоцена. Изучение более глубоких горизонтов основывалось на данных глубинного сейсмического зондирования, сейсморазведочных работ и глубокого бурения.

В практике сейсмического микрорайонирования принято оценивать верхнюю часть разреза до кровли коренных пород с $V_s > 800 м/с$. Особенность данных разрезов состоит в том, что залегающая на плотном основании рыхлая толща наносов покрыта сверху четвертичными базальтами с более высокой сейсмической жесткостью, чем в подстилающих осадках. Учитывая эту особенность, в качестве нижней

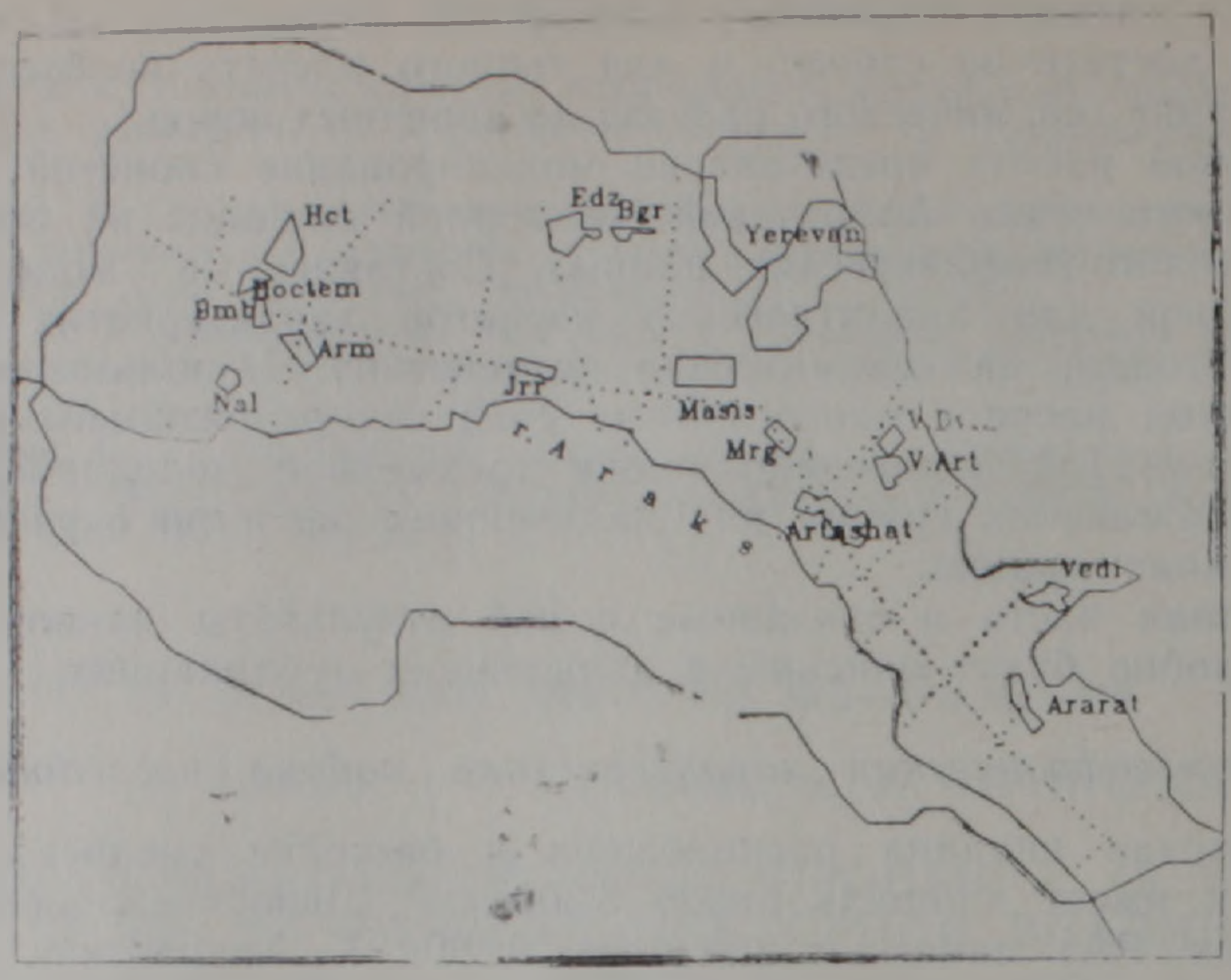


Рисунок 1. Схематическая карта района исследований: границы района, профили геологических разрезов

границы моделируемой толщи выбрана кровля соленосно-гипсоносных глин.

Принципы построения моделей

Для учета влияния локальных грунтовых условий аналитическими методами моделируется слоистая структура среды. Обычно модель грунта представляется в виде слабопоглощающей горизонтально-слоистой структуры, лежащей на упругом полупространстве [5, 6]. Вычисляются колебания свободной поверхности под воздействием плоской объемной волны, падающей на подошву нижнего слоя.

По комплексу геологических, геофизических и др. данных построены горизонтально-слоистые литолого-стратиграфические модели структур рыхлой толщи и на основе этих моделей составлены теоретические модели с соответсвующими физическими параметрами пород.

В строении структур изучаемой территории преобладает горизонтальная слоистость. При моделировании был проведен анализ границ разрезов—их выдержанность по горизонтали и вертикали. Известно, что для достоверности расчетов горизонтальная слоистость среды должна выдерживаться на протяжении не менее пяти длин волн [4, 6]. В соответствии с этим минимальные горизонтальные размеры моделей составляют 2,5 *км*. С целью придания большей достоверности моделям выдерживался принцип привязки к каждой из них хотя бы одной скважины.

Кроме верхних низкоскоростных слоев, мощность которых, как правило, меньше 15 *м*, толщина слоев в моделях обычно превышает 15 *м*. Разрешающая способность слоев определяется соотношением $H/l > 0{,}1$, что в инженерно-сейсмологическом диапазоне частот соответствует $H > 10$ *м*. При укрупнении слоев средние значения плотностей и скоростей вычислялись по формулам:

$$V_{ср} = H/\Sigma\Delta t_i \qquad (1)$$

$$\rho_{ср} = \Sigma\rho_i h_i/H, \qquad (2)$$

где H—общая мощность укрупненного слоя, ρ_i, h_i, Δt_i—соответственно плотности, мощности и времена пробега в тонких слоях, входящих в укрупненный.

Моделирование физических параметров пород

При расчетах используются следующие параметры реальной среды: скорости продольных и поперечных волн в среде V_p, V_s, мощности слоев H, плотности пород ρ и декременты поглощения волн Δp, Δs. На территории Араратской впадины приходится иметь дело с породами, для которых значения этих параметров варьируют в широких пределах.

Для верхних слоев осадочной толщи исследуемой территории значения скоростей V_p, V_s достаточно хорошо изучены сейсморазведочными работами. При отсутствии прямых данных по одному из параметров, значения его приходится прогнозировать. Между скоростями V_p и V_s установлены линейные связи с соответствующими коэффициентами для разных типов грунтов [3]. Например, для грубообломочных грунтов зависимости следующие:

$$V_s = (0.50 \pm 0.01)V_p - (0.035 \pm 0.008) \quad (3)$$

$$V_s = (0.526 \pm 0.016)V_p - (0.496 \pm 0.09) \quad (4)$$

(3)—для сухих, (4)— для водонасыщенных грунтов,

При переходе от воздушно-сухих к водонасыщенным грунтам скорости V_p увеличиваются в 3—4 раза, причем порядок роста уменьшается с увеличением скорости. Скорости V_s при этом существенно не изменяются.

Скорости упругих волн для одного и того же вещественного состава увеличиваются с глубиной. В воздушно-сухих песчаных и грубообломочных грунтах скорости V_p, V_s могут увеличиваться в 1.5—3 раза при изменении глубины в пределах первых 30*м*. В водонасыщенных грунтах интенсивность роста скоростей с глубиной снижается: V_p может увеличиться в 1.2—1.4 раза, V_s—в 2 раза. Зависимость скоростей от глубины выражается формулой [4]:

$$V(H) = V_0 + AH^n, \quad (5)$$

где V_0—начальная скорость (*м/с*). H—глубина (*м*), A и *n*—коэффициенты уравнения, значения которых установлены для разных типов и состава грунтов.. Существует аналогичная зависимость для отношения скоростей V_p/V_s.

Важной характеристикой пород является плотность. Плотности горных пород, развитых на территории Араратской впадины, достаточно хорошо изучены работами прошлых лет [1]. Наибольшими плотностями обладают базальты до 3 *г/см*^{3}, наименьшими—0,8 *г/см*^{3} песчаные рыхлые грунты. У осадочных пород, принадлежащих к одной группе, могут наблюдаться большие изменения плотности.

Вопросы определения декрементов поглощения пород слабо изучены. За основу взяты экспериментальные значения, полученные Г. И. Гуревичем и другими авторами [4. 8. 9]. При расчетах, в качестве поглощающей модели, выбрана линейно-неупругая модель Г. И. Гуревича. В рамках этой модели в случае слабого затухания в поглощающем слое скорости волн являются частотно-зависимыми комплексными функциями [6]. В работе [2] приведены график и таблица зависимости $\Delta p/\Delta s$ от V_p/V_s для разных горных пород, полученные на основе экспериментальных работ. Если они водонасыщены,

Таблица 1

Сводная таблица физических параметров горных пород территории Араратской впадины

Породы	Состояние пород	V_p км/сек	V_s км/сек	ρ, г с.м³	Δp	Δs
Супеси	естест. влажность	0.30—1.10	0.15—0.25		0.175	0.35
Супеси	(водонасыщенные)	1.40—1.70	0.10—0.25	1.40—1.80	0.080	0.35
Суглинок		1.30—1.90	0.30—0.50	1.45—2.05	0.175	0.35
Песчано-глинистые отложения с включением галечника	(водонасыщенные)	1.10—1.90	0.25—0.50	1.40—1.75	0.020	0.15
Мелкоречной песок с галечником	(водонасыщенные)	0.70—1.20	0.15—0.25	1.30—1.80	0.02	0.08
Мелкозерн. песок	(водонасыщенные)	0.70—1.20	0.09—0.65	1.30—1.90	0.08	0.25
Глина		1.70—2.00	0.35—0.50	1.30—2.00	0.06	0.25
Валунно-галечник						
в песке	естест. влажность	1.10—1.40	0.15—0.25		0.03	0.09
в песке	(водонасыщенные)	1.40—1.80	0.15—0.30	1.60—2.00	0.02	0.20
в глине	(водонасыщенные)	1.80—2.00	0.30—0.40		0.02	0.08
Туфы, туфобрекчии	естест. влажность	1.60—3.00	0.50—0.80		0.09	0.08
	(водонасыщенные)	0.60—1.60	0.16—1.00	1.06—2.32	0.09	0.08
Базальты						
плотные		3.50—4.00	1.86—2.10	2.49—2.84	0.08	0.08
трещиноватые		1.80—3.00	0.35—2.00	1.80—2.45	0.09	0.09
обломки в песке	(водонасыщенные)	1.80—2.30	0.35—0.60	1.70—2.00	0.10	0.10
Песчано-глинистые отложения (сармат)		2.20—2.70	0.65—0.75	2.20—2.40	0.04	0.04
Соленосно-гипсоносная толща		3.5	1.8	2.65	0.02	0.02

то декременты затухания поперечных волн превышают декременты затухания продольных волн в несколько раз, т. е. отношение $\Delta p/\Delta s$ становится значительно меньше единицы, что соответствует более резкому возрастанию V_p/V_s.

Для водонасыщенных рыхлых пород отношения V_p/V_s приобретают большие значения, а отношения $\Delta p/\Delta s$ меньше 0,5, что характерно и для рассматриваемой территории. На территории Араратской впадины преобладают породы, для которых значения Δs могут значительно превышать 0.04—мягкие осадочные породы, грунты различной степени рыхлости и водонасыщенности.

На основе собранных материалов составлена сводная таблица физических параметров горных пород, слагающих Араратскую впадину (табл. 1).

Основные результаты

На основе структурных построений проведено моделирование физических параметров пород и составлена сводная таблица значений этих параметров. Составлены 75 плоско-параллельных, горизонтально однородных моделей, расположенных вдоль выбранных профилей. Максимальная глубина моделей составляет 1700 *м*. Максимальное количество слоев в моделях—19. Пример модели приведен в таблице 2.

Таблица 2

Пример расчетной модели по участку одного из профилей

Слои	V_p, *к.м/с*	V_s *к.м/с*	ρ, *г/с.м*^{3}	H, *м*	Δp	Δs
1	1·50	0.30	1.50	0.005	0·08	0·35
2	1·80	0.30	1.90	0.035	0.02	0.20
3	1.70	0.30	1.80	0.013	0.10	0.40
4	1.60	0.20	1.70	0.038	0·02	0.20
5	1.75	0·30	1.80	0.020	0.06	0·25
6	1.85	0.30	1.95	0·010	0.02	0.20
7	2·00	0.95	1.90	0.030	0.09	0.09
8	2·40	0.70	2·12	0·090	0·04	0·04
9	3.50	1.80	2·65	0.000	0.02	0.02

По каждой из моделей рассчитываются спектральные функции трансформации среды, которые характеризуют саму слоистую толщу, независимо от формы падающей волны. Эти функции представляют среду как частотно-избирательную систему с возможными резонансными явлениями, обусловленными интерференцией многократно отраженных волн. На основе этих функций построены площадные карты спектральных усилений амплитуды падающей волны, в разных частотных диапазонах. Надо отметить, что карты подобного содержания получены впервые и могут найти прямое применение при сейсмомикрорайонировании и планировании сейсмостойкого строительства. Получены интересные данные, связанные с расчетом синтетических сейсмограмм. При этом в качестве входной волны взят дельта-импульс. На рис. 2 представлены расчетные сейсмограммы моделей главного продольного профиля для P волны.

В результате обработки синтетических сейсмограмм получены карты времен запаздываний P- и S-волн, а также карты длительности импульсной реакции. Эти результаты имеют важное значение для коррекции времен вступлений волн на сейсмостанциях при определении параметров землетрясений. Значение формы импульсной ре-

акции и значений ее длительности может быть полезным при идентификации пиков на сейсмограммах. Проведены также расчеты колебаний точек поверхности, когда в качестве базового входного сигнала служит полученная на сейсмостанции Гукасян запись ускорений Спитакского землетрясения.

При этих построениях не учитывается погрешность, которая совершается при замене реальной среды плоско-параллельной моделью Между тем, рассматриваемая в работе территория является частью целостной геологической структуры—типичной наложенной межгорной впадины, а кривизна нижних отражающих границ существенно влияет на характеристики колебаний грунтов. Имея в виду, что

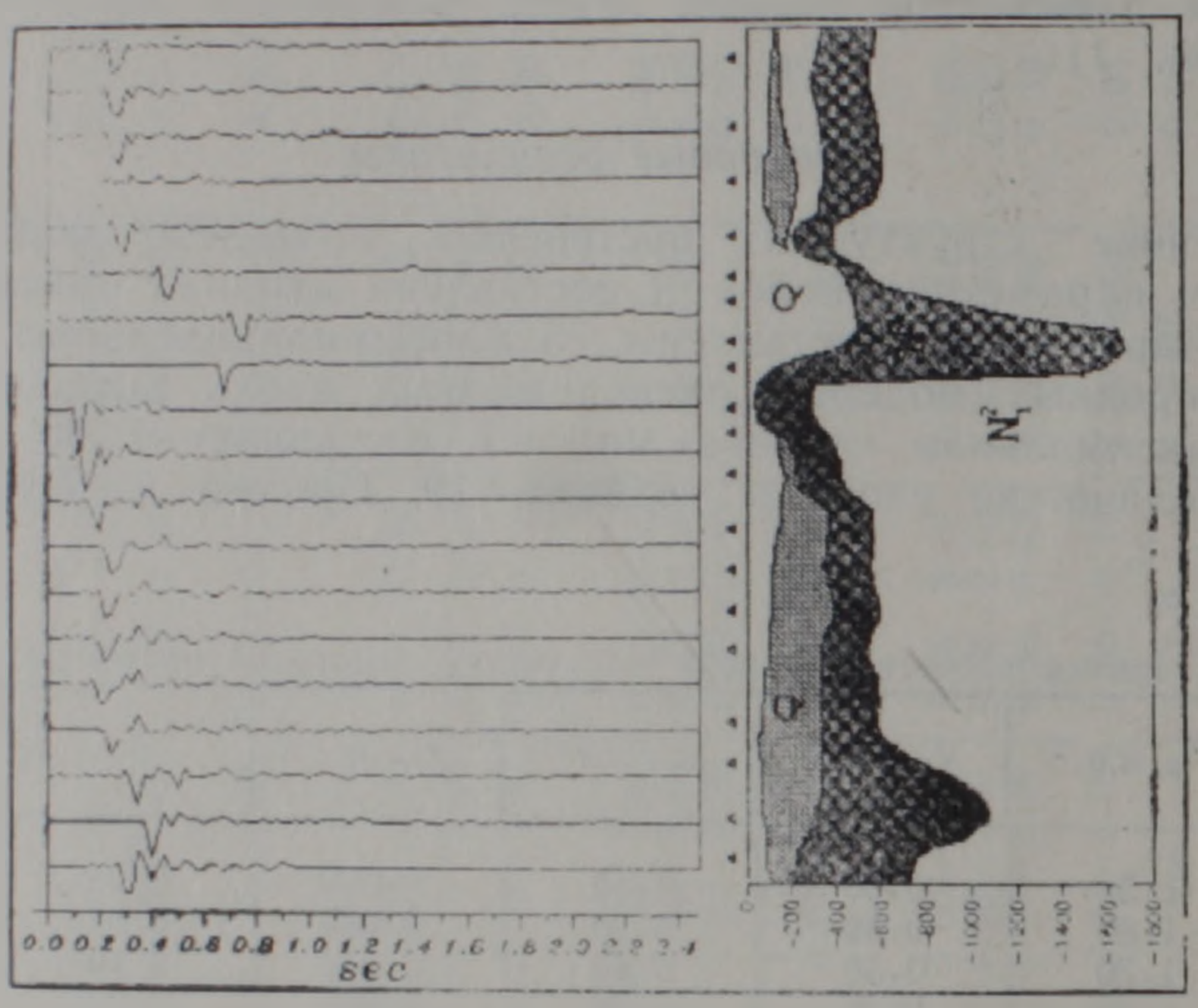


Рисунок 2. Расчетные синтетические сейсмограммы моделей главного продольного профиля

дальнейшие расчеты будут проведены методом конечных элементов для границ произвольной геометрической формы, проведено трехмер-

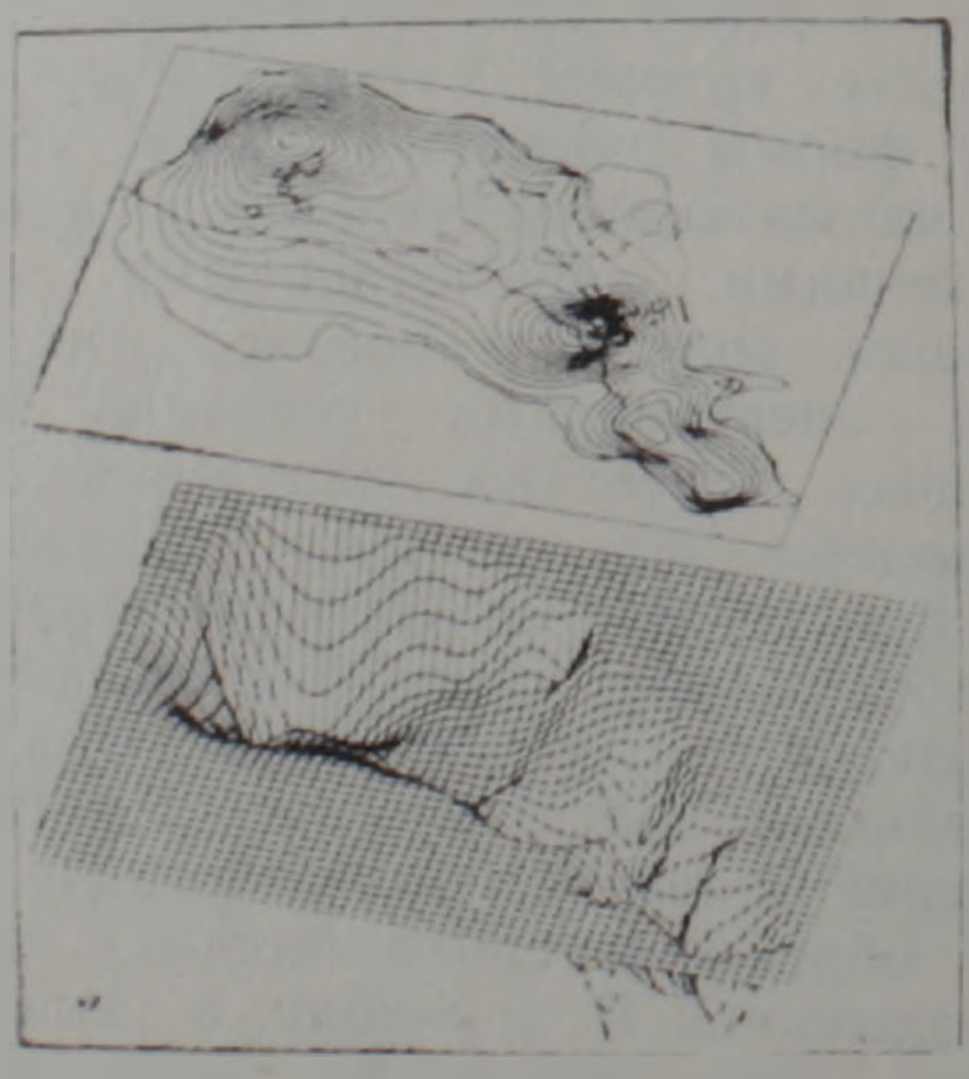


Рисунок 3. Трехмерная модель нижней границы моделируемой толщи

ное моделирование основных отражающих границ по всей территории Араратской впадины. На рис. 3. приведен результат такого построения для кровли соленосно-гипсоносной толщи.

Расчеты проводились на ЭВМ. При моделировании основных отражающих границ и составлении площадных карт использованы интерполяционные методы. Хотя имеющиеся геолого-геофизические данные относятся только к левобережной части впадины, для учета целостности структуры результаты экстраполировались и на правобережную часть.

Часть исследований, представленных в данной работе, проведена в рамках проекта INTAS 94—0232.

Национальная Служба Сейсмической
Защиты РА. Ереван

Поступила 19.XII.1995.

Ս. Ց. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Ռ. Գ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա. Հ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ՄԻՋԼԵՌՆԱՅԻՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԾԱԾԿՈՑԻ ՖԻԶԻԿԱ-ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՄՈԴԵԼԱՎՈՐՈՒՄ

Ամփոփում

Աշխատանքում ներկայացված է Արարատյան միջլեռնային գոգավորության նստվածքային ծածկոցի ֆիզիկա-երկրաբանական մոդելավորումը, որը հիմք է ծառայում սեյսմիկ վտանգի վրա տեղական գրունտային պայմանների ազդեցության գնահատման համար։ Այս խնդիրը առանձնապես կարևոր է քննարկվող տարածքի դեպքում, քանի որ այն հանդիսանում է Հայաստանի խիտ բնակեցված շրջան։

Օգտագործելով ինժեներական և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական հետազոտությունների տվյալները, կազմված են 75 հարթ զուգահեռ, համասեռ հորիզոնական մոդելներ ըստ մեկ երկայնական և 12 հատող պրոֆիլների։ Ամեն մի մոդելի համար Թոնպսոն-Հասքելի մատրիցական մեթոդով հաշվարկվում են հաճախային բնութագրերը և սինթետիկ սեյսմոգրամանները։ Միջարկման մեթոդով կատրված է հիմնական անդրադարձնող սահմանների եռաչափ մոդելավորում։

Աշխատանքի արդյունքները կարող են օգտագործվել ինժեներական սեյսմոլոգիայում և սեյսմիկ ռիսկի գնահատման համար։

Այս աշխատանքում ներկայացված հետազոտությունների մի մասը կատարվել է INTAS 94-0232 նախագծի շրջանակներում։

S. TS. HAKOBIAN, R. G. GRIGORIAN, A. A. MARTIROSSIAN

PHYSICAL AND GEOLOGICAL SIMULATION OF THE SEDIMENTARY COVER OF THE ARARAT INTERMOUNTAIN DEPRESSION

Abstract

The Spitak earthquake lessons had forced us to address to the problems related to evaluation of soil physical properties and their behaviour during strong earthquakes once more. This problem urgency is absolutely obvious for the Ararat depression where the main human and production resources are located. The present paper attempts to simulate the sedimentary cover

of the Ararat depression; this simulation is a basis for calculation of sedimentary series response to seismic effects, and it can be used in other researches too.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Армении, том X, «Геофизика» под ред. Акопяна Ц. Г. Ереван, 1972.
2. **Гуревич Г. И.** Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М: «Наука», 1988.
3. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по СМР под редакцией О. В. Павлова, М.: «Наука», 1988.
4. **Павлов О. В., Рогожина В. А.** Сейсмическое микрорайонирование. М.: «Наука», 1988.
5. **Ратникова Л. И.** Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1988.
6. **Ратникова Л. И. Сакс М. В.** Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 23, 1982, с. 18—29.
7. СНиП. II-2.02-94. Ереван, 1995.
8. Справочник Физических констант горных пород под ред. Р. Кларка, М.: «Мир», 1969. с. 28—33, 183—194.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник. М.: «Недра», 1988.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 112—

Э. Е. ХАЧИЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НЕОДНОРОДНЫХ ГРУНТОВЫХ ОСНОВАНИЙ*)

Рассматривается задача определения динамических характеристик неоднородных грунтовых оснований. Считается, что основание сооружения сложено из *n* пластов с различными физико-механическими характеристиками и мощностями. Описывается методика точного решения задачи в общем виде и в случае двухслойного основания. Для общего случая энергетическим методом получена окончательная формула для определения значений преобладающего периода основания, рассмотрены отдельные примеры.

Анализ результатов записей землетрясений показывает, что величины горизонтальных, вертикальных и вращательных перемещений, скоростей и ускорений грунта при землетрясениях на территории с практически одинаковыми эпицентральными расстояниями существенно зависят от геологических условий места регистрации, физико-механических, прочностных, деформационных и акустических характеристик залегающих грунтов. Кроме того, результаты анализа последствий большинства сильных землетрясений показывают, что в зависимости от грунтовых условий и конструктивного решения сооружения, их повреждения обусловлены или осадками, наклонами и опрокидыванием, или образованием больших относительных деформаций и повсеместных трещин во всем объеме сооружения. Таким образом, грунтовые условия не только значительно изменяют кинематические параметры сейсмического воздействия, но и существенно изменяют характер повреждения зданий и сооружений. Все эти об-

*) Эта работа была поддержана и финансирована Центром инженерных исследований АУА, руководству которого автор приносит свою благодарность. The work was supported and financied by AUA ERC and the author acknowledges the management staff.

of the Ararat depression; this simulation is a basis for calculation of sedimentary series response to seismic effects, and it can be used in other researches too.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Армении, том X, «Геофизика» под ред. Акопяна Ц. Г. Ереван, 1972.
2. **Гуревич Г. И.** Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М: «Наука», 1988.
3. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по СМР под редакцией О. В. Павлова, М.: «Наука», 1988.
4. **Павлов О. В., Рогожина В. А.** Сейсмическое микрорайонирование. М.: «Наука», 1988.
5. **Ратникова Л. И.** Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1988.
6. **Ратникова Л. И. Сакс М. В.** Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 23, 1982, с. 18—29.
7. СНиП. II-2.02-94. Ереван, 1995.
8. Справочник Физических констант горных пород под ред. Р. Кларка, М.: «Мир», 1969. с. 28—33, 183—194.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник. М.: «Недра», 1988.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, № 2—3, с. 112—

Э. Е. ХАЧИЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НЕОДНОРОДНЫХ ГРУНТОВЫХ ОСНОВАНИЙ*)

Рассматривается задача определения динамических характеристик неоднородных грунтовых оснований. Считается, что основание сооружения сложено из *n* пластов с различными физико-механическими характеристиками и мощностями. Описывается методика точного решения задачи в общем виде и в случае двухслойного основания. Для общего случая энергетическим методом получена окончательная формула для определения значений преобладающего периода основания, рассмотрены отдельные примеры.

Анализ результатов записей землетрясений показывает, что величины горизонтальных, вертикальных и вращательных перемещений, скоростей и ускорений грунта при землетрясениях на территории с практически одинаковыми эпицентральными расстояниями существенно зависят от геологических условий места регистрации, физико-механических, прочностных, деформационных и акустических характеристик залегающих грунтов. Кроме того, результаты анализа последствий большинства сильных землетрясений показывают, что в зависимости от грунтовых условий и конструктивного решения сооружения, их повреждения обусловлены или осадками, наклонами и опрокидыванием, или образованием больших относительных деформаций и повсеместных трещин во всем объеме сооружения. Таким образом, грунтовые условия не только значительно изменяют кинематические параметры сейсмического воздействия, но и существенно изменяют характер повреждения зданий и сооружений. Все эти об-

*) Эта работа была поддержана и финансирована Центром инженерных исследований АУА, руководству которого автор приносит свою благодарность. The work was supported and financied by AUA ERC and the author acknowledges the management staff.

стоятельства должны найти отражение в Нормах как в виде количественных коэффициентов, так и в виде принципов проектирования.

Главными критериями, на которых необходимо основываться при составлении нормативных документов по учету влияния грунтовых условий, на наш взгляд, являются: количественные показатели разделения грунтов по сейсмическим свойствам, величины максимальных ускорений, испытываемые верхними слоями грунтов различных категорий при землетрясениях, соотношения динамических характеристик грунтов и надземных сооружений. Отличия между величинами перемещений (сейсмограммы) различных грунтов, зарегистрированных при землетрясениях, особенно при местных слабых и далеких сильных землетрясениях (несущественных с точки зрения сейсмостойкости) характеризуются большой нестабильностью и поэтому не могут быть критериями по учету грунтовых условий.

Способы определения динамических характеристик надземных сооружений достаточно полно теоретически и экспериментально изучены и не вызывают сомнений. Методы определения динамических характеристик грунтов еще нуждаются во всесторонних теоретических исследованиях и экспериментальных подтверждениях.

Грунтовые условия оказывают существенное влияние также на длительность и спектральный состав ускорения грунта. Их учет, с точки зрения сейсмостойкости, целесообразно производить посредством изменения величин нормативных коэффициентов допустимых повреждений и характера нормативной кривой спектра реакции.

Настоящая работа посвящена разработке способа определения периода свободных колебаний многослойного неоднородного основания.

При изучении вопроса влияния грунтовых условий при сейсмических воздействиях необходимо учесть, что главную роль в передаче энергии сейсмических волн сооружению играет верхний поверхностный слой грунта, на который опирается его фундамент. С другой стороны, кинематические параметры верхнего слоя, в свою очередь, обусловлены физико-механическими и акустическими свойствами нижележащих слоев грунта. Здесь сразу возникает естественный вопрос: до какой глубины грунта нижележащие слои сказывают ощутимое влияние на амплитуду и частоту ускорения верхнего слоя. Иными словами, какими законами уменьшается сейсмический эффект в заглубленных слоях в зависимости от грунтовых условий. К сожалению, очень незначительно количество таких данных, зарегистрированных во время землетрясений, особенно при сильных и разрушительных землетрясениях. Пока для общности принимаем, что при землетрясении в колебательный процесс вовлекаются части грунтовой толщи до некоторой глубины H от уровня опирания фундамента сооружения.

Если основание сооружения однородное, то значение преобладающего периода колебания грунта определяется по известной формуле [1, 3]:

$$T_0 = \frac{4H}{v_s} \qquad (1)$$

где $v_s = \sqrt{G/\rho}$ —скорость распространения поперечных волн. Даже в этом простом случае сразу возникает естественный вопрос: до какой глубины взять значение H, так как в противном случае можно прийти к парадоксальному заключению, что чем больше глубина, например, скальных грунтов, тем больше значение преобладающего

периода верхних слоев. Например, при $H=30$ м, $v=1000$ м/сек.— для скалы), $T_0=0{,}8$с., что вряд ли будет соответствовать действительности при инструментальной регистрации микроколебаний скальных грунтов. Причина такого явления, на наш взгляд, заключается в том, что, во-первых, с увеличением глубины значение скорости распространения поперечных волн v_s также возрастает и, во-вторых, как мы уже отметили, полный объем грунтовой толщи до такой глубины не вовлекается в колебательный процесс.

По нашим предположениям и на основании имеющихся в литературе [1] фактических данных, значение H для скальных грунтов можно принимать в пределах 30—50 метров, а для нескальных грунтов—до уровня коренных пород (от 10 до 300 и более метров).

Теперь рассмотрим общий случай. Будем считать, что основание сооружения сложено из нескольких пластов. Пусть n—количество пластов, ρ_k, G_k и H_k—соответственно плотность (массовый), модуль сдвига и мощность k—ого пласта. Начало отсчета примем в точке на верхней грани самого верхнего пласта и обозначим через

$$h_k=\sum_{i=1}^{k} H_i,\quad h_n=H,\quad h_0=0. \tag{2}$$

Точное решение задачи о вычислении спектра частот свободных колебаний сводится к решению волновых уравнений типа

$$G_k\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}-\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=0,\quad k=1,2,3\ldots n \tag{2}$$

Граничные условия задачи заключаются в равенстве нулю напряжения $G_1\frac{\partial u_1}{\partial x}=0$ (при $x=0$) на верхней грани верхнего пласта и перемещения $u=0$ (при $x=H$) нижней грани нижнего пласта. К этим двум условиям добавляются еще $2(n-1)$ условия неразрывности напряжений и перемещений по границам между пластами. Хотя решение поставленной задачи не представляет принципиальных затруднений, определение значений преобладающих периодов колебаний при такой постановке в явном виде в зависимости от физико-механических характеристик пластов (слоев) не представляется возможным: оно связано с вычислением корней сложных трансцендентных уравнений. Даже для самого простого двухслойного основания точное определение значений преобладающих периодов связано с вычислением корней следующего трансцендентного уравнения:

$$\operatorname{tg}\frac{2\pi}{T_0}\sqrt{\frac{\rho_1}{G_1}}H_1\times\operatorname{tg}\frac{2\pi}{T_0}\sqrt{\frac{\rho_2}{G_2}}H_2=\sqrt{\frac{\rho_2 G_2}{\rho_1 G_1}} \tag{3}$$

Поэтому нам кажется целесообразным значение свободного преобладающего периода T_0 определить приближенно-энергетическим методом, приняв в качестве упругой линии деформирования неоднородного слоя точное решение задачи для однородного однослойного основания мощностью H в следующем виде:

$$u(x)=\beta\cos\frac{\pi x}{2H}, \tag{4}$$

удовлетворяющего граничным условиям задачи. Для краткости изложения, не останавливаясь на промежуточных вкладках, приведем

окончательное значение формулы для определения основного периода T_0 грунтового основания из n пластов:

$$T_0=4H\sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n}\rho_k\left[H_k+\frac{H}{\pi}\left(\sin\frac{\pi h_k}{H}-\sin\frac{\pi h_{k-1}}{H}\right)\right]}{\sum_{k=1}^{n}G_k\left[H_k-\frac{H}{\pi}\left(\sin\frac{h_k\pi}{H}-\sin\frac{\pi h_{k-1}}{H}\right)\right]}}. \qquad (5)$$

Если характеристики грунтов необходимо выразить через величины скоростей распространения поперечных волн v_s, то в формуле (5) необходимо принимать $G_k=\rho_k V_{sk}^2$. Что касается величин высших преобладающих периодов, то их значения, учитывая сдвиговой характер деформирования грунтов, можно вычислить, исходя из известных соотношений:

$$T_2=\frac{T_0}{3},\ T_3=\frac{T_0}{5}, \qquad (6)$$

что подтверждается прямыми измерениями преобладающих периодов микроколебаний грунта [1]. Как показал сопоставительный анализ. максимальное отличие значений T_0 по точной формуле (3) и по формуле(5) для двухслойного основания не превышает 20% в сторону уменьшения.

Рассмотрим несколько характерных примеров применения формулы (5). Будем считать, что основание сложено из двух слоев с характеристиками, приведенными в таблице 1.

Рассмотрим два крайних случая.

1. В двухслойном основании нижним слоем мощностью 3/4 H является скала, а верхним слоем—один из грунтов 2—9 таблицы 1.

2. В двухслойном основании верхним слоем мощностью 1/4 H является скала, а нижним слоем мощностью 3/4 H—один из грунтов 2—9 таблицы 1 [1, 9].

Таблица 1

№№	Вид грунта основания	ρ в кН/м³	v_s в *м/с*	G в *МПа*	Значение для 30-метрового однородного слоя T_0 в *с.*
1.	Скала	22	1000	2200	0,12
2.	Гравий	22	600	790	0,20
3.	Влажный песок	20	340	230	0,35
4.	Гравий с песком	22	300	198	0,40
5.	Глина	20	250	125	0,48
6.	Суглинок	20	150	45	0,80
7.	Насыпной грунт	20	100	20	1,2
8.	Супесь	20	80	13	1,5
9.	Песок (сухой)	20	60	7,2	2,0

В первом случае период колебания двухслойного основания, как показали вычисления, можно представить в виде

$$T_0=\frac{4H}{v_{s1}}k_1,\ k_1>1. \qquad (7)$$

Для всех рассмотренных случаев значение k_1 оказалось не больше, чем 1,012.

Во втором случае значение периода T_0 двухслойного основа-

ния, как показали вычисления по формуле (5), также можно представить в виде:

$$T_0 = \frac{4H}{v_{si}} k_{2i}, \text{ где } k_{2i} < 1. \qquad (8)$$

v_{si} —скорость поперечных волн грунтов 1—9 таблицы 1.
Для k_{2i} в этом случае имеем:

Таблица 2

Грунты по табл. 1	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Значение k_{2i}	1	0,97	0,94	0,89	0,85	0,68	0,52	0,45	0,42

В большинстве национальных норм по сейсмостойкому строительству, влияние грунтов на уровень сейсмического воздействия учитывается путем их подразделения на 4 категории: скальные, средние (полускальные), рыхлые, мягкие или слабые. Существующие приемы такого разделения грунтов основаны на их структурном описании и на некоторых количественных показателях физико-механических свойств, применение которых для неоднородных многослойных оснований может привести к большим ошибкам. Как мы уже отметили выше, главную роль в передаче энергии сейсмических волн сооружению играет верхний поверхностный слой грунта, основным динамическим параметром которого является преобладающий период свободных колебаний. Поэтому категорийность грунта по сейсмическим свойствам целесообразно характеризовать, в первую очередь, через значения основного периода их свободных колебаний.

Один из вариантов такого разделения грунта на категории приведен в таблице 3. Он включен в Нормы по сейсмостойкому строительству Республики Армения [6, 7].

Таблица 3

Тип грунта	Категория (по сейсмическим свойствам) грунта	Скорость волн сдвига, *м/с.*	Преобладающий период 30-метрового поверхностного слоя T_0, *с.*	Поправочный коэффициент ускорений для грунтовых условий K_0
Скальные	I	$v_s > 800$	$T_0 < 0,25$	0,8
Полускальные	II	$500 < v_s < 800$	$0,25 < T_0 < 0,5$	1,0
Рыхлые	III	$200 < v_s < 500$	$0,5 < T_0 < 0,7$	1,2
Мягкие	IV	$v_s < 200$	$T_0 > 0,7$	1,4

Проведенный анализ показал, что для двухслойного основания грунты относятся к категории *i*, если мощность грунтов *i*+I категорий составляет не более, чем 1/4 мощности всего слоя.

Анализ последствий разрушительных землетрясений показывает, что многоэтажные гибкие и высотные здания и сооружения подвергаются сравнительно меньшим повреждениям, если они возведены на грунтах I категории, а сравнительно жесткие, если они возведены на грунтах II и III категорий. Как показывают динамические расчеты по акселерограммам землетрясений с учетом взаимодействия между грунтом и сооружением, наиболее благоприятные условия для обеспечения сейсмостойкости здания обеспечиваются при соблюдении следующих условий:

$$T_1 > 1,5T_0 \text{ или } 1,5T_1 < T_0, \qquad (9)$$

где T_1 —период первой формы свободных колебаний надземного сооружения, T_0 —период свободных колебаний грунтовой толщи (5).

В заключение отметим, что мы склонны предполагать, что в формировании колебательного процесса грунтов во время землетрясений главную роль играют периоды и формы их свободных колебаний, которые, в свою очередь, как мы уже отметили, обусловлены процессом деформирования некоторого объема неоднородной сплошной среды. Это означает, что акселерограммы, зарегистрированные на данном пункте наблюдения при разных землетрясениях, в основном должны иметь одни и те же преобладающие периоды, что во многих случаях косвенно подтверждается на спектрах реакций, так как на них вне зависимости от магнитуды и эпицентрального расстояния для скальных грунтов пиковые ускорения перемещены в сторону малых периодов, а для рыхлых грунтов—наоборот, в сторону больших периодов.

При такой упрощенной гипотезе о формировании колебательного процесса верхних слоев грунтового основания, значительно упростится также задача генерирования искусственных акселерограмм для данных грунтовых условий, так как в качестве их частотной характеристики можно принимать спектры частот и формы собственных колебаний грунтового основания, а значения амплитуд определить по эмпирическим формулам в зависимости от магнитуды ожидаемого зелетрясения и эпицентрального расстояния [8].

Предположение о главной роли свободных колебаний при формировании колебательного процесса грунтов, нам кажется, откликается с современным представлением о механизме возникновения землетрясений, как результат мгновенного разрыва (единичного) сплошности и распространения энергии разрыва в виде упругих сейсмических волн [1]. Сейсмические волны в верхних (менее стесненных с точки зрения деформирования) слоях небольшой мощности вызывают обусловленные параметрами данных грунтовых условий собственные колебания, в результате суперпозиции которых сформулируется акселерограмма данной местности. Пиковые значения на акселерограмме будут обусловлены как размерами разрыва в очаге, так и поглощающими свойствами среды (трассы) распространения сейсмических волн. Что касается длительности сотрясения, то она как и при любых свободных колебаниях, будет зависеть как от величины начальной амплитуды, так и от динамических характеристик данных грунтов: чем больше уровень начального возмущения (магнитуда или интенсивность) и период свободных колебаний T_0 и меньше коэффициент затухания грунта, тем длительнее землетрясение в данной местности. Продолжительность сотрясения, конечно, будет зависеть также от количества разрывов в очаге, но это существенно не изменит спектральный состав акселерограммы грунта.

АрмНИИ сейсмостойкого
строительства

Поступила 16.VI.1995.

Է. Ս. ԽԱԶԻՅԱՆ

ԱՆՀԱՄԱՍԵՌ ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ ՀԻՄՔԻ ԴԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԵՐԻ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒՄ

Ամփոփում

Շենքերի և կառուցվածքների հիմքի գրունտային պայմանները մեծ ազդեցություն են թողնում նրանց երկրաշարժադիմացկանության վրա։ Գրուն-

տային պայմանները ոչ միայն թուլացնում կամ ուժեղացնում են երկրաշարժի ազդեցության մակարդակը շենքերի և կառուցվածքների վրա, այլև զգալիորեն փոխում են նրանց վնասման ու քայքայման բնույթը՝ համատարած ճաքեր կառուցվածքի ամբողջ մարմնում ժայռային գրունտների դեպքում և նստվածքներ, թեքումներ ու տապալումներ փափուկ գրունտների դեպքում։ Այս հանգամանքները սեյսմակայուն շինարարության վերաբերյալ նորմատիվ փաստաթղթերում հաշվի առնելու համար անհրաժեշտ է հիմքի գրունտային պայմանները տարբերակել ոչ միայն որակական, այլև քանակական չափանիշներով։ Հոդվածում որպես գրունտային պայմանների քանակական չափանիշ առաջարկվում է ընդունել որոշ հզորության մակերևութային շերտի սեփական տատանումների ամենամեծ T_0 պարբերության արժեքը։ Համասեռ գրունտային պայմանների դեպքում T_0-ի արժեքը որոշվում է (1) բանաձևով։ Հոդվածում ստացված է իրարից H_k հզորությամբ, ρ_k խտությամբ և G_k սահքի մոդուլով տարբերվող n շերտերից կազմված ստվարա շերտի սեփական տատանումների ամենամեծ T_0 տարբերության որոշման համար (5) բանաձևը և նրա կիրառումը լուսաբանելու նպատակով հաշվարկված են տարբեր բնահողերից կազմված (աղյուսակ 1) երկշերտանի գրունտային հիմքի սեփական պարբերության արժեքները։ Ըստ սեյսմիկ հատկությունների հիմքի գրունտային պայմանների դասակագրումը հոդվածում առաջարկվում է կատարել ըստ աղյուսակ 3-ի տվյալների։ Տվյալ գրունտային պայմաններում շենքեր և կառուցվածքներ նախագծելիս առաջարկվում է կողմնորոշվել (9) պայմանների բավարարմամբ, որոնք նպաստում են երկրաշարժի ժամանակ շենքերում իներցիոն սեյսմիկ ուժերի ավելի ցածր մակարդակի առաջացմանը։ Հոդվածի վերջում նշվում է, որ հեղինակը հակված է ընդունելու, որ իրական երկրաշարժի ժամանակ տվյալ տեղանքում գրունտի տատանողական շարժման բնույթը հիմնականում ձևավորվում է նրա ֆիզիկա-մեխանիկական և երկրաբանական կտրվածքով պայմանավորված, սեփական տատանումների օրինաչափություններով։ Այս ենթադրությունը արձագանքվում է երկրաշարժերի առաջացման ժամանակակից պատկերացումներին և հնարավորություն է ստեղծում տվյալ տեղանքի համար տարբեր ենթադրվող օջախներից սինթեզել արհեստական աքսելերոգրամներ։

E. E. KHACHIAN

INVESTIGATION OF DYNAMIC CHARACTERISTICS OF NONUNIFORM GROUND FOUNDATIONS

Abstract

A problem for determination of dynamic characteristics of nonuniform ground foundations is considered. It is assumed that a structure foundation is composed of layers with different physical-and-mechanical properties and thicknesses. The technique for accurate solution of the problem in the general case and in the case of two-layer foundation is described. The final formula for determination of dominant foundation period values is obtained by the energy method for the general case. Individual examples are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Брун Дж. Н.** Физика сильных движений, вызванных землетрясениями. В кн.: «Сейсмический риск и инженерные решения». М.: Недра, 1981.
2. **Красников Н. Д.** Динамические свойства грунтов и методы их определения. М.: Стройиздат, 1970, 239 с.
3. **Медведев С. В.** Инженерная сейсмология. М.: 1962, 284 с.

4. **Ньюмарк Н., Розенбмоэт Э.** Основы сейсмостойкого строительства. 344 с.
5. **Окомото М.** Сейсмостойкость инженерных сооружений. М.: Стройиздат, 1980, 342 с.
6. СНРА П-2. 02-94. Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования. Ереван: 1995, 72 с.
7. **Хачиян Э. Е.** Сейсмические воздействия на высотные здания и сооружения. Ереван: Айастан, 1973, 328 с.
8. **Хачиян Э. Е.** Некоторые аспекты нормирования сейсмостойкого строительства.— Изв. АНА, Науки о Земле, 1992, № 1, с. 55—64.
9. **Khachian E. E.** On the draft of antiseismic construction standards in the Republic of Armenia. The Proceedings of the 10-th World Conference on Earthquake Engineering, Spain, 19—24 July, 1992, pp. 5629—5632.

Известия НАН РА, Науки о Земле. 1995, XLVIII, №2—3, с. 119—122

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Н. ПЕТРОВА, ДЖ. О. МИНАСЯН. А. А. ВАРДАНЯН, А. К. КАРАХАНЯН

О ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ АРМЕНИИ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА АРАПИ

Одной из основных задач современной магнитостратиграфии являются расчленение и корреляция однополярных магнитных зон и составление палеомагнитных характеристик границ между отдельными стратиграфическими системами. До сих пор не разработан оптимальный набор критериев позволяющих однозначно идентифицировать инверсии геомагнитного поля, принадлежащие одному временному интервалу. Особенно это относится к четвертичному периоду. Несмотря на то, что стратиграфия плиоцен-четвертичных образований разрабатывается почти на протяжении века, она до сих пор содержит множество дискуссионных положений

В последнее время как параметр, характеризующий однополярные зоны в одном и том же возрастном подразделении, привлекается напряженность древнего геомагнитного поля $H_{др}$.

Величина естественной остаточной намагниченности (I_n) зависит не только от величины $H_{др}$, которую исследователи хотят оценить, но также от состава ферромагнитной фракции, ее концентрации и вида намагниченности. Если возможно в лаборатории воспроизвести вид намагниченности, которой обладает порода *in situ*, то древнее поле определяется простым соотношением I_n и I лабораторного, полученного в известном поле. Так, определяется $H_{др}$ в случае изверженных пород, обладающих однокомпонентной намагниченностью термомагнитного происхождения [8]. При этом $H_{др}$ определяется с точностью, достаточной для изучения не только среднего значения $H_{др}$ для какого-то отрезка времени, но и вариаций $H_{др}$. Для оценки палеонапряженности по осадочным породам используется лабораторное переосаждение. При этом, не говоря уж о громоздкости этого эксперимента, точность его недостаточна для изучения вариаций $H_{др}$ [2].

Изучая вековые вариации, «записанные» в осадочных породах разреза Арапи [1], были обнаружены в ряду Q те же колебания, что и в угловых элементах D и J, и отсутствие таких колебаний в ряду K (параметр определения $H_{др}$).

На основании этого в настоящей статье сделана попытка принять Q как параметр (пусть с оговоркой), отражающий в данном случае изменения древнего поля.

4. **Ньюмарк Н., Розенбмоэт Э.** Основы сейсмостойкого строительства. 344 с.
5. **Окомото М.** Сейсмостойкость инженерных сооружений. М.: Стройиздат, 1980, 342 с.
6. СНРА П-2. 02-94. Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования. Ереван: 1995, 72 с.
7. **Хачиян Э. Е.** Сейсмические воздействия на высотные здания и сооружения. Ереван: Айастан, 1973, 328 с.
8. **Хачиян Э. Е.** Некоторые аспекты нормирования сейсмостойкого строительства.— Изв. АНА, Науки о Земле, 1992, № 1, с. 55—64.
9. **Khachian E. E.** On the draft of antiseismic construction standards in the Republic of Armenia. The Proceedings of the 10-th World Conference on Earthquake Engineering, Spain, 19—24 July, 1992, pp. 5629—5632.

Известия НАН РА, Науки о Земле. 1995, XLVIII, №2—3, с. 119—122

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Н. ПЕТРОВА, ДЖ. О. МИНАСЯН. А. А. ВАРДАНЯН, А. К. КАРАХАНЯН

О ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ АРМЕНИИ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА АРАПИ

Одной из основных задач современной магнитостратиграфии являются расчленение и корреляция однополярных магнитных зон и составление палеомагнитных характеристик границ между отдельными стратиграфическими системами. До сих пор не разработан оптимальный набор критериев позволяющих однозначно идентифицировать инверсии геомагнитного поля, принадлежащие одному временному интервалу. Особенно это относится к четвертичному периоду. Несмотря на то, что стратиграфия плиоцен-четвертичных образований разрабатывается почти на протяжении века, она до сих пор содержит множество дискуссионных положений

В последнее время как параметр, характеризующий однополярные зоны в одном и том же возрастном подразделении, привлекается напряженность древнего геомагнитного поля $H_{др}$.

Величина естественной остаточной намагниченности (I_n) зависит не только от величины $H_{др}$, которую исследователи хотят оценить, но также от состава ферромагнитной фракции, ее концентрации и вида намагниченности. Если возможно в лаборатории воспроизвести вид намагниченности, которой обладает порода *in situ*, то древнее поле определяется простым соотношением I_n и I лабораторного, полученного в известном поле. Так, определяется $H_{др}$ в случае изверженных пород, обладающих однокомпонентной намагниченностью термомагнитного происхождения [8]. При этом $H_{др}$ определяется с точностью, достаточной для изучения не только среднего значения $H_{др}$ для какого-то отрезка времени, но и вариаций $H_{др}$. Для оценки палеонапряженности по осадочным породам используется лабораторное переосаждение. При этом, не говоря уж о громоздкости этого эксперимента, точность его недостаточна для изучения вариаций $H_{др}$ [2].

Изучая вековые вариации, «записанные» в осадочных породах разреза Арапи [1], были обнаружены в ряду Q те же колебания, что и в угловых элементах D и J, и отсутствие таких колебаний в ряду K (параметр определения $H_{др}$).

На основании этого в настоящей статье сделана попытка принять Q как параметр (пусть с оговоркой), отражающий в данном случае изменения древнего поля.

Разрез Арапи охватывает возрастной интервал приблизительно 220—160 тыс. лет [1, 7].

Методика определения палеонапряженности

Как показали многочисленные эксперименты разных авторов, коэрцитивные спектры, отражающие спектр зерен-носителей I_n термомагнитной, химической или ориентационной природы, оказываются близки к коэрцитивным спектрам I_{ri} [4, 6]. При изучении вариаций палеонапряженности часто используют отношение I_n/I_{ri}. Это несомненно является оптимальным путем исключения влияния концентрации ферромагнитных зерен в тех случаях, когда от лабораторного термонамагничивания или переосаждения приходится отказаться [4].

Но создание I_{ri} связано с трудностями: когда коэрцитивный спектр I_n включает жесткие зерна ферромагнетика с $Ho > 100$ *мТл* и не всегда удается создать полную I_{ri}. Поэтому был использован параметр $R_{ns} = I_n/I_{rs}$. На рис. 1 дано сравнение коэрцитивных спектров (КС) и спектров блокирующих температур I_n и I_{rs} пород разреза Арапи.

Спектры блокирующих температур I и I_{rs} близки друг другу

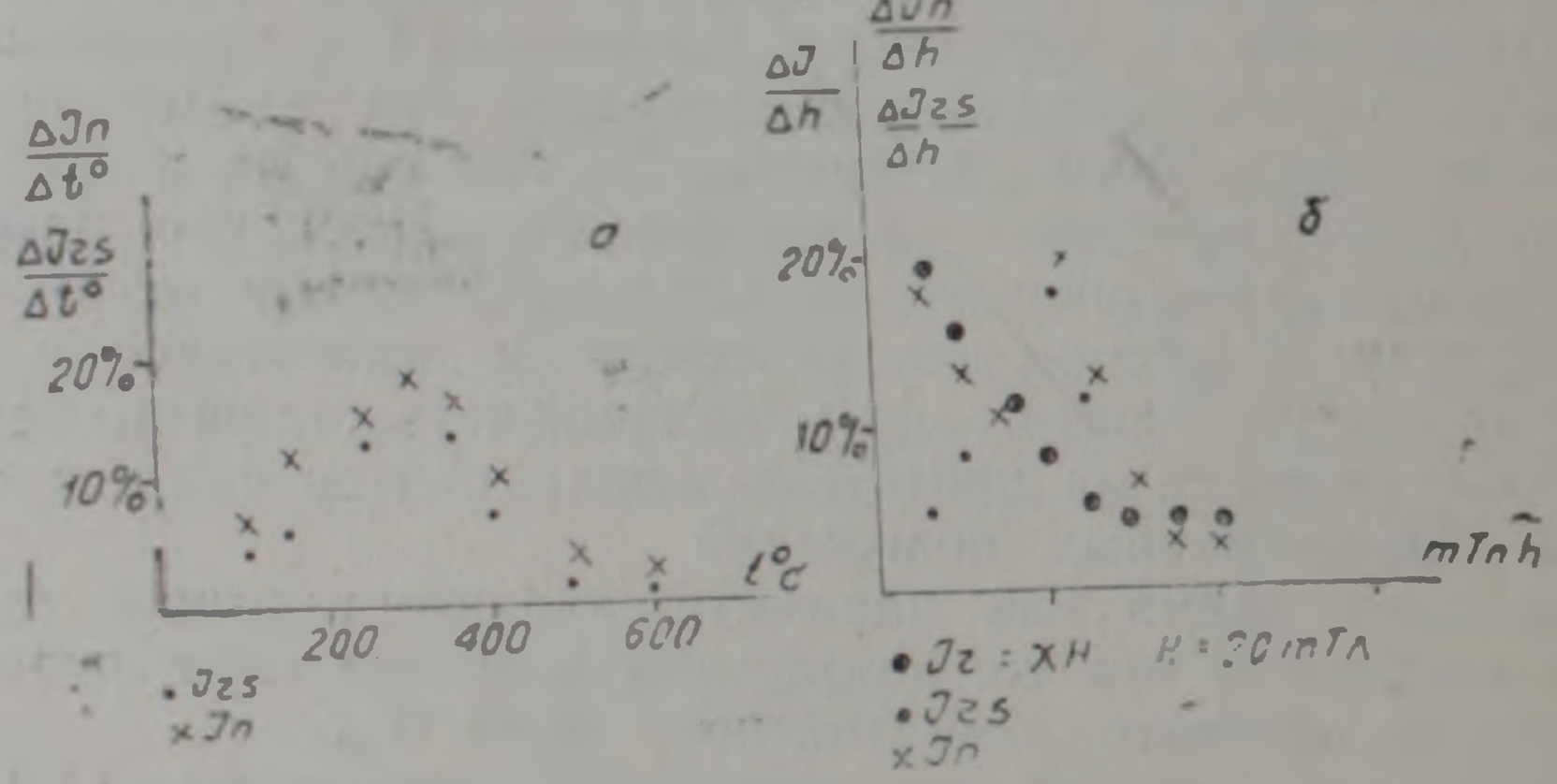


Рис. 1.—Сравнение блокирующих температур (*а*) и коэрцитивных спектров (*б*) образцов разреза Арапи.

после 200°С—температуры снятия *VRM* (вязкой намагниченности) (рис. 1 *а*). В полях 10—40 *мТл* КС по I_n и I_{rs} практически совпадают, что указывает на одинаковый состав зерен-носителей I_n и I_{rs}. В интервале полей 10 *мТл* зерна-носители I_n (т. е. I_{ri}) оказываются теми же, которые в основном обусловливают К. На рис. 1 *б* для сравнения представлен коэрцитивный спектр $I = K$H, где H = 20 *мТл*. Это дает основание считать, что параметр $R_{ns} = I_n/I_{rs}$, после чистки I_n и I_{rs} переменным полем 20 *мТл* или нагревом до 200°С может быть использован для изучения вариаций палеонапряженности.

Первоначально коллекция осадков Арапи имела 820 уровней отбора. Но R_{ns} удалось использовать для отдельных уровней.

На рис. 2 приведены: 1. R_{ns} образцов, не подвергавшихся чистке. 2. Отношение I_{no}/I_n после чистки нагревом до 200°С и 3. R_{ns} после чистки как I_n, так и I_{rs} нагревом до 200°С.

На кривой изменения R_{ns} прежде всего видно плавное изменение палеонапряженности, значение которой достигало современного на уровнях 700. Поскольку осадок одного уровня отбора накап-

ливался в течение 73 лет, выделенное колебание имеет период ~ 11 тыс. лет [1].

Результаты определения $H_{др}$ по осадкам Арапи показывают, что палеонапряженность 220 тыс. лет тому назад (приблизительно среднечетвертичный период) была на уровне современного.

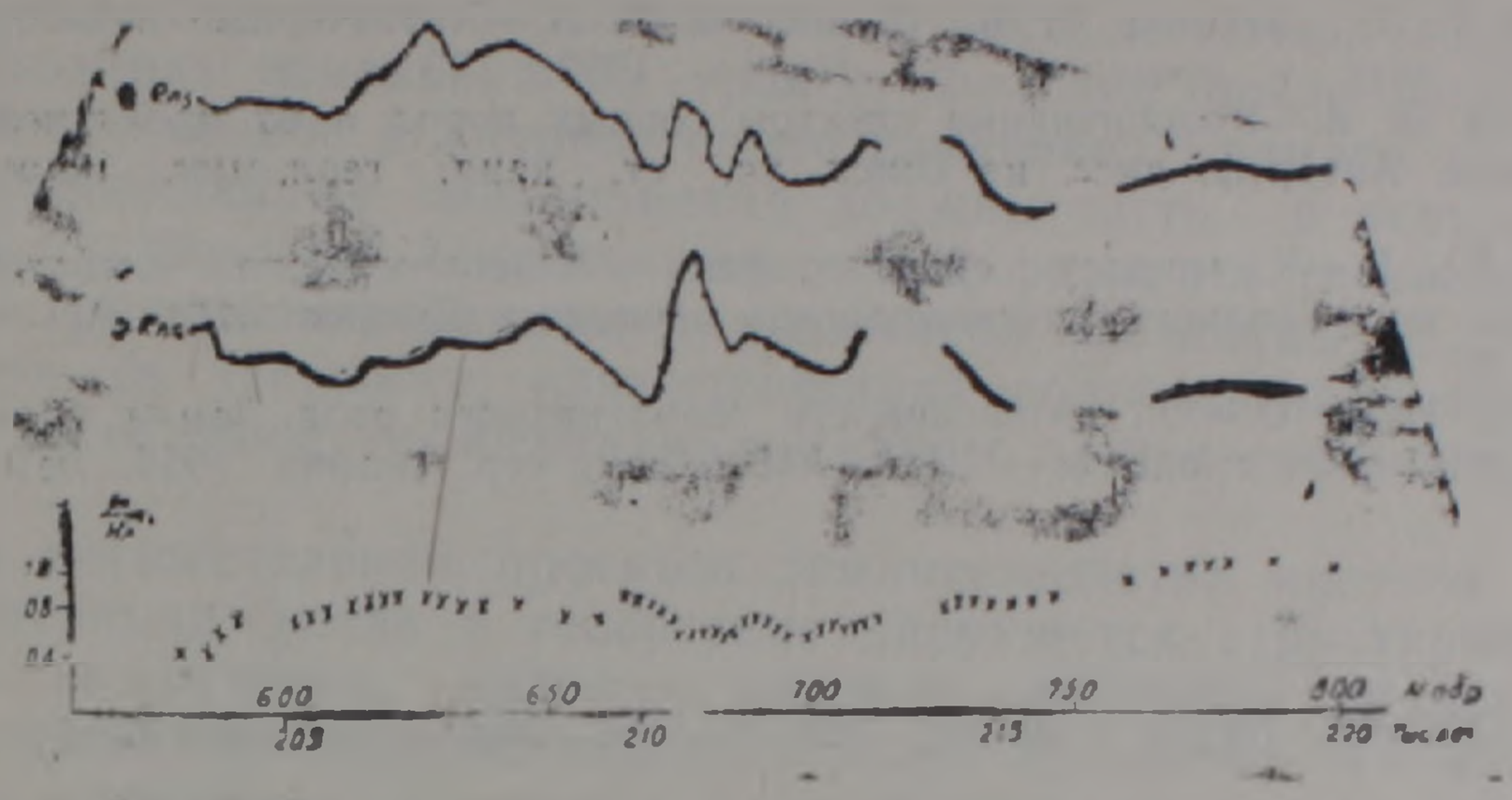


Рис. 2. Изменения палеонапряженности в разрезе Арапи, оцененные по R_{ns}

Наиболее узявимым местом изучения палеовариаций геомагнитного поля является определение периодов вариаций в годах. В работе [5] отмечается, что соотношение периодов вариаций, выделенных в разрезах позднего кайнозоя, остается таким же, как в спектре SV. по археомагнитным данным [3]. Но в ней говорится о постоянстве абсолютного значения для всего набора периодов SV. В ряду Q [4] выделены SV с периодом 10,5 тыс. лет, отсутствующие в рядах угловых элементов. Колебания с таким же периодом можно обнаружить визуально по плавному изменению R_{ns} на рис. 2. На кривой 3 его период (вернее продолжительность) оценивается приблизительно в 11 тыс. лет. При том же наборе колебаний в спектр SV по археомагнитным данным [3] изменение магнитного момента оценивается в 8 тыс. лет.

Выводы

1. Для оценки палеонапряженности по осадочным породам целесообразно использовать не параметр K, а $R_{ns} - I_n/I_{rs}$, что для изученного разреза подтверждается сравнением коэрцитивных спектров и спектров блокирующих температур.
2. Палеонапряженность в плейстоцене с датировкой 220 тыс. лет была близка к современному значению ГМП.
3. Это значение может быть использовано как репер при магнитостратиграфических исследованиях плейстоцена.
4. Основное колебание $H_{др}$ в отрезке времени 220—200 тыс. лет тому назад оценивается как ~11 тыс. лет.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении, г. Гюмри

Поступила 20.VI.1995.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданян А. А.—Палеомагнитная аномалия, обнаруженная в плейстоценовых и озерно-аллювиальных отложениях Ширакской котловины. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1990, №5.

2. Багина О. Л.—Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, М., 1968, 15 с.
3. Бурлацкая С. П.—Археомагнетизм: изучение древнего геомагнитного поля. М.: НФЭ АН СССР, 1987, 246 с.
4. Минасян Дж. О., Караханян А. К.—Геомагнитное поле в Армении в кайнозое Ереван: Изд, АН Арм.ССР, 1986, 94 с.
5. Петрова Г. Н., Нечаева Т. Б., Поспелова Г. А.—Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992, 173 с.
6. Розенталь И. В.—Коэрцитивные спектры горных пород и их практическое использование. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, М.: 1970, 17 с.
7. Саядян Ю. В.—К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1977, 86 с.
8. Телье Е., Телье О.—Об интенсивности геомагнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом.— Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1959, №9, с. 12—26.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 122—125

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. БАГДАСАРЯН, Г. З. ЭЛБАКЯН

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОЕКТИРОВАНИЕ И КЛИМАТ

Актуальность более полного, всестороннего учета возможных реакций биосферы на те или иные воздействия человека не вызывает сомнений в связи с усилением в последние годы техногенного воздействия на природу. Судить о реакции среды на антропогенное воздействие можно в случае, если известны все сложные процессы, происходящие в среде.

Известно, что антропогенное воздействие с поддержанием потенциала среды на уровне, необходимом для нормальной жизни людей, должно основываться на прогнозе изменений в природной среде и на соответствующих рекомендациях, а прогноз явлений и процессов, в свою очередь,—на досконалыном знании механизма их образования и протекания.

В работе объектом исследования является геосистема, представленная котловинами (комплексные агроклиматические образования с развитой вертикальной зональностью и поясностью)—природными образованиями, закольцованными горами. С целью упрощения задачи принимаем, что рассматриваемые геосистемы—котловины являются закрытыми и в зависимости от классификации, основанной на характере обмена энергией и массой, обмениваются энергией, но не обмениваются массой. Котловина заключена в биосфере, которая в в свою очередь является открытой системой относительно космоса и состоит с ней в сложных взаимосвязях.

Согласно исследованию [3] изменчивость является важным свойством геосистемы и она обусловлена как воздействием внешних факторов, так и процессами саморазвития (саморегулирования). Противоположным изменчивости является устойчивость геосистемы—способность сохранить свою структуру и состояние под влиянием внешних (природных) и антропогенных воздействий (нагрузок). Эта нагрузка возможна до определенных пределов, при которых устранение нагрузки позволяет геосистеме возвратиться в прежнее состояние за счет саморегулирования. Из изложенного следует, что функционирование геосистем на уровне котловин зависит от многообразия протекающих

в ней процессов, и характеристика ее природной составляющей количественными показателями весьма затруднительна. Состояние каждой котловины определяется, в первую очередь, особенностями циркуляции атмосферы, климатообразующей ролью самой котловины, характером деятельной поверхности и как их следствием—режимом тепла и влаги, а также—хозяйственной деятельностью. Поэтому прогноз возможных изменений на уровне котловин предопределяет ожидаемое естественное и антропогенное изменения климата и, естественно, природоохранные мероприятия должны быть, в первую очередь увязаны с климатом. Определение путей развития геосистем, управление ее функционированием и динамикой возможны, если известна природная (в частности, климатическая) составляющая этой геосистемы и на ее фоне техногенная, в данном случае—сельскохозяйственная.

При осуществлении проектов землеустройства наличие информации о ситуации, когда в геосистеме нарушается структурно-функциональная организация, является важным моментом оценки последствий возможных воздействий на среду. Изменение во времени целостного состояния геосистемы в кратчайшие сроки (не считая природных катаклизмов) начинается и обеспечивается нарушением биоты при достижении определенного критического уровня. Существование биоты, тем более в условиях горных регионов, определяется в первую очередь особенностями гидротермического режима и литологии. На большую роль климата в сложном механизме формирования изменений в состоянии биосистем указывал А. А. Григорьев [4]. В этом плане значительный интерес представляет разграничение изменений климата на естественные и собственно антропогенные причины и проведение покомпонентного исследования в региональном изучении экологических проблем. В условиях исследуемого региона в каждой из котловин все природные пояса тесно связаны и при возникновении кризисной ситуации в одном из них, очевидно, следует ожидать, что она отразится, в первую очередь, на тех, с кем граничит непосредственно. Распространение влияния кризисной ситуации осуществляется главным образом посредством атмосферы и процессов, происходящих в самой биоте. В моделях прогноза и управления изменениями состояния горных геосистем необходимо отразить климатические циклы (по знаку отклонений температуры и осадков от их нормы), синхронность их смены или сдвиг во времени по всем котловинам до начала интенсивного антропогенного воздействия и в период с интенсивной нагрузкой. Кроме этого, представляется целесообразным для получения дополнительной информации сопоставить изменения климатических условий в двух котловинах с крайними нагрузками (максимальной и минимальной) и оценить влияние изменения климата на экологическое состояние горных геосистем. Одной из возможностей предварительной оценки этого изменения является анализ распределения сочетаний параметров температуры и осадков и ландшафтных образований по высоте во влажном и засушливом климатах. Располагая прогнозом регионального климата, можем предвидеть в дальнейшем направление смещения высотных ландшафтов поясов, а также констатировать происшедшие изменения.

Как уже отмечалось, определение критического экологического уровня—весьма важная практическая задача, однако численное ее решение затруднительно. Поэтому нами выявлена сравнительная степень сельскохозяйственной нагрузки по всей исследуемой территории, а из комплекса показателей, оценивающих формирование особенно-

стей состояния котловин и отражающих их устойчивость, а также прогноз изменения их состояний, используются климатические и неблагоприятные экзогенные природные процессы и явления. В дополнение к этому установлены и эколого-фитоценотические комплексы на всей территории республики, по степени устойчивости отнесенные к четырем типам: крайне неустойчивые, неустойчивые, слабоустойчивые, относительно устойчивые—по аналогии с исследованием [1], но с другими критериями сумм температур и влажности, биологической продуктивности растительности (архив «Армгипрозема»).

Таким образом, выявление закономерностей возникновения изменений геосистем, порожденных природными процессами, прогнозирование этих изменений в сочетании с хозяйственной деятельностью позволит определить пути управления геосистемами.

Представляется заманчивым в решении поставленной задачи использовать энергетический подход, основа которого заложена еще в 1928 г. В. И. Вернадским [2], а после получил развитие и в множестве других исследований.

В общем виде состояние геосистемы можем выразить в виде функции:

$$P=f(K, t, \tau, u_1, u_2),$$

где К—координаты, t—время, τ—различные геофизические параметры, u_1—внутренняя энергия геосистемы, u_2—внешняя энергия, поступающая в геосистему или убывающая из нее

Изменение энергии, установленное сопоставлением состояний геосистемы в прошлом и настоящем, указывает на ее пути развития, функционирование и динамику. В. Б. Сочава [5, 6] отмечает процесс эволюции как смену инвариантов геосистемы другими. Поэтому возникают затруднения в определении параметра времени (t), входящего в приведенную формулу. При определении параметра t нулевую точку отсчета, очевидно, необходимо увязать со ступенью развития геосистемы в определенном (последнем) инварианте. За короткий промежуток времени, исчисляемый одним, двумя десятками лет, можно считать, что естественная изменчивость мала, и за нулевую точку принимать ступень развития геосистемы («оптимальный уровень») в последнем инварианте, когда она имела естественное строение и хозяйственная деятельность отсутствовала или была настолько незначительной, что не могла отразиться или повлиять на ее свойства и функционирование. Этот промежуток времени в прошлом можно восстановить, основываясь на понятии временной организованности геосистемы—по остаткам естественной растительности с учетом ее зонального и поясного распространения. Для этой точки отсчета рассчитывается энергетический баланс геосистемы в прошлом по площадным характеристикам растительности (или по биологической продуктивности естественной растительности, установленной по восстановленным значениям температуры и осадков). Аналогичные расчеты необходимо произвести по фактической картине в настоящем. Сопоставлением полученных результатов выявляется изменение энергетического баланса, обусловленного климатическим фактором.

Определенный интерес преставляет направление развития и изменение устойчивости геосистемы в зависимости от ее возраста в процессе эволюции. Рассмотрим это положение в термодинамическом смысле, используя понятие энтропия

В природе все виды энергии переходят в тепло. При обратном процессе превращения тепла в работу возвращается не все тепло, и

потерянную энергию возможно оценить понятием энтропия. Согласно второму закону термодинамики мера беспорядка (хаоса)—энтропия всегда возрастает со временем, в изолированной системе, в которой протекают необратимые процессы, например, в наших допущениях о котловинах. в которых протекают природные необратимые процессы. Предположим, что начальная точка отсчета для всех геосистем приходится на упорядоченное состояние, тогда их развитие должно сопровождаться возрастанием энтропии и неупорядоченности. Согласно М. В. Волькенштейну (1986) энтропия. т. е.. беспорядок стремится к своему максимальному значению лишь в изолированной системе, не обменивающейся с внешним миром ни веществом, ни энергией. В реальности же рассматриваемые геосистемы и биосфера в целом—открытые системы, упорядоченность их может возрастать вследствие возрастания неупорядоченности окружающей среды по причине оттока энтропии в окружающую среду. Влияние окружающей среды можем принять для всех геосистем одинаковым (const), независимо от направления процесса, т. е. оттока или увеличения энтропии, и по значениям энтропии разных видов энергии оценить направление естественных процессов и изменение каждой геосистемы.

При рассмотрении энергетики (открытых) геосистем, помимо энергетического параметра (баланса прихода и расхода тепла в системе) необходимо учитывать и фактор массообмена (перемещение и трансформация воздушных масс, перенос пыли и др. примесей как по горизонтальным связям, так и вертикальным—миграция веществ в атмосферном воздухе, в водных ресурсах, в почве и т. д.). На наш взгляд, составляющую почвенного массообмена возможно определить сопоставлением климатических и почвенных границ. Ведь известно, что при наличии вертикальной зональности и поясности климата и почв в пределах обособленных котловин климатические и почвенные границы смещены относительно друг друга. Смещение этих границ соответствует величинам массообмена, определение которых должно базироваться на почвенно-геохимической основе.

Таким образом, зная природные предпосылки развития и функционирования геосистем, представляется возможным осуществление отдельных проектов, связанных с сельскохозяйственной отраслью (в частности, землеустроительных), в которых отражены и природоохранные мероприятия.

В целом же полученные результаты могут быть использованы при создании моделей прогноза и управления изменениями состояния горных геосистем.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 20.VII.1995

ЛИТЕРАТУРА

1. **Букс И. Н.** Некоторые возможности использования мелкомасштабных карт растительности для оценки устойчивости природной среды против техногенного воздействия.—Тр. ИПГ, 1982, вып. 44. М.: Гидрометеоиздат, с. 46—53.
2. **Вернадский В. И.** О задачах и организации прикладной научной работы АН СССР. Л.: Изд. АН СССР. 1928.
3. Геоэкологические принципы проектирования природно-технических геосистем. М.: Изд. АН СССР, 1987, 321 с.
4. **Григорьев А. А.** Закономерности строения и развития географической среды. М.: Наука, 1966, 382 с.
5. **Сочава В. Б.** География и экология. Л.: Изд. Наука, 1970, 320 с.
6. **Сочава В. Б.** Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Изд. СО «Наука», 1978, 318 с.

ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, գիտ. երկրի մասին, 1995, XLVIII, № 2—3, էջ 126—127

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Լ. Ե. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ա. Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ժ. Հ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

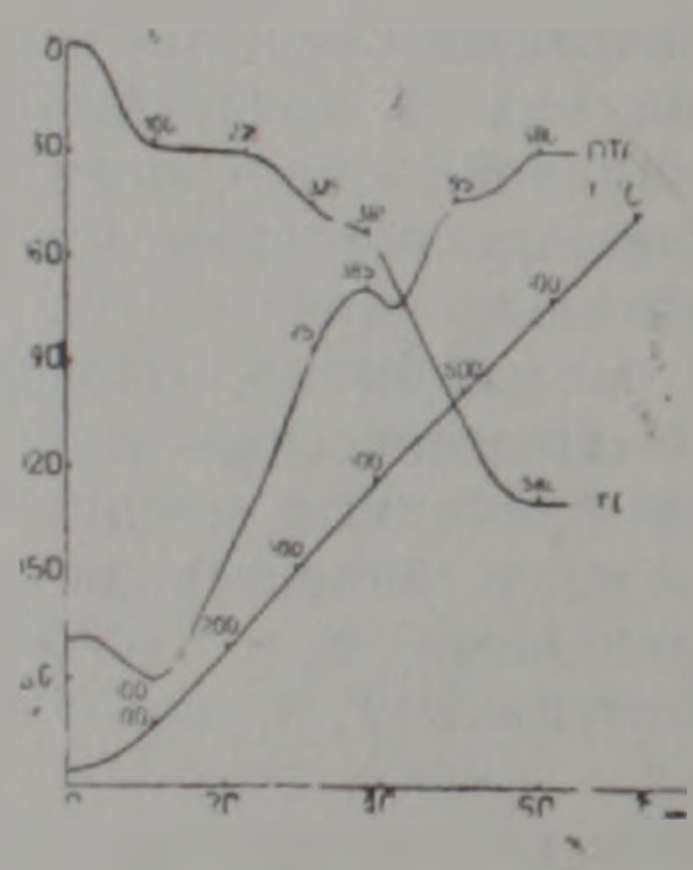
ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ԽՏԱՆՅՈՒԹԻ ԲՈՎՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԴԻՖԵՐԵՆՑԻԱԼ ԹԵՐՄԻԿ ԿՂԱՆԱԿՈՎ

Բազմապիսի բաղադրությամբ մոլիբդենային խտանյութերի բովման պրոցեսի կինետիկան և մեխանիզմը ուսումնասիրվել է Ա. Ն. Զելիկմանի կողմից [1]։ Սակայն Քաջարանի մոլիբդենային խտանյութերը թե իրենց քիմիական բաղադրությամբ և թե ֆազային կազմով տարբերվում են ուսումնասիրված խտանյութերից։

Բովման պրոցեսի ուսումնասիրության համար որպես նյութ է օգտագործվել Քաջարանի ՊՄ կոմբինատում թողարկված մոլիբդենային խտանյութը (աղյուսակ—1 ըստ «Հայգումմետգիտնախագիծ» ինստիտուտի)։

Խտանյութի բովման պրոցեսն ուսումնասիրվել է «Պաուլիկ, պաուլիկ, էրդեյ» տիպի Q=1500D դերիվատոգրաֆի օգնությամբ։ Փորձանմուշը 0,940գ մասսայով տաքացվել է կերամիկական հալքանոթում, օդի միջավայրում, 10°C/րոպե անփոփոխ արագությամբ։ Որպես էտալոն է ծառայել 1200°C-ում թրծված ալյումինիօքսիդը (Al_2O_3)։

Բովման պրոցեսի դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության կորերը ցույց են տրված Ն. 1-ում։ Հիմնական ռեակցիան մոլիբդենի դիսուլֆիդի օքսիդացումն է՝



Նկ. 1. Մոլիբդենային խտանյութի բովման պրոցեսի դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության գրաֆիկները։ TG-ն մասսայի փոփոխության կորն է, DTA-ն դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության կորն է, T, °C գիծը ջերմաստիճանի ժամանակային ֆունկցիան է։

$$MoS_2 + 3{,}5O_2 \rightarrow MoO_3 + 2SO_2 \qquad (1)$$

որի թերմոդինամիկ լիարժեքությունը պայմանավորված է ռեակցիայի ազատ էներգիայի շատ մեծ բացասական արժեքով՝

$$\Delta G^0_{858} = -1111{,}45 + 0{,}23T,\ կՋ/մոլ.$$

Մասսայի փոփոխության կորից (TG) երևում է, խտանյութը մինչև 120°C տաքացնելիս գոլորշիացումով լիովին հեռանում է նրանում պարունակվող խոնավությունը (3%)։ Մասսայի հետագա փոփոխությունը մինչև 235°C տիրույթում հավանականորեն տեղի է ունենում մնացորդային ֆլոտոռեագենտի հեռացման պատճառով։ Դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության կորի (DTA) վրա գոլորշիացման պրոցեսը ցայտուն արտահայտված է համապատասխան էնդոթերմիկ էֆեկտով։

Քաջարանի մոլիբդենային խտանյութի քիմիական բաղադրությունը

Mo %	Cu %	Fe %	Si %	Al %	Ca %	Mg %	Na_2O+K_2O %	S %	Re գ/տ	Se գ/տ	Te գ/տ	Au գ/տ	Ag գ/տ	ֆլոտոռեագենտ %	խոնավություն %
50,5 51	0,4 0,5	1,5 2,2	2,8 3,2	0,2 0,8	0,9 1	0,5	0,5	35,5 36,5	200 250	200 250	35,5	0,7	22,45	2,0	3,0

Մոլիբդենի դիսուլֆիդի և թթվածնի փոխազդման ռեակցիայի զարգացումը սկսվում է 385°C-ից, այնուհետև 425°C-ից ինտենսիվորեն ընթանալով ավարտվում է 580°C-ում։ Դա ակնհայտ է դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության կորի վրա գոյացած էկզոթերմիկ էֆեկտով։

Բովման պրոցեսում բնականաբար օքսիդանում են մոլիբդենին ուղեկցող ռենիումը՝ ReS_2-ի տեսքով և խառնուրդ-սուլֆիդները, գոյացնելով համապատասխան մետաղների օքսիդներ.

$$2ReS_2-7,5O_2 \rightarrow Re_2O_7-4SO_2 \qquad (2)$$

$$\Delta G^0_{633}=-2010,16+0,27T, \text{ կՋ/մոլ.}$$

$$CuFeS_2+3O_2 \rightarrow FeO+CuO+2SO_2 \qquad (3)$$

$$\Delta^0_{758}G=-838,68+0,19T, \text{ կՋ/մոլ.}$$

$$FeS_2+2,5O_2 \rightarrow FeO+2SO_2 \qquad (4)$$

$$\Delta G^0_{755}=-696,91+0,01T, \text{ կՋ/մոլ.}$$

Սակայն խտանյութում չափազանց ցածր պարունակությունների պատճառով մասսայի փոփոխության և դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության կորերի վրա առանձին էֆեկտներ չեն նկատվել։

Դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության տվյալներից երևում է, որ խտանյութի բովման պրոցեսն ուղեկցվում է ցայտուն արտահայտված էկզոթերմիկ էֆեկտով և արդեն 600°C ջերմաստիճանում սուլֆիդի փոխակերպումը եռօքսիդի՝ գործնականորեն անհետադարձելի է։ Ռեակցիայի ուժգին էկզոթերմիկությունը, իր հերթին, նպաստում է նաև բովման ագրեգատի ջերմային հաշվեկշռին՝ թույլ չտալով ունենալ վառելանյութի մեծ ծախս։

ԵԶՐԱՀԱՆԳՈՒՄՆԵՐ

Դիֆերենցիալ-թերմիկ վերլուծության եղանակի կիրառումով ուսումնասիրված է Քաջարանի մոլիբդենային խտանյութի բովման պրոցեսը։ Բացահայտված է հիմնական բաղադրիչի՝ մոլիբդենի դիսուլֆիդի օքսիդացման մեխանիզմը բավականին մեծ էկզոթերմիկ էֆեկտով։

Ներկայացված է 18.01.1996 թ.

Հայաստանի Պետական Ճարտարագիտական համալսարան
Հայգունմետգիտնախագիծ ինստիտուտ

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

1. Зеликман А. Н. Молибден. М.: Металлургия, 1970. 440 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995 XLVIII, № 2—3, с. 128—130

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. ТАМРАЗЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕДИ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ РЕНТГЕНОРАДИМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Определение меди рентгенорадиометрическим методом (РРМ) в рудах с простым вещественным составом (при отсутствии мешающих элементов) не представляет никакой трудности как в техническом, так и в методическом отношениях. Однако при определении меди в полиметаллических рудах, где присутствуют мешающие элементы с близкими атомными номерами (*Fe, Zn*), возникают определенные затруднения аппаратурно-технического и методического характера, связанные с низким энергетическим разрешением применяемых детекторов. Этот вопрос довольно легко решается в лабораторных условиях при анализе порошковых проб с полупроводниковыми детекторами высокого энергетического разрешения, использование которых в полевых и шахтно-рудничных условиях—дело будущего.

В настоящее время в полевых условиях РРМ реализуется в основном портативной аппаратурой с пропорциональными счетчиками, энергетическое разрешение которых не позволяет выделять аналитические линии элементов с близкими атомными номерами. В этом случае этот вопрос решается техническими или методическими приемами.

Техническое решение выделения аналитической линии определяемого элемента в сложном спектре основано на применении дифференциальных фильтров [2]. В способе дифференциальных фильтров для выделения аналитической линии определяемого элемента требуются два измерения, проводимые поочередно с пропускающим и поглощающим фильтрами, что существенно ограничивает область его применения (например, невозможно применять этот способ при каротаже) и увеличивает время измерения, т. е. снижает производительность метода.

Сущность методического решения заключается в определении потока характеристического излучения определяемого элемента по результатам измерений потоков излучения в двух энергетических интервалах спектра вторичного излучения. Первый энергетический интервал спектра вторичного излучения выбирают так, чтобы он полностью охватывал спектры рентгеновского излучения всех элементов (*Fe, Cu, Zn*), а нижнюю и верхнюю границы второго энергетического интервала выбирают в области максимумов спектров характеристического рентгеновского излучения мешающих элементов. При этом о содержании определяемого элемента в исследуемой среде судят по значению разности скоростей счета излучения в энергетических интервалах [1].

Необходимо отметить, что этот способ слабо помехоустойчив и при наличии других мешающих факторов (например, присутствие в спектре в области аналитической линии определяемого элемента излучений *L*-серий мешающих элементов или рассеянного излучения источника первичных квантов) не может однозначно выделить аналитическую линию определяемого элемента.

Для выделения меди в таком сложном спектре нами предлагается способ технически-методического характера, сущность которого состоит в том, что в аппаратурном спектре, полученном на образ-

цах железа, меди и цинка с помощью двухканального анализатора РРК-103 с блоком детектирования БВД-П, выбираются два аналитических интервала (рис. 1). Первый интервал, как и в работе [1], ох-

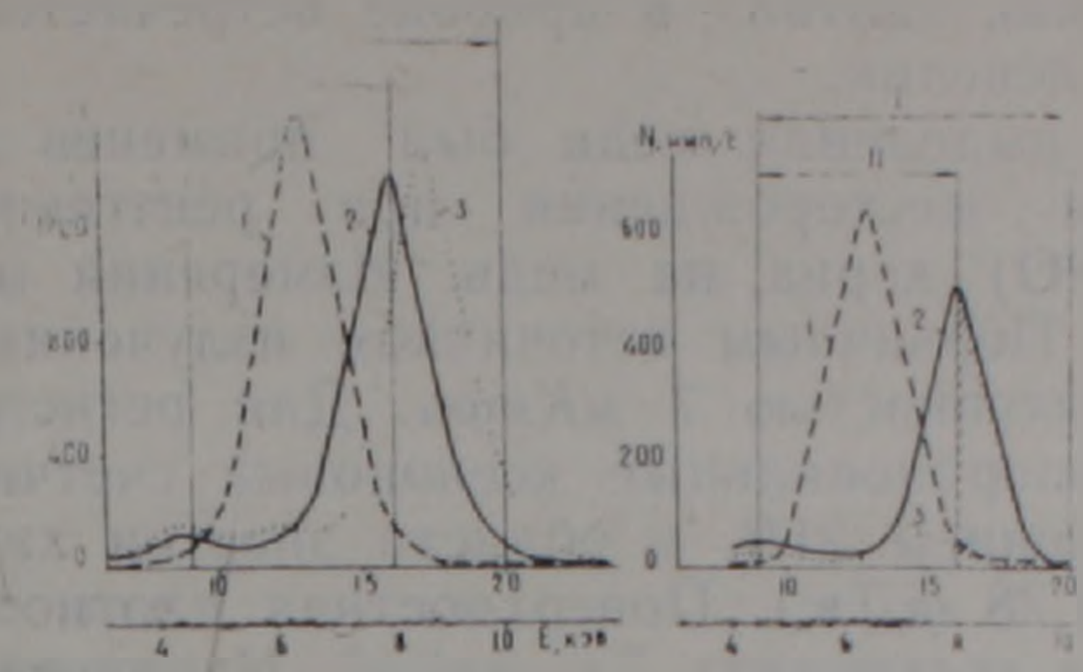


Рис. 1. Выделение меди в комплексной многокомпонентной среде без фильтра (а) и с фильтром (б) из никеля. Спектры аналитической линии К—серии: 1—железа, 2—меди, 3—цинка, I, II—аналитические интервалы.

ватывает спектры амплитудного распределения всех трех линий, а границы второго интервала выбираются следующим образом: левая граница совпадает с началом первого интервала, а правая—проходит через максимум амплитудного распределения характеристического излучения меди.

Однако, как видно из рис. 1, *а*, в разницу квантов этих двух интервалов входят также характеристические излучения цинка. Эта часть спектра «отфильтровывается» с помощью поглощающего фильтра из никеля. Кроме квантов характеристического излучения цинка в фильтре поглощаются также кванты мешающих элементов, энергия которых больше 1,33 *фДж* (К—край поглощения цинка), и в этом случае разница между количеством импульсов, зарегистрированных в этих интервалах, обусловливается только потоком квантов характеристического излучения меди (рис. 1, *б*).

Верхняя граница второго энергетического интервала должна проходить строго через максимум амплитудного распределения характеристического излучения определяемого элемента по следующей причине.

Как видно из рис. 1, *б*, спектры мешающих элементов, снятые через поглощающий фильтр, выходят на фоновые значения, начиная от энергии, через которую проходит граница второго энергетического интервала (1, 28 *фДж*), т. е. положение верхней границы с левой стороны, фактически, самое крайнее. Если она будет проходить левее своего положения, то в спектральную разность обязательно попадают кванты характеристических излучений мешающих элементов и, следовательно, не обеспечивается помехоустойчивость метода.

Конечно, логичнее, если эта граница пройдет через линии 1,33 *фДж* (К—край поглощения никеля), т. е. на 0.045 *фДж*, правее от максимума фотопика определяемого элемента. Однако в этом случае теряется около 20% регистрируемых квантов, что снижает достоверность измерений и создает неудобства при практической реализации, поскольку границу требуется отодвинуть на половину спектрометрического канала. А в нашем случае, когда граница проходит через максимум фотопика определяемого элемента, «вне контроля» факти-

чески остается только очень узкий энергетический интервал (1,28—1,33 *фДж*), куда практически не попадают излучения от мешающих элементов. В этот энергетический интервал могут попасть только кванты L_{α_1, α_2}—линий тантала 1,30 и 1,29 *фДж*, вкладом которых можно пренебречь, так как тантал в природе встречается очень редко, а выход *L*—линий невелик.

Этот способ выделения меди был применен на Арманисском полиметаллическом месторождении при рентгенорадиометрическом опробовании (РРО) керна на медь. Измерения проводились аппаратурой РРК-103. Первичным источником излучения является изотоп кадмий—109 с активностью *7 мКюри*. Для регистрации излучений использовался пропорциональный ксеноновый счетчик СИ-6Р с энергетическим разрешением 21% в области энергии характеристического излучения меди (1,28 *фДж*). Поверхностная плотность поглощающего фильтра из никеля составляла 7,6 *мг/см*^{2}. Измерения вначале проводились на кернах с известными данными химического анализа. С целью получения точного и достоверного графика скорости счета характеристического излучения меди и ее содержание брались по рудным зонам керна, а не по отдельному метровому интервалу.

Анализ результатов сопоставления данных РРО и геологического опробования показал, что изменения содержания цинка в керне в пределах 0—8% не влияют на результаты опробования меди. При этом средняя относительная погрешность определения меди в классе содержаний 0—3% составляет 12% и удовлетворяет требованиям разведки.

Таким образом, результаты опробования керна Арманисского месторождения показывают, что в полиметаллических рудах, содержащих элементы с близкими и соседними атомными номерами, вышеуказанным технико-методическим способом можно однозначно выделять аналитическую линию меди с помощью серийной аппаратуры. Предлагаемый способ может также применяться при опробовании руд на медь в условиях естественного залегания и при каротаже, так как используется только один поглощающий фильтр, все измерения проводятся через этот фильтр и нет необходимости менять его, как это делается при применении дифференциальных фильтров.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии НАН РА

Поступила 23.VI.1995

ЛИТЕРАТУРА

1. **Леман Е. П., Золотницкий В. А., Мац Н. А., Негиевич В. Г.** Раздельное определение элементов с близкими атомными номерами при рентгенорадиометрическом анализе комплексных руд.—Геофиз. аппаратура, Л.: Недра, 1984, №80, с. 55—64.
2. **Якубович А. Л., Зайцев Е. И., Пржиялговский С. М.** Ядернофизические методы анализа минерального сырья. М.: Атомиздат, 1973, 392 с.